Новейший и современный

ВУЛКАНИЗМ

на территории России



НАУКА

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ
им. О.Ю. Шмидта

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
SHMIDT INSTITUTE
FOR THE PHYSICS OF THE EARTH

MODERN AND HOLOCENE VOLCANISM in Russia



MOSCOW NAUKA 2005

Новейший и современный ВУЛКАНИЗМ на территории России



МОСКВА НАУКА 2005

УДК 551.2/3.
ББК 26.325
Н72

Авторский коллектив:

Н.П. Лаверов, Н.Л. Добрецов, О.А. Богатиков, В.Г. Бондур, А.Г. Гурбанов, Б.С. Карамурзов, В.И. Коваленко, И.В. Мелекесцев, Ю.В. Нечаев, В.В. Пономарева, Е.А. Рогожин, А.Л. Собисевич, Л.Е. Собисевич, С.А. Федотов, А.П. Хренов, В.В. Ярмолюк

Новейший и современный вулканизм на территории России / Отв. ред. Н.П. Лаверов ; Ин-т физики Земли им. О.Ю. Шмидта. – М. : Наука, 2005. – 604 с. – ISBN 5-02-032898-7

В коллективной монографии изложены материалы теоретических и экспериментальных исследований по комплексной проблеме, связанной с изучением вулканической опасности и развитием методов прогнозирования катастрофических извержений. Проанализирован вулканизм Камчатки и других регионов России. На основе тефрохронологических и геолого-вулканологических исследований с использованием ^{14}C датирования выделены группы вулканов, находящиеся на разных стадиях развития. Достаточно внимания уделено решению проблем изучения структуры вулканической постройки с использованием современных теоретических методов и аппаратурных средств. Развиваются новые технологии оценки вулканической опасности. Теоретические материалы по мере необходимости иллюстрируются данными натурных наблюдений.

Для специалистов в области наук о Земле, вулканологии, геомеханики, экологии, строительства и чрезвычайных ситуаций.

По сети АК

Modern and holocene volcanism in Russia / Ed. by N.P. Laverov. – Moscow : Nauka, 2005. – 604 p. – ISBN 5-02-032898-7

The actual collective monograph presents the results of both theoretical and experimental studies of the multidisciplinary problem on volcanic hazard assessment and development of techniques for prediction of catastophic eruptions. The volcanism of Kamchatka and other regions of Russia has been analyzed. On the basis of geological, volcanological and tephrachronological studies including radiocarbon dating, there have been defined certain groups of volcanoes on different stages of evolution. At the same time the problem of determination of the internal structure of volcanic dome using modern theoretical methods and technologies is well investigated. The new techniques of estimation of volcanic hazard were developed. Whenever ti is required, theoretical approaches are confirmed by results of in-field observations.

The book will satisfy the needs of Earth sciences specialists from a variety of backgrounds, volcanology, geomechanics, ecology, industrial constuction applications and hazard assessment.

ISBN 5-02-032898-7

© Российская академия наук, 2005
© Коллектив авторов, 2005
© Редакционно-издательское оформление. Издательство "Наука", 2005

Вулканы – это уникальное, далеко не познанное и грандиозное по своим масштабам проявление глобальных геофизических процессов, протекающих в глубинах Земли. Трудно переоценить многогранную роль активной вулканической деятельности, которая прослеживается на протяжении всей геологической истории Земли. Установлено, что катастрофические извержения не только причиняют большой материальный ущерб, но и влияют на изменение природной среды и климата.

Многие полагают, что вулканизм – это локальное явление, связанное исключительно с излияниями горячих лав. Анализируя вулканические извержения, мы убеждаемся, что основное воздействие на глобальный климат Земли оказывают газы и пеплы, выбрасываемые в атмосферу. Вместе с тем, изучая физико-химические свойства продуктов вулканической деятельности, ученые познают и глубинные тайны планеты, учатся предсказывать развитие разномасштабных вулканических процессов и сопутствующих катастрофических событий. Именно поэтому всестороннее изучение современного вулканизма с научной точки зрения представляется крайне важным и необходимым.

Предлагаемая вниманию научной общественности коллективная монография российских ученых представляет особый интерес. Здесь выполнен ретроспективный обзор новейшего вулканизма и дана характеристика катастрофических последствий извержений на территории Российской Федерации. Работа содержит новые научные данные о вулканах Камчатки, Курильских островов. Отражены также результаты изучения крупнейшего вулкана Европы – вулкана Эльбрус. Сегодня этот вулкан находится в относительном покое, но уже получены доказательства его активного характера.

Хочу подчеркнуть, что в процессе проведения теоретических и экспериментальных геолого-геофизических работ в различных регионах России ученые получили ряд фундаментальных и прикладных научных результатов мирового уровня, открывающих пути прогнозирования начала вулканических извержений. Полагаю, что развиваемые на этой базе технологии позволят на новом уровне и своевременно осуществлять необходимые организационные мероприятия на вулканоопасных территориях Российской Федерации, снижающие ущерб, наносимый народному хозяйству России катастрофическими извержениями.

Вице-президент
Российской академии наук
академик *Н.П. Лаверов*

ВВЕДЕНИЕ

Настоящая монография "Новейший и современный вулканизм на территории России" подготовлена коллективом авторов – сотрудников ИГЕМ РАН, ИФЗ РАН, ИВ и ИВГиГ ДВО РАН под научным руководством и редакцией вице-президента Российской академии наук академика Николая Павловича Лаверова, научного руководителя Государственной научно-технической программы "Глобальные изменения природной среды и климата". Данная книга в определенной степени базируется на материалах монографии "Катастрофические процессы и их влияние на природную среду. Том 1. Вулканизм", изданной в 2001 г. небольшим тиражом, но, в отличие от последней, основное внимание сосредоточено на проблемах вулканической опасности и ее прогнозе на территории России. В работе также проведен ретроспективный анализ вулканической активности Земли в XX в., подробно анализируются вулканические явления на территории Российской Федерации, включая и воздействия новейшего вулканизма на природную среду.

Действительно, вулканическая деятельность на территории России проявлена с переменной интенсивностью прежде всего на Камчатке и Курильских островах. В этой связи в монографии большое внимание уделено новейшему ($N_2^2 - Q_4$) вулканизму Курило-Камчатской островной дуги. Однако существуют и другие регионы России (например, Северный Кавказ), где вулканическая деятельность еще, по-видимому, не завершена и велика вероятность возобновления извержений вулканов.

В монографии развивается комплексный подход к решению основных проблем вулканизма. Анализируются важнейшие факторы влияния вулканических извержений на природную среду и причины извержений разного типа, оценки летучих компонентов (H_2O, Cl, F, SO_2, CO_2, NO_2 и др.) в магмах, распространенность вулканических пеплов и аэрозолей в атмосфере, влияние лав, туфов и газов на снежные покровы, на образование лавин, селей, наводнений. Все это формирует собственно вулканическую опасность. Примером влияния вулканизма на природную среду невулканических территорий Российской Федерации могут быть пеплы вулканических извержений в Италии и на Кавказе, найденные в позднеплейстоценовых отложениях Восточной и Южной Европы. В частности, удалось скоррелировать между собой пирокластические образования окрестностей вулкана Эльбрус и ассоциирующиеся с ними вулканические пеплы на р. Кубани и в низовьях р. Волги. В береговых обрывах Отказнинского водохранилища на р. Кума (Ставропольский край) идентифицирована переотложенная временными водотоками тефра вулкана Казбек. Впервые по данным радиоуглеродного датирования (^{14}C) установлен возраст тефры в разрезе правого берега р. Кубани в районе станицы Темижбекской.

Вулканически активные регионы России рассмотрены на примерах юга Восточной Сибири, Камчатки, Курил и Кавказа. В пределах Центральной Азии

(включая Прибайкалье) обосновано выделение новой вулканически активной внутриплитной провинции. Северная часть этой провинции представлена рядом областей новейшего вулканизма в южном горном обрамлении Сибири, таких как Токинская, Удоканская, Витимская, Южно-Байкальская. Показано, что для новейшего вулканизма Южно-Байкальской вулканической области характерны многократные кратковременные импульсы активности преимущественно в форме лавовых излияний. Фазы вулканизма разделены интервалами вулканического затишья, продолжительность которых не превышала нескольких десятков тысяч лет. В течение последних 50 тыс. лет произошли извержения вулканов Улуг-Арга и Долинного, сформировались огромные по протяженности лавовые реки по долинам Малого Енисея, Билина, Кыштага и т.д., возникло лавовое поле Жом-Болок в Восточном Саяне. Динамика развития вулканических событий позволяет говорить о Восточной Туве как о вулканически активной и, более того, вулканически опасной территории, для которой существует определенная вероятность новых вулканических извержений.

Вулканизм как глобальное явление является частью магматизма и его эволюции в истории Земли. В книге показано, что магматизм и метаморфизм меняли свою интенсивность, формы проявления и петрографическую и геохимическую специфику в ходе геологической истории нашей планеты. Интенсивность магматизма и метаморфизма (как и некоторых других геологических процессов) менялась, с одной стороны, циклично, а с другой, зафиксирована направленная вещественная его эволюция в геологической истории Земли. Кроме направленности и цикличности магматических (включая вулканические) процессов удается выделить катастрофические проявления последних, когда отмечаются резкие изменения природной среды вплоть до их коренной перестройки. Иногда подобного рода катастрофические процессы называют кризисами, проявляющимися на фоне сравнительно плавно протекающих геологических процессов. В работе показано, что все эти параметры изменяются необратимо (температура мантии и тепловой поток падают, а вязкость мантии возрастает) на фоне циклической флуктуации температуры и теплового потока, вызванных глобальными циклами эндогенной активности. Особенно резкие изменения рассматриваемых параметров происходили в первые 500 тыс. лет истории Земли. Но вряд ли их можно отнести к кризисным или катастрофическим, поскольку они подчиняются единой закономерности, выраженной соответствующей кривой изменения параметра в зависимости от геологического времени. Катастрофическими изменениями следовало бы считать резкие "выскоки", значительно превышающие закономерные циклические флуктуации. Все эти и другие факторы были учтены при анализе вулканической деятельности.

На Камчатке и Курильских островах проведена реконструкция эволюции вулканической деятельности как за весь период новейшего вулканизма (последние 3 млн лет), так и за отдельные его этапы, с упором на этап позднего плейстоцена–голоцена. На Камчатке выявлено и закартировано ~7100 выраженных в рельефе вулканических образований центрального типа и их фрагментов плейстоценового возраста, на Курилах – более 800 форм. Из них около 4000 разных по происхождению и размеру вулканических форм на Камчатке и более 330 на Курилах возникли за последние 40–50 тыс. лет. Установлен резко неравномерный характер вулканизма во времени: короткие эпизоды и этапы повышенной, вплоть до пароксизмальной, вулканической активности чередуются с более длительными (в 5–10 раз) временными отрезками, отличающимися пониженной активностью. Показано, что все действующие в настоящее время вулканы возникли не ранее 40–50 тыс. лет. В разные по продолжительности временные интервалы определены: объем, масса и интенсивность выноса изверженных продуктов в разных районах Курило-Камчатской вулканической области. Проведены оценки продуктивности многих вулканов. Для последних 10 тыс. лет выявлены и датированы радиоуглеродным (^{14}C) и тефро-

хронологическим методом все катастрофические извержения с объемом извергенного материала более 5 км^3.

На основе тефрохронологических и специальных геолого-вулканологических исследований с использованием ^{14}C датирования рассмотрена динамика активности вулканов и ее прогноз. Выделены группы вулканов, находящиеся на стадии I (высокая и умеренная активность и рост вулканической постройки) и стадии II (низкая вулканическая активность и начинающееся разрушение постройки). Значительная часть действующих вулканов Камчатки относятся к стадии I. Вулканы Ключевской, Безымянный, Карымский, Малый Семячик и Ксудач находятся в периоде активизации современного цикла. По прогнозу вулканы Ключевской и Карымский сохранят настоящий характер извержений на ближайшие несколько сотен лет. Вулкан Безымянный на период 100–200 лет будет характеризоваться извержениями, типичными для него после 1956 г. и связанными с формированием купола Новый. Вулканы Малый Семячик и Ксудач могут дать сильное извержение в ближайшем будущем. Вулканы Кизимен, Крашенинникова, Кихпиныч находятся в периоде относительного покоя современного цикла. Этот период покоя для вулкана Крашенинникова продлится несколько сот лет, а для вулкана Кихпиныч он неоднозначен: это могут быть и первые тысячи лет, и напротив, извержение может произойти в ближайшее время. Для вулкана Кизимен ожидается катастрофическое извержение в ближайшие 50–100 лет. Сильное извержение в ближайшем будущем можно ожидать и для вулкана Ксудач.

Среди действующих вулканов Камчатки выделена и изучена подгруппа активных вулканов. В нее включены вулканы, для которых известны исторически документированные извержения или наличие фумарольной активности, и подгруппа потенциально активных вулканов, для которых таких сведений нет, но геологическими методами установлены и датированы извержения в последние 3500 лет. В их числе считающиеся сейчас потухшими и не числящиеся в каталогах вулканы Тауншиц, Ходутка, Дикий Гребень, Хангар. Полученные новые данные были взяты за основу при составлении модернизированных вариантов каталогов действующих и потенциально активных вулканов Камчатки и Курильских островов.

В процессе проведения этих работ выполнен детальный прогноз вулканической опасности, предложены способы защиты и рекомендации по минимизации ущерба от извержений вулканов Авачинский и Эбеко, находящихся в непосредственной близости от городов Петропавловск-Камчатский, Елизово (Камчатка) и Северо-Курильск (о.Парамушир, Курилы); построены карты вулканической опасности.

Представлены результаты изучения эруптивного процесса извержения, начавшегося в Карымском вулканическом центре 1–2 января 1996 г., включая новые данные о динамике извержения, объемах твердых и рыхлых продуктов, поступивших на поверхность; сейсмичности, деформациях земной поверхности на площади 40×60 км; реконструкции извержений в Карымском озере за последние 100 тыс. лет; рассматриваются биогидрохимические процессы в экосистеме Карымского озера, а также влияние извержений на окружающую среду. Приведены результаты комплексных геолого-геофизических исследований в Карымском вулканическом центре в 1996–2000 гг.

В качестве природной модели катастрофического извержения вулканов Камчатки подробно проанализирована природная катастрофа 1737–1742 гг. в данном регионе. Отличительная черта этого периода – очень высокая вулканическая активность, как по числу действовавших вулканов, так и по разнообразию вулканических проявлений и объему изверженных продуктов. При этом все эпизоды природной катастрофы имели три главные особенности:

– субсинхронность и региональность проявления основных компонентов природных катастроф и обусловленных ими событий;

– детерминированность предельно возможных для каждого эпизода интенсивности и параметров эндогенных процессов;

– значительные геолого-геоморфологический эффект и степень воздействия на природную среду.

Экстраполируя полученные данные, можно предполагать, что катастрофическая вулканическая деятельность и сопутствующие явления на Камчатке на современном периоде принципиально не будут отличаться от вулканической катастрофы 1737–1742 гг. Прогноз в соответствии с такой аналогией допускает, что могут извергаться порядка 10–15 вулканов, относимых сейчас к действующим или потенциально активным. Поскольку типы и параметры извержений для каждого вулкана должны определяться стадией развития и фазой цикла активности на момент катастрофы, то не исключено, что наибольшую угрозу представят вулканы, давно находящиеся в стадии покоя, т.е. вулканы во второй стадии развития. Потенциальные "кандидаты": вулканы Кизимен, Кроноцкий, Корякский, Ходутка, Дикий Гребень. Следует ожидать появления новых эруптивных центров на Толбачинском долу. Как и в 1737–1742 гг., непосредственно в районе вулканов опасность будет максимальной и более многофакторной.

На удалении от территории расположения вулканов наибольшую угрозу будут представлять сильные пеплопады и лахары. Кроме того, произойдет серия (или несколько сближенных во времени серий) землетрясений, эпицентры которых будут находиться как в море у тихоокеанского побережья, так и на суше. Магнитуда сильнейших землетрясений может превысить 8,5. Последние вызовут многочисленные обвалы и оползни на суше и под водой. Большеобъемные подводные сейсмотектонические обвалы и оползни приведут к возникновению мощных цунами. Произойдет очередное поднятие тихоокеанского побережья и шельфа.

Необходимо отметить, что, помимо Камчатки, во многом в сходных геодинамических условиях находятся и другие звенья системы островных дуг северо-западного обрамления Тихого океана и прежде всего Курильская и Японская островные дуги. Из-за сходства геодинамических обстановок не исключено, что главные элементы камчатской природной катастрофы 1737–1742 гг. окажутся общими для аналогичных событий во всех трех названных регионах.

В книге рассмотрена и вулканическая опасность на севере Кавказского региона. В этой части монографии на основе новых геолого-геофизических данных и результатов анализа предыдущих работ показано, что Северная часть Большого Кавказского хребта относится к одному из наиболее активных в геодинамическом плане регионов России. Кавказский регион характеризуется интенсивными движениями земной коры, а Эльбрусский вулканический центр уникален как с геологической, так и с геофизической точек зрения. На основе K-Ar и Rb-Sr изотопных и других данных определены возраст и периодичность новейших извержений вулканических центров Большого Кавказа.

Кроме того, впервые проведено всестороннее изучение активного вулкана Эльбрус.

В истории Эльбрусского вулканического центра выделены крупные циклы развития: докальдерный, кальдерный и посткальдерный, а в двух последних различаются ранний и поздний этапы. Установлено, что подавляющее большинство лавовых потоков вулкана Эльбрус отвечает по составу дацитам, а туфовые горизонты – риолитам. Наличие обширного снежно-ледового покрова делает вулкан Эльбрус еще более опасным, так как в случае будущих извержений любой силы и типа к собственно вулканической опасности обязательно добавится катастрофическая опасность от образования лахаров и крупномасштабных наводнений, которые могут предваряться валом воды высотой до нескольких десятков метров, образованием подпруженных озер и другими событиями. Авторы относят Эльбрус к вулканам типа "А", действовавших в историческое время, и предлагают организовать в Приэль-

брусье систему мониторинга, включающую геологические, геофизические и гляциологические исследования.

Принимая во внимание, что вулкан Эльбрус расположен вблизи жизненно важных центров Европейской части России и сопредельных государств, входящих в СНГ, в работе рассмотрена проблема его активизации и разработан прогноз возможных катастрофических событий и их последствий. В этой связи достаточно внимания уделено проблеме мониторинга наведенных волновых процессов в гетерогенных структурах геологической среды вулканов центрального типа. Здесь представлены данные натурных наблюдений волновых процессов в окрестности вулканической постройки Эльбруса, которые отражают динамические особенности магматических структур. На основе результатов, полученных при геолого-геофизическом анализе внутреннего строения Эльбрусского вулканического центра, развивается механико-математическая модель существования и эволюции магматического очага и магматической камеры под вулканом Эльбрус. Наличие такой модели позволило впервые выполнить оценки резонансных особенностей магматических структур и перейти затем к аналитическому анализу наведенных нелинейных процессов в гетерогенных структурах вулканической постройки. В результате проведения серии комплексных теоретических и экспериментальных исследований, в которых были задействованы и космические технологии, решена крупная научная проблема, связанная с развитием принципиально новой методологии мониторинга магматических структур вулканов центрального типа.

Технологии прогнозирования вулканических извержений действующих вулканов (долгосрочный, среднесрочный и краткосрочный прогнозы) рассмотрены в основном на примере результатов комплексных исследований извержения вулкана Карымский в 1996–2000 гг. и связанных с ним процессов. Извержение началось 2 января 1996 г. и происходило одновременно на вулкане Карымском и в кальдере Академии Наук. Среднесрочные прогнозы извержения вулкана Карымского давались в апреле-мае 1995 г., а точные краткосрочные прогнозы были сделаны менее чем за сутки до его начала.

Такие сложные и мощные природные явления как извержения вулканов могут иметь разнообразные предвестники: предшествующие землетрясения, деформации земной поверхности, разогрев кратеров, изменение мощности фумарол и состава вулканических газов и другие. Наиболее благоприятные условия для прогнозов имеются в случае таких извержений, которым предшествуют образование новых подводящих питающих магматических каналов. При этом к основным методам прогноза извержений вулканов сегодня принято относить сейсмические. В мировой практике одним из лучших примеров были прогнозы, сделанные советскими учеными перед началом и во время Большого трещинного Толбачинского извержения [*Большое трещинное Толбачинское извержение*, 1984]. Успешным был и прогноз крупного извержения, начавшегося в мае 2001 г. на вулкане Шивелуч. Эти сведения приводятся в краткой форме, так как для полного рассмотрения данных вопросов потребовалось бы издание нескольких книг.

В заключение авторы считают своим приятным долгом выразить благодарность всем сотрудникам институтов Российской академии наук (ИГЕМ, ГИН, ОИФЗ, ИДГ, ИВГиГ ДВО и ИВ ДВО, ГЕОХИ РАН, ГЕОХИ СО РАН), принявшим участие в работах по вулканизму в рамках Государственной научно-технической программы "Глобальные изменения природной среды и климата". Без существенного вклада этих коллективов в изучение вулканизма не было бы возможно издание данной книги.

Активное обсуждение теоретических вопросов с ведущими учеными России, академиками РАН В.К. Малиновским, В.Е. Хаиным всегда оказывалось полезным

и способствовало решению поставленных проблем. При построении математических моделей большая поддержка была оказана со стороны академика РАН В.А. Бабешко, члена-корреспондента РАН О.В. Руденко и доктора физико-математических наук М.Г. Селезнева. Мы благодарим ученых за бескорыстную помощь и постоянное внимание к работе.

При подготовке второй главы по новейшему вулканизму Камчатки (разд. 2.5, 2.6, 2.8) и третьей главы по новейшему вулканизму Курильских островов (разд. 3.6) частично использованы материалы исследований сотрудников Лаборатории динамической вулканологии ИВГиГ ДВО РАН Л.И. Базановой, О.А. Брайцевой, В.Ю. Кирьянова, И.А. Несмачного, а также Л.Д. Сулержицкого (ГИН РАН) и В.Н. Двигало (ИВ ДВО РАН). За это им всем, а также Ю.Н. Шуваловой (ИВГиГ ДВО РАН), отдавшей много времени и сил при подготовке рукописи к печати, выражаем искреннюю благодарность.

Следует особо отметить, что многолетние геолого-геофизические наблюдения в районе Эльбрусского вулканического центра выполнены при непосредственной поддержке Президента Кабардино-Балкарии господина В.М. Кокова, который всегда интересовался ходом исследований в сложных условиях высокогорья и при необходимости выделял материальную помощь постоянно действующей геолого-геофизической экспедиции.

На всех этапах выполнения работы содействие исследованиям оказывали: руководство МЧС России; администрации Камчатской области, Кабардино-Балкарской Республики и Республики Северная Осетия–Алания.

Ряд научных результатов получен при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты № 99-05-64178, 99-02-17198, 99-05-65599, 99-05-65645, 99-05-65371, 00-05-64299, 00-05-64299, 00-05-64466, 00-05-64882, 02-02-16100, 03-05-64020 и 05-15-98611).

Глава 1

ВУЛКАНИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ ЗЕМЛИ. ВЛИЯНИЕ ВУЛКАНИЗМА НА ПРИРОДНУЮ СРЕДУ

Вулканический процесс – явление планетарное, воспринимаемое, прежде всего, через вулканические извержения и центры современной и прошлой вулканической деятельности.

Извержения непосредственно влияют на жизнь людей вблизи вулканов. Главную опасность при этом представляют собой лавовые потоки, катастрофические оползни, боковые взрывы, большие скопления выброшенной тефры, а также быстро двигающиеся пирокластические и грязевые потоки. Долгосрочный прогноз извержений пока крайне затруднен, и в этой связи всегда существует потенциальная опасность для жизни на территориях, прилегающих к вулканам [*Бабанский, Коваленко*, 1999].

Подавляющее число действующих вулканов располагается по периферии Тихого океана, в меньшей степени – в Атлантике и Средиземноморье, тяготея к так называемым деструктивным границам литосферных плит. Имеются также вулканы и внутри последних (например, Гавайские и некоторые другие) – так называемые внутриплитные, а также расположенные вдоль срединно-океанических хребтов или конструктивных границ литосферных плит.

Действующими считаются всего около тысячи вулканов. Однако оценка эта весьма проблематична, поскольку до сих пор не ясно, по каким критериям можно считать вулканы действующими. С позиции обычных людей этот вопрос может показаться надуманным или излишне академичным. Как будто бы ясно, что те вулканы, которые извергают лаву, пирокластику и другие вулканические продукты, и являются действующими.

Как показывают геологические и вулканологические исследования, во-первых, продолжительность жизни индивидуальных вулканов на порядки больше самой долгой жизни человека и, во-вторых, многие вулканы действуют не непрерывно, а с паузами или периодически. Паузы в активности вулканов могут быть длительными, растянутыми в ряде случаев и на тысячи лет. Для многих поколений людей вулканы в течение таких пауз будут считаться недействующими (мертвыми). Но такой вывод без серьезных научных обоснований не только теоретически неверен, но и крайне вреден.

Особенно опасны извержения таких вулканов, которые длительное время не проявляют признаков активности на протяжении сотен и даже тысяч лет. Они считаются потухшими, в связи с чем для окружающего населения их извержения оказываются полной неожиданностью. Пример такого вулкана – Безымянный на Камчатке, который "молчал" более тысячи лет.

Извержения вулканов часто носят катастрофический характер в связи с их огромной мощностью. Дело в том, что существует эмпирическое правило, разделяемое многими вулканологами: чем длиннее период покоя вулкана, тем более мощ-

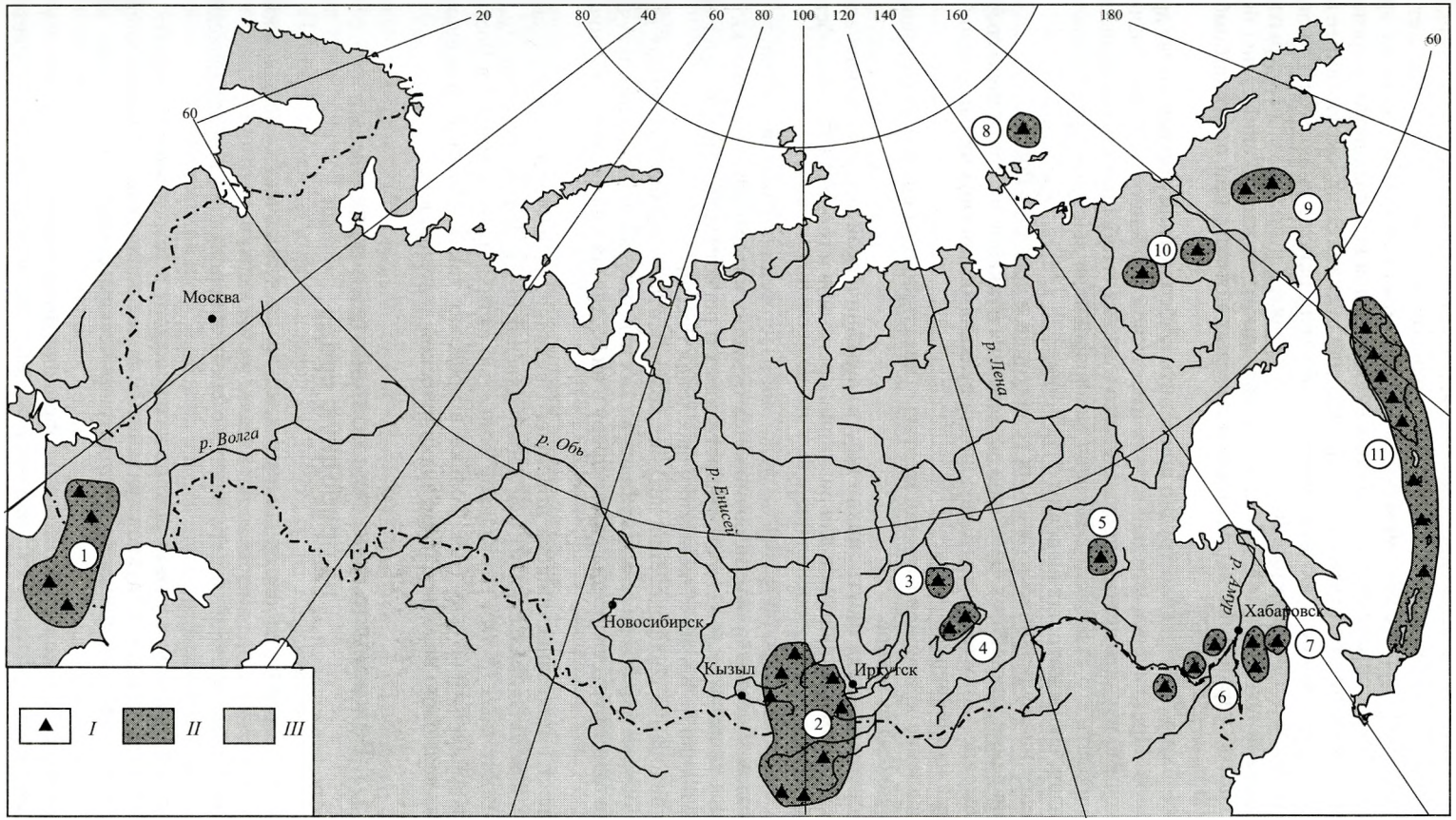


Рис. 1.1. Вулканические области и районы новейшего (менее 1 млн лет) вулканизма в пределах территории России:

1 – Кавказская, *2* – Южно-Байкальская, *3* – Удоканский, *4* – Витимский, *5* – Токинский, *6* – Амуро-Уссурийская, *7* – Совгаваньский, *8* – островов Де Лонга, *9* – Анюйско-Алучинский, *10* – Среднеколымский, *11* – Курило-Камчатская; *I* – вулканы, *II* – ареалы вулканизма, *III* – авулканические территории

ным может быть его извержение. Оно основывается на статистических оценках: извержения с объемом продуктов в 1 км^3 бывают в среднем раз в 500 лет, в 10 км^3 – раз в 5000 лет, а с объемом более 100 км^3 – раз в 50 000 лет. В то же время к извержениям постоянно действующих вулканов, для которых паузы коротки, а иногда и вообще отсутствуют, как, например, для вулкана Этна, окружающее население более или менее приспосабливается. Жители района умеют быстро ликвидировать последствия извержений, которые сводятся к пожарам, перекрытию дорог лавовыми потоками и др. Так, в течение одного из извержений Этны был испытан способ управления направлением лавовых потоков при помощи бомбометания [*Ильинский*, 1992].

К сожалению, это правило трудно применить к абсолютному большинству других вулканов. Практически каждый из них имеет свои особенности. А это значит, что необходимо изучать деятельность каждого вулкана, чтобы понять особенности и прогнозировать его активность. И здесь на первый план выступает ряд первостепенных задач, среди которых выделим следующие.

1. Выявление вулканически опасных территорий в пределах России.
2. Выявление важнейших факторов воздействия вулканов на природную среду.
3. Слежение за постоянно действующими вулканами, прогноз их извержений и воздействий на природную среду.
4. Выявление критериев отличий мертвых (неактивных) и спящих (находящихся в паузе покоя) вулканов.
5. Изучение периодичности (цикличности) вулканической активности наиболее типичных (модельных) вулканов для различных регионов и геодинамических обстановок.
6. Изучение катастрофических последствий извержений вулканов в геологическом прошлом с целью прогноза возможных будущих катастроф и разработки их сценариев, а также предложения государственных и региональных мер по минимизации их влияния на жизнь и экономику населения России.
7. Исследование распределения летучих компонентов в магмах различных вулканов для оценки характера (типа) вулканических извержений, воздействия летучих веществ на атмосферу, гидросферу, биосферу и на состав всех важнейших оболочек Земли.

На рис. 1.1 показаны области новейшего вулканизма на территории России: Кавказ (*1*), Южно-Байкальская (*2*), ряд Забайкальских (*3–5*), Дальневосточных (*6, 7*) и Северо-Восточных (*8–10*). Но главной областью активного вулканизма в России является Курило-Камчатская (*11*). Только в пределах таких областей новейшего вулканизма возможно возобновление вулканической деятельности.

1.1. Важнейшие факторы воздействия вулканизма на природную среду

Вулканы воздействуют на природную среду и на человечество несколькими способами (рис. 1.2):

– прямым воздействием на окружающую среду извергающихся вулканических продуктов (лав, пеплов и т.п.);

– воздействием газов и тонких пеплов на атмосферу и тем самым на климат;

– воздействием тепла продуктов вулканизма на лед и снег, часто покрывающих вершины вулканов, что приводит к катастрофическим селям, наводнениям, лавинам;

– вулканические извержения обычно сопровождаются землетрясениями и т.д.

Особенно долговременны и глобальны воздействия вулканического вещества на атмосферу, что отражается на изменении климата Земли.

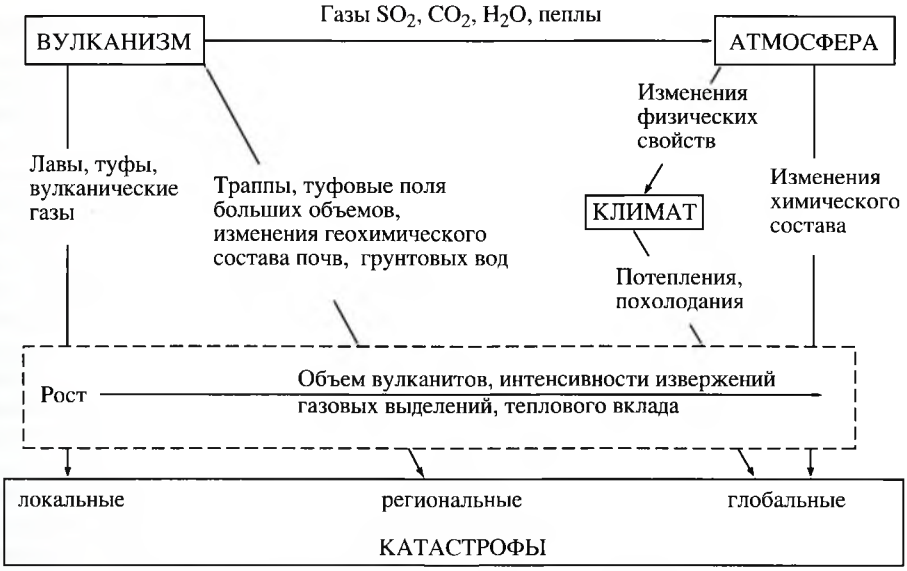


Рис. 1.2. Факторы вулканизма, определяющие разномасштабные катастрофы в природной среде [*Ярмолюк и др.*, 1993]

При катастрофических извержениях выбросы вулканических пыли и газов, сублимирующих частички серы и других летучих компонентов, могут достигать стратосферы и вызывать катастрофические изменения климата. Так, в XVII в. после катастрофических извержений вулканов Этна в Сицилии и Гекла в Исландии замутнение стратосферы привело к резкому двухлетнему похолоданию, массовому неурожаю и гибели скота, эпидемиям, которые охватили всю Европу и вызвали 30–50%-ное вымирание европейского населения. Такие извержения, часто имеющие эксплозивный стиль, особенно характерны для островодужных вулканов. Фактически при таких извержениях мы имеем природную модель "ядерной зимы" [*Rampino, Self,* 1992], разработанную теоретически для последствий ядерной войны.

Природная модель на примере извержений упомянутых и многих других вулканов показывает, что последствия таких извержений действительно соответствуют в экологическом плане разработанной теоретически модели последствий "ядерной зимы".

Так, например, при извержении вулкана Тоба в Индонезии 75 тыс. лет назад на земную поверхность было вынесено не менее 1000 км^3 лавы и выброшено в стратосферу около $5 \cdot 10^9$ т аэрозолей серной кислоты, что вызвало климатический эффект типа "ядерной зимы".

По имеющимся данным за период 1945–1992 гг. на Камчатке и Курильских островах произошло около 130 извержений различной мощности и различного типа. При этом было извергнуто порядка 8,4 км^3 лавы и пирокластики и около 0,5 млн т газообразных продуктов. За этот период наиболее активными были вулканы Ключевской группы (~50% извержений и ~80% объема изверженных продуктов всего региона).

Средний уровень активности вулканов данного региона России составлял 0,18 км^3/год лавы и пирокластики и 0,01 млн т/год вулканических газов. В течение 1945–1992 гг. в пределах Курило-Камчатского региона отмечались периодические усиления вулканической активности через каждые 10±3 года. При этом отмечалось двукратное увеличение числа извержений (до шести извержений в год), многократное увеличение расхода лавы и пирокластики (до 1 км^3/год) и эмиссии вулканических газов (до 0,1 млн т/год), имели место крупные катастрофические извержения,

после которых происходили нарушения климата и природной среды на значительных площадях.

Резкая активизация вулканизма была зафиксирована в 1944–1945 гг. (крупные извержения Ключевского и Авачинского вулканов), в 1952–1957 гг. (мощное извержение вулкана Безымянного), в 1963–1966 гг. (крупное извержение вулкана Шивелуч), в 1973–1976 гг. (извержение вулкана Тятя на южных Курилах и Большое Трещинное Толбачинское извержение), в 1979–1981 годах (вулканы северных Курил и вулкан Алаид). Перечисленные извержения имеют индекс эксплозивности 4–5, что означает явное или заметное влияние на стратосферу. При извержениях вулканов Ключевского, Авачинского, Толбачика, Шивелуча произошло образование нормальных плинианских эруптивных колонн, достигших высоты 12–15 км, т.е. выше тропопаузы. Извержение вулкана Безымянного в марте 1956 г. создало более мощную ко-игнимбритовую эруптивную колонну высотой 35 км. Во всех случаях плинианские и ко-игнимбритовые эруптивные колонны выносили вулканический материал в тропосферу с образованием аэрозольного облака, полярных дымок и с нарушением состояния полярного озонового слоя.

Таким образом, наиболее заметное влияние вулканизма региона на окружающую среду проявлено на стадии крупных извержений. В то же время и эмиссия газов всех пассивно дегазирующих вулканов в целом может оказывать глобальное влияние на состав атмосферы. Высокая концентрация действующих вулканов в Курило-Камчатском регионе, их большая высота и низкий уровень стратосферы способствуют образованию полярных туманов и разрушению полярного озонового слоя. Эмиссия SO_2, CO_2, H_2O, HCl вулканами региона как в стадию пассивной, так и в стадию активной дегазации составляет 10% валовой эмиссии всех остальных вулканов мира. К несчастью, талантливый отечественный ученый И.А. Меняйлов, чьи данные приведены выше, трагически погиб при изучении извержения вулкана Галерас (Колумбия), после чего исследование эмиссии газов вулканами на территории России резко замедлилось.

В процессе изучения вулканизма Камчатки проведены уникальные для нашей страны эксперименты, связанные с исследованием аэрозолей при помощи самолетов-лабораторий Ан-30, Ан-24 и Ту-154. При этом использовалась фильтровальная установка, в которую отбирались пробы вулканических аэрозолей из вулканических облаков. В 1993 г. такой отбор осуществлен дважды – в марте и сентябре. Отбор проб аэрозоля вулканов Ключевского, Шивелуча, Безымянного, Карымского, Авачи и Мутновского проводился вдоль и поперек распространения вулканических облаков, а для вулканов Ключевского и Шивелуча – до извержения, во время и после него. Это позволило установить химическую специализацию для каждого вулкана, структуру и состав. Результаты исследований были опубликованы в работах [*Богатиков и др.*, 1995; *Pieri et al.*, 1995а,б; *Khrenov*, 1996].

Аэрозольные частицы отбирались на фильтрующий материал, который обеспечивал эффективное улавливание аэрозоля субмикронных размеров не менее 80%, а для частиц размером 1–10 мкм эффективность порядка 95%. Пробы аэрозолей вулканов Ключевского и Шивелуча получены при пересечении вулканических облаков на разном удалении от кратера перпендикулярно направлению ветра. Анализ гистограмм размеров частиц аэрозолей показал, что медианные размеры счетных распределений во всех случаях находятся в диапазоне 2–3 мкм, причем доля частиц больших размеров (до 10 мкм) в выборках остается примерно одинаковой. По результатам исследования форм и структуры поверхности аэрозоля выделены: сферические, обломочные и оплавленные. Установлено, что для каждой группы вулканов имеются свои индивидуальные особенности аэрозольной долгоживущей составляющей (частицы с размерами менее 10 мкм принято считать неоседаемой примесью в стратосфере). В целом для всех групп вулканов характерны частицы с преимущественным содержанием Si, Ca, Al, Fe. В то же время для каждой выборки имеется ряд

особенностей, к которым следует отнести, например, следующие: наличие в частицах вулкана Мутновский таких элементов, как Cd, Ti, Zn (7% от общего числа частиц в выборке), Sb (5%); присутствие в частицах вулкана Шивелуч Sn (5%); наличие в выбросах вулкана Ключевского "следов" Cr, Zn, Cu.

Особый интерес представляет изучение концентраций CO_2, HCl и HF в эруптивных выбросах Ключевского вулкана. Его вершина находится в непосредственной близости от тропопаузы (высота Ключевского 4900 м, граница тропопаузы над Ключевским вулканом находится на высоте 8000 м), и при катастрофическом извержении этого вулкана существует угроза выброса галогенов в стратосферу, так как их содержание в продуктах извержения достаточно велико. Оценка их количества, изучение баланса твердого, аэрозольного и газообразного веществ – одна из важнейших задач экологического мониторинга.

С.А. Федотов и соавторы определили следующий набор параметров, характеризующих процесс развития эруптивного облака: количество выброшенного в атмосферу вулканического пепла; высота подъема, геометрическая форма и размеры пепловой тучи; распределение концентрации пепла в пространстве пеплового облака; распределение дисперсионного состава пепла в пепловом облаке; динамика изменения геометрических параметров пепловой тучи и ее наполнения вулканическим пеплом; распределение температуры нагрева объема пепловой тучи в начальной стадии его формирования; распределение скорости ветра на различной высоте над кратером вулкана.

Проведены работы, имеющие целью оценить степень воздействия вулканизма на атмосферу и климат за более длительный, чем человеческая история, отрезок времени. Для этого изучалась геохронология крупнейших эксплозивных извержений Камчатки в голоцене и их корреляция с кислотными пиками в ледяных кернах Гренландского ледникового щита [*Брайцева и др.*, 1997]. По мнению многих исследователей, кислотные пики в доиндустриальный период связаны в первую очередь с аккумуляцией вулканических аэрозолей, особенно с существенным участием серы. На Камчатке было выявлено более 20 извержений с объемом пирокластики, превышающим 0,5 км^3 [*Певзнер и др.*, 1997]. Из них три – это крупнейшие исторические извержения (вулканы Ксудач, 1907 г., Безымянный, 1955-1956 гг., Шивелуч, 1964 г.), остальные – доисторические, выявленные детальными тефрохронологическими и геолого-геоморфологическими исследованиями.

Данные перечисленных выше исследователей по корреляции радиоуглеродного возраста доисторических извержений с кислотными пиками в гренландском льду приведены в табл. 1.1.

Крупные пики соответствуют некоторым кальдерообразующим (КО, КРМ) и субкальдерным (ОП) извержениям и мощному извержению вулкана Кизимен (КЗ). В работе [*Zielenski et al.*, 1994] обращается внимание на вклад крупнейших извержений начала голоцена в похолодание климата этого времени. Несомненно, что камчатские кальдерообразующие извержения (КО, КРМ и КЗ) составили существенную часть этого вклада.

Анализируя активную деятельность вулканов Камчатки, можно видеть, что хотя крупные извержения происходили в течение всего голоцена, выделяются два отчетливых периода регионального усиления вулканической активности – около 7500–7900 и 1300–1800 (^{14}C) лет назад (далее – л.н.).

Особенно важен первый из этих периодов, когда происходит мощная вспышка эксплозивной активности с почти одновременным образованием кальдер Курильское озеро – Ильинская, Карымская и Тао-Русыр (последняя на Курильских островах) и сильным извержением вулкана Кизимен.

Площади зон полного разрушения и кардинального преобразования всех компонентов природной среды измерялись сотнями и тысячами квадратных километров, а пеплы выпадали на площадях 5–10 млн км^2.

Таблица 1.1

Крупнейшие эксплозивные извержения вулканов Камчатки в голоцене

Центр извержения	Индекс тефры	Объем, км^3	Состав пород[1]	^{14}C возраст, лет	Календарный возраст[3]	Возраст кислотных пиков в ледниковом щите[4]
			Кальдерообразующие извержения			
Кальдера озера Ильинская	КО	120–140	РД	7666±19 (12)[2]	ВС 6530(6459) 6422	ВС 6470(154); 6476(710)
Кальдера Карымская	КРМ	13–16	РД	7889±67 (4)	ВС 7008(6642) 6495	ВС 6614(240)
Ксудач, кальдера V	$КС_1$	18–19	РД	1806±16 (15)	AD 147(236)317	AD 267(49); 264(48)
Ксудач, кальдера IV	$КС_2$	9–11	А	6007±38 (5)	ВС 4956(4907) 4797	ВС 4893(31); 4911(49)
Ксудач, кальдера III	$КС_4$	1,5–2	А	8826±40 (3)	ВС 8005(7922) 7702	?
			Субкальдерные извержения			
Опала (Бараний амфитеатр)	ОП	9–10	Р	1478±18 (11)	AD 550(606)638	AD 639(149)
Ходутка (Ходуткинский маар)	ХД	1–1,5	РД	2805±40 (2)	ВС 1032(925)839	ВС 962(35); 1015(25)
Хангар	ХГ	12–13	Д	7018±29 (10)	ВС 5951(5922), 5919,5853)5769	ВС 5860(50); 5921(42); 5918(50)
			Извержения стратовулканов			
Шивелуч	$Ш_{1964}$	0,6–0,8	А	–	AD 1964	AD 1965(29)
Шивелуч	$Ш_1$	≥1	А	265±18 (6)	AD 1641(1652) 1663	AD 1645(20); 1641(81)
Шивелуч	$Ш_2$	≥2	А	972±16 (14)	AD 1020(1031) 1154	AD 1026(43)

Шивелуч	$Ш_3$	≥2	А	140±4±27 (8)	AD 614(653)670	?
Шивелуч	$Ш_5$	≥1	А	2553±46 (4)	BC 807(780)524	BC 776(29)
Шивелуч	$Ш_{ДВ}$	≥1,5	А	4105±31 (5)	BC 2866(2616) 2504	BC 2617(68); 2619(41)
Авачинский	$АВ_1$	≥4	АБ	3536±16 (11)	BC 1912(1880, 1830,1829) 1775	BC 1850(26); 1864(32); 1891(46)
Авачинский	$АВ_2$	≥0,5	А	4136±30 (5)	BC2872(2855, 2820,2662,2635, 2627) 2616	BC 2617(68); 2619(41); 2656(40); 2660(35); 2815 (66)
Авачинский	$АВ_3$	≥1	А	4522±27 (6)	BC 3350(3310, 3325, 3187, 3158, 3128) 3094	BC 3154(29); 3181(48); 3184(42); 3188(42), 3190(41); 3192(27); 3340(31)
Авачинский	$АВ_4$	≥1	А	5509±26 (7)	BC 4441(4348) 4331	BC 4395(38)
Авачинский	$АВ_5$	≥1	А	5602±40 (2)	BC 4514 (4456, 4411, 4409) 4351	BC 4411C183); 4447(159); 4449(42)
Безымянный	$Б_{1956}$	1,8–2,0	А	–	AD 1955–1956	AD 1956(18)
Кизимен	$К_3$	4–5	Д	7531±37 (6)	BC 6423(6377) 6225	BC 6360(92); 6396(130); 6398(424)
Ксудач, конус Штюбеля	$КШТ_3$	1,5–2	АБ–Д	–	AD 1907	?
Ксудач, конус Штюбеля	$КШ_{Т1}$	0,8–1	АБ–Д	–	AD 889(978)1015	AD 939(33); 915(26); 902(40); 900(39)

Примечания: [1]РД – риодациты, А – андезиты, Р – риолиты, АБ – андезибазальты, Д – дациты. [2]В скобках указано количество образцов для подсчета среднего возраста. [3]Значения даны при 2δ; AD – годы н.э., BC – годы до н.э. [4]В скобках – содержание SO_4^{2-} (ppb – частей на миллиард).

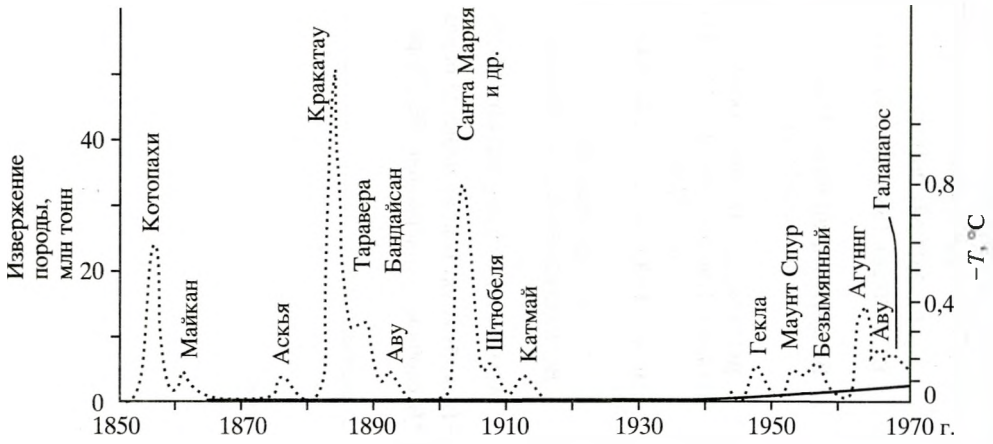


Рис. 1.3. Изменения среднегодовых температур в северном полушарии в зависимости от поступления в атмосферу пепла и пыли вулканогенного (пунктир) и техногенного (сплошная линия) происхождения [*Mitchell*, 1970]

Отметим также, что первоначально установленная во льдах Антарктиды и Гренландии для голоцена четкая корреляция периодичности колебаний температуры атмосферы с содержанием в ней парниковых газов (CO_2, CH_4) и с циклами Миланковича резко усложнилась для более длительного периода времени.

За 110 тыс. лет отмечены резкие, быстрые и неожиданные изменения климата нелинейного характера в течение немногих десятилетий [*Заварзин, Котляков*, 1998], связываемые с многообразием влияющих на климат факторов.

Несомненно, что к таким факторам относится и вулканизм. Отсюда представляется неверным отнесение вулканизма к локальным факторам влияния на природную среду. По крайней мере в отношении воздействия его на атмосферу, как показывают последние исследования ледяных кернов и океанических осадков, этот фактор носит глобальный характер, что требует интенсивных исследований в планетарном масштабе.

Таким образом, полученные нами данные о выбросах аэрозолей и летучих компонентов активно действующими вулканами Камчатки и Курильских островов свидетельствуют о большом и глобальном влиянии этого фактора на природную среду.

В заключение анализа влияния вулканизма на атмосферу и климат представим рис. 1.3, на котором видно, что по масштабам воздействия на атмосферу вулканические извержения на порядок превосходят антропогенное влияние, хотя и действуют относительно кратковременно.

Напомним также, что вулканизм воздействует не только на климат, но и на стабильность озонового слоя, а также создает существенные проблемы для полетов реактивных самолетов. Эти проблемы становятся все более актуальными при интенсификации авиаперевозок и расширении географии маршрутов.

Другие из перечисленных выше факторов воздействия вулканизма на природную среду имеют более локальные масштабы. К факторам прямого воздействия извергающихся вулканов на окружающую природную среду относится влияние лав и пирокластики на биосферу, гидросферу, города и поселки, инфраструктуру территорий и т.п.

В настоящее время получены данные [*Федотов*, 1993] о динамике извержений и заполнения лавами огромных кратеров Ключевского и Авачинского вулканов, впервые в мире обнаружен слой расплавленной серы под горячим озером в кальдере Узон в 1991 г. В этот начальный период удалось на мировом уровне вести теле-

метрические сейсмические наблюдения за вулканами, геодезические измерения с целью выявления связанных с вулканической деятельностью перемещений земной поверхности, изучение вулканизма с помощью аэрометодов. Были проведены в 1993 г. системные наблюдения (С.А. Федотов и коллектив Института вулканологии ДВО РАН) за извержениями вулканов Шивелуч и Ключевской. В процессе проведения этих наблюдений были получены важные и невозобновляемые данные о динамике извержений, составе их продуктов, разрабатывались методы прогноза опасных межпароксизмальных взрывных извержений, теоретически исследована магматическая кипящая система и механизм деятельности гигантского Ключевского вулкана, а также изучена эволюция формы вулканического канала при ламинарном течении по нему магмы и убывании избыточного давления на входе в канал. В 1994 г. проведены также невосполнимые наблюдения за одним из крупнейших в XX в. вершинных извержений Ключевского вулкана. На склоны вулкана излились лавовые потоки длиной до 4 км и пирокластические потоки до 6 км, а длина грязевых потоков достигала 30 км, в результате была разрушена дорога около г. Ключи. Пепловая колонна поднималась до высоты 12 км и прослеживалась на 2000 км к востоку, в связи с чем были изменены маршруты полетов рейсовых самолетов вдоль восточного побережья Камчатки. В 1998 г. отмечено новое извержение Ключевского вулкана, при котором пепловое облако достигло высоты 14 км. В 1999 г. активизация этого вулкана проявлялась в мощной парогазовой деятельности и интенсификации землетрясений. В ходе работ был оценен рост экструзивного купола вулкана Шивелуч, который менее чем за год вырос на 90 млн $м^3$, но в 1999 г. экструзивный процесс приостановился. В 1998 г. отмечено межпароксизмальное извержение этого вулкана длительностью < 1 ч. Отмечена сейсмическая активизация на вулкане Корякском, продолжалось оперативное слежение за сейсмическим режимом других вулканов Камчатки.

Изучение извержения вулкана Карымского можно отнести к крупным научным достижениям. Удалось проследить уникальное явление – рождение нового вулкана и его воздействие на окружающую среду. Установлены четкие признаки растяжения и вертикальные деформации земной коры вблизи центра извержения в вулкане Академии Наук, размеры кратера которого составляют 600 × 650 м, а глубина 58 м. Скорость растяжения составляла $(0,4–0,5) \cdot 10^{-6}$ мм в месяц, скорость вертикальных движений 1–1,5 мм в месяц. Произошли значительные изменения рельефа берегов Карымского озера, и изменилась вся береговая линия озера. В первые два дня извержения выделилось 10^{16} Дж тепловой энергии, которая затем снизилась до $5,3 \cdot 10^8$ Дж. Температура воды в гигантском ($5,4 \cdot 10^8$ $м^3$) Карымском озере повысилась в процессе извержения более чем на 10 °С.

До извержения это было чистое пресное озеро, а после извержения оно превратилось в один из крупнейших в мире водоемов с разбавленной кислотой (pH 3,2) и с минерализацией 6800 мг/л (вода стала преимущественно хлоридно-сульфатно-кальциево-натриевого состава) в результате дегазации $3,6 \cdot 10^9$ т базальтовой магмы с содержанием 200 мг/кг хлора и 1800 мг/кг сульфат-иона.

По расплавным включениям в минералах базальтов содержание хлора в магме Карымского вулкана составляло 0,09%, а серы – 0,14%. Прежняя жизнь (диатомовые и ракообразные) в Карымском озере была уничтожена. Однако практически сразу же отмечен всплеск размножения бактерий и водорослей, растущих в местах с горячей водой. Установлено, что восстановление исходного состава и щелочности воды оз. Карымского после подводного извержения шло очень медленно (pH 4,15 определено только в береговой зоне озера в 1997 г.). В 1999 г. общее количество пирокластического материала, извергаемое вулканом Карымским, было на порядок меньше, чем в 1997 г., и на два порядка меньше, чем в 1996 г., что, скорее всего, указывает на постепенное затухание более чем трехлетнего извержения этого вулкана.

Отметим, что строгой статистики человеческих жертв в результате вулканических извержений до сих пор не существует. Можно только напомнить, что к традиционно указываемым видам фатальных вулканических явлений относят пирокластические потоки, лахары, голод, цунами. Вулканологические параметры извержений (степень эксплозивности или объем изверженного материала) среди поражающих факторов вулканизма обычно не фигурируют. Это следует из того, что ущерб – понятие социально-экономическое, а не вулканологическое. Обычно ущерб больше зависит от плотности населения, а не от мощности извержения. Например, наиболее мощное в XX в. по объему извергнутого материала извержение вулкана Катмай на Аляске в 1912 г. (объем магмы около 13 км^3) обошлось без гибели людей, а гораздо более слабое (объем магмы около 0,03 км^3) извержение вулкана Невада дель Руис в Колумбии в 1985 г. привело к гибели, в основном от лахаров, около 25000 человек.

Человечество еще не умеет управлять вулканической стихией, и единственной возможностью максимального снижения последствий ее воздействия на природную среду, людей и народное хозяйство является прогноз и своевременное оповещение о готовящемся вулканическом извержении. Прогноз строится на совокупности разнообразных параметров, включающих так называемые предвестники извержений, а также такие общие закономерности эволюции активности вулканов, как их цикличность. Другими словами, прогнозы подобного рода носят чисто эмпирический характер.

Проблема прогноза возобновления активности вулканов, с одной стороны, особенно актуальна в густо заселенных регионах юга России, а с другой, – в регионах активно действующих вулканов. Наиболее детальные исследования по этой проблеме были проведены на Камчатке, Кавказе и юге Сибири.

На Камчатке российскими учеными [О.А. Брайцева, И.В. Мелекесцев, В.В. Пономарева, в кн. Катастрофические процессы..., Т. 1, гл. 2] проведены широкомасштабные вулканологические исследования, которые позволили воссоздать режим активности большинства действующих вулканов региона за последние 10000 лет, составить карты вулканической опасности и выявить геолого-экологические последствия прошлых извержений. В табл. 1.2 представлены некоторые из этих данных, включая длительность периодов активизации и относительного покоя.

Отметим, что в деятельности молодых полигенных вулканов нередкими были периоды покоя длительностью 1000 лет и более. Нами уже упоминался вулкан Безымянный, "молчавший" около 1000 лет. Для вулканов Карымский и Малый Семячик периоды покоя перед последней их активизацией, которая началась приблизительно 500 лет назад, составили около 2000 лет. Вулканы Ключевской, Шивелуч и Авачинский находятся в стадии высокой перманентной активности. В историческое время их извержения происходят с очень небольшими интервалами, но были и периоды покоя длительностью 800–1000 лет.

Перерывы около 3000–3300 лет отмечались в деятельности вулканов Дикий Гребень, Кизимен, Камбальный, Кошелева, а максимальный перерыв в 3500 лет зафиксирован в эруптивной истории вулкана Кихпиныч. Некоторые исследователи предлагают считать действующими те вулканы Камчатки, для которых отмечено хотя бы одно извержение за последние 3500–4000 лет, в связи с чем в разряд действующих и потенциально опасных отнесены считавшиеся потухшими вулканы Ходутка, Тауншиц, Дикий Гребень, Хангар, Бакенинг, последние извержения которых наблюдались 1600–2000 лет назад.

По объему выброшенного материала (не менее 170 км^3) Карымское извержение не менее чем в 7–8 раз превышает извержение Кракатау 1883 г., что позволяет поставить его в один ряд с крупнейшими эксплозивными извержениями мира не только исторического времени, но и голоцена в целом. По своему климатическому эффекту оно сравнимо с самым мощным катастрофическим извержением XIX–XX вв. – извержением вулкана Тамбора в 1815 г.

Таблица 1.2

Долгосрочные прогнозы поведения некоторых вулканов Камчатки

Вулканы	Длит. периодов активизации (лет)	Длит. периодов относительного покоя (лет)	Длит. текущего периода активизации	Прогноз
1. Вулканы, находящиеся в периоде активизации современного цикла				
Ключевской	1000–1500	?	~ 500	Извержения в прежнем режиме в течение сотен лет
Карымский	700–1200	2300	~ 500	
Горелый	~ 1000	?	~ 400	
Шивелуч	?	400–1100	~ 500	До конца XX в. слабые и умеренные извержения: взрывы, рост экструзивных куполов, излияние коротких лавовых потоков. Ближайшее катастрофическое извержение может произойти не ранее середины XXI в.
Безымянный	400–700	до 1000 лет	41	Сохранит в течение 100–200 лет режим активности 60-х – 80-х годов
Малый Семячик	1500–2100	до 2000	500–600	Возможно сильное извержение в ближайшем будущем
Желтовский	?	до 1500	~ 100	Возможны извержения в ближайшем будущем
Ильинский	1000–1500	до 1500	~ 100	
2. Вулканы, находящиеся в периоде относительного покоя современного цикла				
Крашенинникова	1500–2100	до 1000	~400	Период покоя продлится в течение сотен лет
Кихпиныч	200–900	~ 3000	~ 5000	
Дикий Гребень	десятки лет	~ 3000	~ 1600	
Кизимен	300–1900	3000	~ 1000	Возможно крупное извержение в течение ближайших 50–100 лет

Опасность возобновления вулканической активности изучалась также в Южной Сибири, в первую очередь в Южно-Байкальской вулканической области. По имеющимся данным [*Ярмолюк и др.*, 1995], развитие этой области, связанное с деятельностью мантийного плюма ("горячей точки"), началось примерно 35 млн л. н. и продолжается до настоящего времени. Новейший (менее 1 млн л. н.) вулканизм здесь тяготеет к периферии вулканической области: Восточно-Тувинскому, Тункинскому и Джидинскому районам, которые потенциально опасны в отношении возобновления катастрофической вулканической деятельности. Например, последние извержения в Восточно-Тувинском лавовом нагорье зафиксированы в легендах местных жителей. Геохронологические данные по вулканизму этого района подтверждают это и показывают корреляцию вулканизма с эпохами крупных оледенений Прибайкалья, зафиксированными в кернах бурения осадков оз. Байкала. Тенденции прояв-

ления вулканизма в пределах нагорья отражают высокую вероятность новых вулканических извержений, которые могут захватить верховья реки Б. Енисей и Тоджинскую котловину в Туве, вплоть до окрестностей г. Кызыла.

Особенно опасно возобновление вулканической активности в пределах Кавказа, поскольку этот регион густо заселен. Данная проблема активно изучается [*Геодинамика..*, 2001]. Проведенное радиоуглеродное датирование наиболее молодых лав вулкана Эльбрус показало интервал их излияний в пределах 6250–990 лет [*Лаверов и др.*, 1997б; *Богатиков и др.*, 1998б, 1999]. Такие молодые датировки характерны для действующих вулканов. Для Эльбруса составлена новая геологическая карта с выделением крупной кальдеры (возраст 790±70 тыс. лет), субширотной магмоконтролирующей зоны, к которой тяготеют два вершинных кратера, получены многочисленные признаки существования под Эльбрусом магматической камеры. Начата расшифровка доголоценовой вулканической истории Эльбруса методом ЭПР, в которой зафиксированы потоки и игнимбритовые покровы с возрастами (тыс. лет): 73–72, 56, 47–46, 39, 28, 23. Полученные данные свидетельствуют о том, что вулкан Эльбрус относится к долгоживущим. Он был активен в голоцене, и вероятность его извержения в будущем достаточно высока. Очень важными достижениями изучения этого вулкана являются выявления признаков последствий его катастрофических извержений в недавнем прошлом, которые показывают, чего можно ожидать от будущих извержений Эльбруса [*Богатиков и др.*, 1998а].

Проведенными исследованиями установлено, что в интервале времени 500–590 лет назад в Приэльбрусье зафиксированы обширные региональные пожары, выявлены катастрофические лахары (6170±120 лет и 5120±210 лет), землетрясения (2520±60 л. н.), запруды рек, аэральный перенос больших объемов пеплового материала на расстояния до 700 км и т.п.

Для оценки последствий возможных катастрофических лахаров Эльбруса проведено сопоставление с последствиями близкого к Эльбрусу по параметрам и строению вулканом Руос в Колумбии, лахары которого уничтожили 25 тыс. человек.

Есть все основания предполагать, что вулканически активны не только вулкан Эльбрус, но и другие вулканы Транскавказского поперечного поднятия. В связи с этим в последние годы прошлого столетия были развернуты геолого-геофизические исследования, связанные с изучением принадлежащей к этому поднятию крупнейшей на Кавказе Казбекской области новейшего магматизма.

В этом районе излияния максимальных объемов андезито-дацитовых лав из различных вулканов приходились (калий-аргоновый метод) на период 295–185 тыс. л. н., а деятельность собственно вулкана Казбек охватывала интервал от 455 до 50 тыс. лет.

Для некоторых лавовых потоков (вулкан Шархох и Ахубанский поток на Кельском плато, Аршинский поток вулкана Казбек, Крезский поток Джавского вулканического центра) получены датировки 60–15 тыс. лет.

Если учесть возможные погрешности калий-аргонового датирования и небольшое количество датированных образцов, то нельзя исключить вероятности того, что излияния лавовых потоков вулканов этой области еще более молодые, близкие к современным (данные И.В. Чернышева).

1.1.1. Летучие компоненты в магмах и режим извержений вулканов

В процессе проведения научных работ было предпринято изучение содержаний летучих компонентов в магмах различных вулканов для отличающихся геодинамических обстановок путем создания банка данных по составу расплавных включений в минералах вулканических пород, баланса воды, хлора, фтора, серы, углекислоты

Таблица 1.3

Количество публикаций в Базе данных по концентрациям летучих компонентов в природных магматических расплавах по данным изучения расплавных включений и закалочных стекол вулканических пород

Летучий компонент	Кол-во публикаций	Количество определений в расплавах						
		основного состава		среднего состава		кислого состава		Всего
		включения	стекла	включения	стекла	включения	стекла	
H_2O	145	484	830	235	120	1026	151	2846
Cl	223	524	1009	461	279	1291	182	3746
F	124	103	363	127	154	825	116	1688
S	125	599	541	261	100	244	56	1801
CO_2	43	144	309	16	53	270	28	820

между оболочками Земли, исследование содержаний летучих компонентов в магмах конкретных вулканов на Камчатке, Кавказе (Эльбрус), на юге Сибири для оценки характера возможных извержений активных и "спящих" вулканов и оценки эмиссии вулканических газов в атмосферу. Характер и масштабы эмиссии газов при извержениях вулканов и при их спокойном состоянии изучались дистанционными (авиационными и космическими) методами.

Банк данных по наличию информации о содержании летучих компонентов в расплавных включениях и закалочных стеклах вулканических пород различного состава непрерывно пополняется и в настоящее время содержит более 2500 публикаций по определению воды, более 3000 – хлора, более 1500 – фтора и серы и более 800 определений углекислоты (табл. 1.3).

Подчеркнем, что это прямые определения содержания летучих компонентов в природных магмах, законсервированных в расплавных включениях и закалочных стеклах. Понятно, что эти данные наиболее реалистичны по сравнению с оценками содержания летучих компонентов по породам, по распределению между минералами и по сопоставлению с экспериментальными данными. На основании обобщения результатов, опубликованных в более чем 250 работах, в том числе и в работах [*Наумов и др.*, 1995а, б, 1997а,б; *Коваленко и др.*, 2000а, б], приведены данные о средних концентрациях и пределах вариаций содержания наиболее распространенных летучих компонентов (H_2O, CO_2, Cl, F, S) в магматических расплавах, характерных для разных геодинамических обстановок (современных и геологического прошлого): срединно-океанических хребтов, океанических горячих точек, островных дуг, активных континентальных окраин, внутриплитных континентальных (табл. 1.4).

По содержанию кремнезема магматические расплавы разделены на три главных типа: 1 – ультраосновного и основного состава (SiO_2 от 40 до 52 мас.%), 2 – среднего состава (SiO_2 от 52 до 63%), 3 – кислого состава (SiO_2 > 63%). Указанные в табл. 1.4 средние содержания летучих компонентов в магмах служат важными справочными данными, необходимыми для построения любых геохимических моделей, имеющих отношение к составу и происхождению оболочек Земли, включая гидро- и атмосферу. На их основе рассмотрено распределение воды между мантией, корой, гидросферой и атмосферой.

Более детальные работы по распределению летучих компонентов в природных магмах проводятся для отдельных вулканов. Так, для магм базальтов, излившихся

Таблица 1.4

Среднее содержание (мас.%) летучих компонентов в природных магматических расплавах в различных геодинамических обстановках по данным изучения расплавных включений в минералах и закалочных стекол вулканических пород

Летучий компонент	Геодинамическая обстановка	Объект изучения	Магматические расплавы		
			основные	средние	кислые
H_2O	I	а	0,35 (57)	–	–
		б	0,47 (437)	1,19 (27)	–
	II	а	0,62 (119)	1,17 (7)	–
		б	0,47 (179)	0,45 (28)	–
	III	а	2,26 (133)	2,19 (149)	4,55 (52)
		б	1,30 (42)	3,28 (44)	2,69 (28)
	IV	а	2,35 (49)	2,37 (60)	2,78 (447)
		б	–	–	1,51 (81)
	V	а	1,66 (126)	2,30 (17)	2,89 (506)
		б	–	–	3,00 (40)
Cl	I	а	0,021 (7)	–	–
		б	0,041 (196)	0,088 (11)	–
	II	а	0,033 (129)	0,185 (48)	0,390 (17)
		б	0,053 (258)	0,083 (33)	–
	III	а	0,168 (84)	0,208 (114)	0,163 (252)
		б	0,070 (12)	0,136 (89)	0,188 (74)
	IV	а	0,105 (37)	0,142 (68)	0,182 (332)
		б	–	0,134 (5)	0,163 (17)
	V	а	0,335 (249)	0,355 (197)	0,116 (85)
		б	0,499 (55)	0,431 (110)	0,071 (11)
F	I	б	0,030 (170)	0,017 (6)	–
	II	а	0,052 (28)	0,470 (6)	0,462 (23)
		б	0,148 (138)	0,043 (23)	–
	III	а	0,077 (25)	0,047 (18)	0,098 (68)
		б	0,295 (12)	0,139 (77)	0,134 (58)
	IV	а	0,123 (11)	0,451 (33)	0,704 (177)
		б	–	0,140 (6)	0,157 (17)
	V	а	0,601 (38)	1,225 (24)	0,690 (499)
		б	–	0,265 (24)	0,344 (40)
S	I	а	0,071 (20)	–	–
		б	0,116 (135)	0,046 (9)	–
	II	а	0,130 (168)	0,056 (42)	0,030 (27)
		б	0,095 (310)	0,075 (39)	–
	III	а	0,134 (62)	0,050 (56)	0,028 (88)
		б	0,031 (9)	0,029 (8)	0,012 (19)
	IV	а	0,121 (14)	0,087 (11)	0,017 (39)
		б	–	–	0,002 (13)
	V	а	0,169 (182)	0,095 (83)	0,024 (22)
CO_2	I	б	0,071 (111)	0,062 (11)	–

Таблица 1.4 (окончание)

Летучий компонент	Геодинамическая обстановка	Объект изучения	Магматические расплавы		
			основные	средние	кислые
	II	а	0,014 (48)	–	–
		б	0,046 (121)	0,068 (28)	–
	III	а	0,028 (15)	–	0,005 (6)
		б	0,039 (9)	0,178 (6)	–
	IV	а	1,029 (7)	1,423 (13)	0,017 (219)
		б		–	0,002 (24)
	V	а	0,042 (35)	–	0,017 (45)

Примечания. Геодинамическая обстановка: I – спрединговые зоны океанических хребтов и задуговых бассейнов, II – океанические острова, III – островные дуги, IV – активные континентальные окраины, V – континентальные рифты и горячие точки; а – расплавные включения, б – закалочные стекла. В скобках – количество определений.

из нового кратера оз. Карымского в 1996 г., среднее содержание хлора составляло 0,09%, а серы – 0,14%, для магм андезитов вулкана Карымский на Камчатке содержание хлора было 0,26%, а серы – 0,07%.

Полученные данные свидетельствуют о том, что содержания этих летучих компонентов в изученных магмах в основном близки к определенным нами средним содержаниям их в базитовых и средних магмах, за исключением обогащенности андезитовых магм хлором (см. табл. 1.4).

Подчеркнем еще раз, что в данном случае речь идет о содержании летучих в расплавных включениях, т.е. в магмах перед извержением вулканов, что очень важно для прогноза характера извержения (эксплозивное или спокойное лавовое).

Проведены также первые оценки содержания летучих компонентов по расплавным включениям в магмах других вулканов Камчатки (табл. 1.5, по данным [*Толстых и др.*, 1999, 2000, 2001; *Tolstykh et al.*, 2000]) и вулкана Эльбрус [*Геодинамика...*, 2001]. Пикритовые магмы вулкана Кудрявого, включения которых захвачены магнезиальными оливинами (88–90% форстерита) при 1310–1330 °С, в среднем содержат 0,09 ± 0,07% фтора, 0,14 ± 0,02% хлора, 0,20% серы, базальтовые магмы несут до 0,21% фтора, до 0,18% хлора и до 0,25% серы. В более кислых магмах этого вулкана фтора до 0,23%, хлора – до 0,58%, серы – до 0,08%. На примере того же вулкана Кудрявый изучен состав вулканических газов фумарол [*Taran et al.*, 1995]. По этим данным, высокотемпературные (940–700 °С) газы фумарол содержат 94–98% воды и имеют значения δD от –20 до –12.

Для газов в интервале температур 940–130 °С их химический состав и изотопный состав воды образуют простой тренд смешения горячего магматического флюида и метеорной воды. Магматический компонент флюида по составу близок к измененной морской воде, представляя собой или связанную морскую воду, или морскую воду, вовлеченную в близповерхностную магматическую гидротермальную систему. Химический состав конденсата высокотемпературных (940–535 °С) фумарольных газов контаминирован веществом вмещающих горных пород. В то же время повышенные концентрации в таких газах многих редких элементов связаны с дегазацией магматического очага.

Содержания Re, Mo, W, Co в газах обладают резко выраженной температурной зависимостью, а содержания Cl, I, F, Bi, Cd, B, Be, Br слабо зависят от температуры. Концентрация Re в высокотемпературных конденсатах составляет $(2–10) \cdot 10^{-3}$ г/т,

Таблица 1.5

Содержание (мас. %) летучих компонентов и петрогенных элементов в магматических расплавах вулканов Камчатки по данным изучения расплавных включений

H_2O	Cl	S	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Сумма	*n*
Вулкан Шивелуч														
4,72	0,15	–	71,20	0,27	12,28	1,24	0,05	0,37	1,11	4,44	4,06	0,06	99,95	7
–	0,16	–	68,66	0,28	15,19	1,72	0,05	0,40	2,58	4,58	2,64	0,08	96,34	9
–	0,13	–	75,50	0,39	11,32	1,65	0,05	0,53	1,07	4,21	3,63	0,05	98,53	15
–	0,08	–	73,46	0,27	12,86	1,58	0,05	0,58	1,29	3,68	3,89	0,08	97,82	29
Вулкан Карымский														
–	0,09	0,14	53,30	0,97	17,38	8,17	0,17	4,35	8,43	5,08	1,00	0,17	99,25	21
–	0,23	0,07	62,29	1,21	15,09	6,27	0,20	1,70	5,08	4,51	2,13	0,35	99,53	16
–	0,29	0,08	61,15	1,48	15,14	6,67	0,22	1,69	5,19	4,68	2,03	0,62	99,24	17
Вулкан Безымянный														
0,10	0,14	0,03	70,23	0,48	13,60	2,69	0,04	0,82	3,15	3,59	3,29	0,09	98,25	1
–	0,07	0,03	64,75	0,37	17,76	2,17	0,08	1,18	4,56	4,37	3,96	0,14	99,44	7
–	0,12	0,04	71,45	0,44	13,79	2,40	0,07	0,50	2,64	4,18	3,58	0,07	99,28	14
–	0,14	0,04	72,87	0,34	14,07	2,29	0,06	0,36	2,70	3,27	2,76	0,07	98,97	7
Вулкан Дикий Гребень														
1,12	0,27	–	77,83	018	10,81	0,93	0,09	0,16	0,78	2,78	4,00	0,01	97,96	2
–	0,18	–	74,94	0,23	12,22	1,22	0,04	0,22	1,73	3,89	4,88	0,04	99,59	14
–	0,20	–	74,77	0,15	13,46	1,05	0,04	0,22	1,17	3,79	4,40	0,03	99,28	8
–	0,22	–	77,47	0,20	10,26	1,04	0,05	0,15	0,81	3,05	4,30	0,02	97,57	13

Примечание. *n* – количество изученных включений.

что достаточно для осаждения из фумарол чистого сульфида рения, открытого в сублиматах вулкана. Аномально высокое содержание I (1–12 г/т) в фумаролах может быть связано с взаимодействием магмы с морскими осадками, поскольку отношение Br/I в газах близко к таковому в морских осадках.

Газы высокотемпературных (более 700 °С) фумарол имеют сравнительно постоянный состав: примерно по 2 мол. % углерода и серы, отношение SO_2/H_2O близко к 3, содержание HCl около 0,5 мол.%.

При понижении температуры фумарол понижаются концентрации $S_{общ}$ и Cl. При температуре около 900 °С величины летучести кислорода лежат в интервале, перекрываемом буферными равновесиями кварц+фаялит+магнетит и никель+бунзенит для минералов и $H_2O + H_2 + SO_2 + H_2S$ для газов вследствие гетерогенных реакций между расплавом и флюидом. При температурах ниже 800 °С летучесть кислорода меняется почти по буферной кривой для газа.

Ю. Сафоновым и В. Знаменским оценена средняя скорость истечения газов в фумаролах вулкана Кудрявый в 10 м/с; общий дебит фумарольных полей 1500 м³/с для 850 °С и 1000 м³/с для 580 °С. Вынос вещества во флюидах оценен в 19 млн т в год, из них 84% составляет вода. Суммарный вынос в атмосферу токсичных газов вулкана Кудрявый составляет: $H_2S + SO_2$ – 1,18 млн т, HCl + HF – 0,31 млн т, CO_2 – 1,6 млн т в год. Всего за 100 лет пассивной эмиссии вулкана Кудрявый им должно было быть вынесено примерно в 10 раз больше вещества, чем за 1,5-годичный цикл извержения вулкана Толбачик, вынос вещества которым

Таблица 1.6

Состав вулканических газов (мол.%)

Вулкан	Год отбора	T, °C	H_2O	H_2	CO_2	CO	$S_{общ}$	HCl	HF	$He \cdot 10^{-5}$	CH_4
Островные дуги и континентальные окраины (зоны субдукции)											
Камчатка											
Ключевской	1988	1070	90,84	1,70	4,47	0,15	0,15	2,25	0,29	–	$1 \cdot 10^{-5}$
		1100	97,60	0,62	0,05	0,001	0,15	1,53	0,30	–	0
Толбачик	1975	930	95,13	0,21	4,46	0,016	0,03	0,13	0,05		0,08
	1976	1020	98,00	0,55	0,04	$1 \cdot 10^{-4}$	0,05	1,06	0,28	12	$4 \cdot 10^{-7}$
Шивелуч	1979	216	98,20	0,002	1,70	0	0,03	0,07	$2 \cdot 10^{-4}$	–	$4 \cdot 10^{-4}$
Кизимен	1979	240	92,30	0,06	7,08	0	0,43	0,12	0,01	–	0,08
	1980	230	92,20	0,005	7,04	0	0,42	0,24	0,002	–	0,05
Корякский	1983	213	94,51	0,073	4,97	0	0,33	0,08	0,003	12	0,06
Авачинский	1993	101	88,92	0,003	8,68	$5 \cdot 10^{-6}$	2,34	0,01	0,001	2,2	0,12
Мутновский	1983	360	98,70	0,087	0,51	$5 \cdot 10^{-5}$	0,56	0,10	0,026	9	$1 \cdot 10^{-5}$
Мутновский	1985	272	98,80	0,035	1,00	$1 \cdot 10^{-5}$	0,13	0,02	0,001	17	0,021
Мутновский	1993	182	98,34	$5 \cdot 10^{-4}$	0,96	$2 \cdot 10^{-6}$	0,58	0,12	$2 \cdot 10^{-4}$	0,5	$3 \cdot 10^{-4}$
Курильские острова											
Эбеко	1980	144	98,57	$1 \cdot 10^{-3}$	1,13	0	0,24	0,07	0,0005	7,8	0,001
	1984	101	94,81	$5 \cdot 10^{-4}$	5,01	0	0,17	0,01	0,003	12,4	0,002
	1986	120	97,91	$4 \cdot 10^{-5}$	1,73	$2 \cdot 10^{-6}$	0,34	0,01	0,001	8,3	0,002
Алаид	1972	450	98,21	0,243	0,68	–	0,10	0,67	0,058	–	0,04
	1981	700	90.95	0,880	1,51	0,017	0,19	0,04	0,013	–	$4 \cdot 10^{-4}$
		160	91,26	0,568	7,55	0,003	0,53	0,06	0,007	9,6	0,001
Кунтаминтар	1987	155	93,51	0,026	4.56	0	1,72	0,10	0,001	5,2	0,002
Расшуа	1986	152	96,20	0,034	1,91	$2 \cdot 10^{-4}$	1,65	0,12	–	5,2	0,002

Таблица 1.6 (продолжение)

Вулкан	Год отбора	T, °C	H_2O	H_2	CO_2	CO	$S_{общ}$	HCl	HF	$He \cdot 10^{-5}$	CH_4
Кудрявый	1991	910	93,79	1,020	2,37	0,036	2,01	0,74	0,084	–	0
		585	95,20	0,180	2,49	0,003	1,57	0,50	0,080	–	$5 \cdot 10^{-4}$
	1993	810	93,14	0,760	2,47	0,120	2,82	0,61	0,067	–	$2 \cdot 10^{-5}$
	1993	618	95,41	0,160	2,13	0,003	2,06	0,20	0,039	–	$2 \cdot 10^{-5}$
Грозный	1992	220	92,20	0,144	6,43	0,004	1,16	0,06	0,001	–	$5 \cdot 10^{-4}$
Баранского	1992	106	96,27	$7 \cdot 10^{-5}$	3,32	$2 \cdot 10^{-6}$	0,35	0	0	3,1	0,022
Менделеева	1993	120	97,38	0,002	1,88	0	0,64	0	0	1,2	0,005
					Япония						
Шовашинзан	1958	759	99,33	0,19	0,37	$7 \cdot 10^{-4}$	0,002	0,05	0,021	–	$7 \cdot 10^{-4}$
	1978	554	99,88	0,06	0,02		0,01	0,02	0,010	–	$9 \cdot 10^{-5}$
Усу	1985	690	99,40	0,21	0,27	$3 \cdot 10^{-5}$	0,05	0,04	0,010	1,0	$4 \cdot 10^{-5}$
		648	99,40	0,20	0,33	$3 \cdot 10^{-5}$	0,07	0,05	0,010	1,0	$8 \cdot 10^{-4}$
Кюдзю	1984	350	98,90	0,003	0,29		0,57	0,20	0,008	0,5	$3 \cdot 10^{-5}$
Сацума-Иводзима	1967	659	97,90	0,12	0,42	0,001	0,883	0,71	0,035	–	$8 \cdot 10^{-7}$
	1990	877	97,54	0,51	0,34	0,001	1,03	0,52	0,034	0,4	$5 \cdot 10^{-4}$
		702	98,14	0,23	0,42	$5 \cdot 10^{-4}$	0,61	0,59	0,059	0,5	$1 \cdot 10^{-7}$
					Индонезия						
Мерапи	1979	900	94,00	0,50	4,30	0,010	1,01	0,20	0,010	–	–
	1991	915	88,87	1,54	7,07	0,160	2,35	0,59	0,040	–	–
Левотоло	1984	490	76,60	0,54	12,0	0,360	8,69	0.61	0,037	3,0	$2 \cdot 10^{-4}$
Анак Кракатау	1980	687	99,00	0,02	0,22	$3 \cdot 10^{-5}$	0,63	–	–	0,01	$3 \cdot 10^{-8}$
					Новая Зеландия						
Уайт Айленд	1978	540	88,00	0,21	8,43	0,005	1,86	0,41	0,030	6,8	0,002
	1982	695	85,00	0,23	11,88		1,61	1,19	0,082	–	–

Вулкан	Год отбора	T, °C	H_2O
Уайт Айленд	1984	772	94,5
	1988	495	92,00
Нгаурухое		520	89,90
Момотомбо	1978	800	93,00
	1982	790	93,18
	1985	886	92,87
Серро Негро	1992	350	90,54
Поас	1981	870	79,50
Сент Хеленс	1980	828	91,50
	1981	660	98,90
		710	98,90
Аугустин	1987	870	84,77
	1979	721	96,42
	1984	338	99,75
Этна	1983	928	91,95
	1983	836	93,72
Вулькано	1992	285	91,80
		385	91,20
		604	87,00

Таблица 1.6 (продолжение)

H_2	CO_2	CO	$S_{общ}$	HCl	HF	$He \cdot 10^{-5}$	CH_4
0,23	3,85	0,004	0,86	0,063	0,034	1,1	0,001
0,04	6,01	0,001	1,60	0,24	0,003	2,1	0,001
0,29	7,03	0,005	1,81	0,31	0,026	4,0	$1 \cdot 10^{-4}$
Центральная Америка							
0,60	4,70	0,020	1,22	0,40	–	–	–
1,95	3,63	0,050	0,81	0,37	0,010	–	$2 \cdot 10^{-5}$
1,06	3,45	0,045	2,16	0,35	0,010	–	–
0,06	8,97	0,004	0,19	0,23	0,015	3,1	$1 \cdot 10^{-5}$
1,87	10,5	–	7,05	0,65	0,098	–	0
Северная Америка							
0,85	6,94	0,06	0,57	–	–	–	–
0,03	0,90	0,002	0,17	0,40	–	–	–
0,40	0,888	0,003	0,27	0,15	0,030	–	$3 \cdot 10^{-5}$
0,54	2,27	0,016	6,98	1,01	0,086	–	–
0,51	0,73	0	0,17	0,24	0	–	0
0,10	0,06	$2 \cdot 10^{-5}$	0,02	0,05	0,002	–	0
Европа							
9,72	1,40	0,001	2,87	2,52	0,53	–	$3 \cdot 10^{-5}$
–	0,74	–	2,17	2,75	0,66	–	–
0,10	6,90	$6 \cdot 10^{-5}$	0,61	0,67	0,012	6,6	$2 \cdot 10^{-7}$
0,09	7,20	0,001	1,29	0,22	0,060	4,7	$9 \cdot 10^{-6}$
0,20	10,7	0,010	1,27	0,67	0,121	10,9	$1 \cdot 10^{-5}$

Таблица 1.6 (окончание)

Вулкан	Год отбора	*T*, °C	H_2O	H_2	CO_2	CO	$S_{общ}$	HCl	HF	$He \cdot 10^{-5}$	CH_4
					Срединно-океанические хребты						
					Исландия						
Суртсей	1964	1125	79,29	4,57	9,19	0,68	5,48	0,80	–	–	–
	1965	1151	86,22	4,74	4,97	0,38	3,28	0,40	–	–	–
					Рифтовые зоны материков						
					Африка						
Эрта Але	1974	1131	79,4	0,885	9,90	0,27	7,80	0,70	–	–	–
Ньирагонго	1972	970	43,5	1,29	48,5	2,20	4,36	–	–	–	–
Ардукоба	1978	1070	79,3	0,05	3,91	0,072	16,6	–	–	–	–
					Горячие точки						
					Гавайи						
Килауэа	1983	935	79,8	0,90	3,15	0,059	15,9	0,10	0,019	–	–
		915	80,5	0,93	3,53	0,079	14,5	0,17	0,190	–	–
Мауна Лоа	1984	1120	77,6	0,49	2,38	0,090	19,1	0,19	0,120	–	–
		735	71,1	0,17	5,21	0,096	23,2	0,08	0,102	–	–

Примечание. Тире в графе – компонент не определялся.

сравним со среднегодовым выносом всех вулканов мира. Минералогия фумарольных отложений детально рассмотрена в работе [*Знаменский, Устинов*, 1998]. В табл. 1.6 представлены обобщенные данные Ю.А. Тарана (ИВГиГ ДВО РАН) по составу газов в ныне действующих вулканах мира, которые стали основой для оценки воздействия вулканической эмиссии летучих компонентов на природную среду (цит. по: [*Лаверов и др.*, 1997а]).

1.2. Вулканическая активность в прошедшем тысячелетии

Продукты наиболее мощных вулканических извержений достигают стратосферы и сохраняются в ней на протяжении года и более, изменяя химический состав воздуха и воздействуя на радиационный баланс Земли. Такие извержения, кроме влияния на прилегающие регионы оказывают глобальное влияние, продолжающееся гораздо дольше самого события, поскольку верхняя атмосфера насыщается большим количеством частиц пепла и летучих соединений.

1.2.1. Распределение современных вулканов

Большая часть современных вулканов находится близко к границам между литосферными плитами либо вдоль дивергентных окраин (Исландия, Африканская рифтовая система и т.д.), либо вдоль конвергентных окраин (островные дуги и континентальные вулканические дуги Тихоокеанского региона и др.). Географическое расположение таких окраин указывает на то, что активные вулканы распределены неравномерно, с преимущественной концентрацией в низких широтах (от 20° с.ш. до 10° ю.ш.: о-ва Вест-Индии, Центральная Америка, север Южной Америки, Восточная Африка), а также в средних и высоких северных широтах (30–70° с.ш.: Япония, Камчатка, Курильские и Алеутские острова, Исландия) [*Simkin et al.*, 1981]. В целом две трети всех вулканов находится в северном полушарии и только 18% – между 10° ю.ш. и Южным полюсом.

Летучие продукты извержения вулканов, расположенных в средних и высоких широтах, в основном остаются в пределах того же полушария, что и источник извержения, в то время как от вулканов, расположенных в низких широтах, обычно они распространяются по обе стороны от экватора. Любой вулкан может сильно повлиять на окружающий его природный ландшафт в результате излияния лавовых и пирокластических потоков, схода лахаров, выбросов тефры. Однако существует только три типа извержений (см. ниже), способных на значительный глобальный эффект.

А. Извержения вулканского типа в вулканических островных дугах. В результате крупных извержений вулканского типа вулканов островных дуг и континентальных окраин образуются огромные эруптивные столбы, которые привносят пирокластические частицы и газы в стратосферу, где они могут перемещаться горизонтально в любом направлении. Такие вулканы обычно изливают лавы андезитового и дацитового составов, а также могут выбрасывать большие объемы тефры (рис. 1.4).

К историческим и доисторическим примерам относятся Тамбора (1815 г.), Кракатау (1883 г.), Агунг (1963 г.) – на о-вах Вест-Индии; Катмаи (1912 г.), Сент-Хеленс (1480, 1980 гг.), Мазама (5000 л.н.) и Глессер-Пик (11250 л.н.) – в Северной Америке. Тефра крупнейших извержений распространялась в виде шлейфов на тысячи километров по направлению ветра.

Б. Извержения с образованием кальдер в континентальных "горячих точках". Это крупные кальдерообразующие извержения, часто соотносимые с конти-

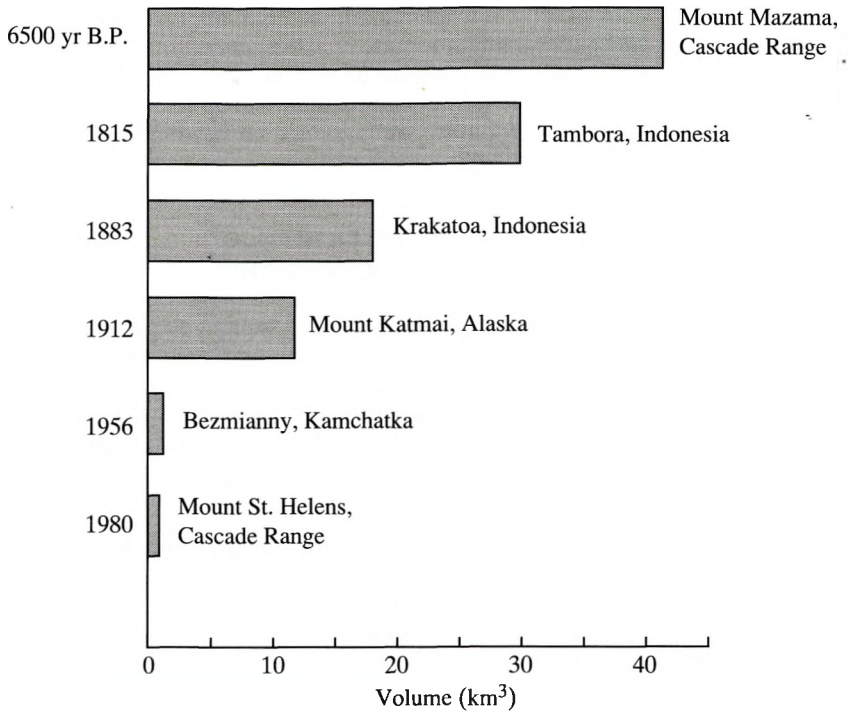


Рис. 1.4. Объемы выбросов некоторых крупных исторических извержений [*Foxworthy, Hill*, 1982]

нентальными "горячими точками", связанными с мантией. Такие извержения оставляли те или иные следы в геологической летописи четвертичного периода. Например, крупными событиями были извержение тефры в кальдере Толедо (1,37 млн лет назад) и тефры в кальдере Вэллс около 1,09 млн лет назад (оба произошли на территории современного штата Нью-Мексико в США), а также извержение тефры Бишопа в кальдере Лэнг Вэлли в Калифорнии около 0,7 млн лет назад [*Izett et al.*, 1972; *Izett*, 1982]. Слои тефры, образованные в результате извержений, характеризуются субконтинентальным распространением. Согласно подсчетам, они покрыли территорию площадью до 2,76 млн км^2.

В. Крупнейшие трещинные извержения. Трещинные извержения, как правило, невзрывные, так как в них вовлечены базальтовые магмы с относительно низкой вязкостью. В результате извержений образуются обширные базальтовые покровы, подобные тем, что расположены на плато Декан (Индия), плато Колумбия (северо-западная часть тихоокеанского побережья Соединенных Штатов), в Исландии или Сибири. Такие извержения могут существенно изменять природный ландшафт и выбрасывать большие объемы летучих веществ [*Stothers et al.*, 1986].

1.2.2. Каталогизация извержений вулканов

Каталоги исторических вулканических извержений дают возможность оценки событий за последние несколько столетий. Наиболее подробная и часто цитируемая сводка – "Вулканы мира: Региональный каталог, географический справочник и хронология вулканизма в течение последних 10000 лет" [*Simkin et al.*, 1981] Смитсонианского института, где собраны наиболее доступные и всеобъемлющие данные

Таблица 1.7

Главные эксплозивные извержения вулканов с индексом эксплозивности VEI ≥ 4, 1500–1981 гг. [*Simkin et al.*, 1981]

Местоположение	Высота вулкана, м	Геогр. широта	Геогр. долгота	Дата начала извержения (месяц и год)	Индекс VEI
Северное полушарние: высокие широты (>45° с.ш.)					
Ключевской (Камчатка)	4850	56,2	160,8 в.д.	10.1994	4
Чикурачки (Курилы)	1817	50,3	155,5 в.д.	11.1986	4
Алаид (Курилы)	2339	50,8	155,5 в.д.	04.1981	4
Горелый хр. (Алеуты)	1573	51,8	178,8 з.д.	08.1980	4
Сент-Хеленс (США)	2549	46,2	122,2 з.д.	05.1980	5
Безымянный (Камчатка)	2800	56,1	160,7 в.д.	02.1979	4
Августин (Аляска)	1227	59,4	153,4 з.д.	01.1976	4
Плоский Толбачик	3085	55,9	160,5 в.д.	07.1975	4
Шивелуч (Камчатка)	3395	56,8	161,6 в.д.	11.1964	4
Безымянный (Камчатка)	2800	56,1	160,7 в.д.	03.1956	5
Спур (Аляска)	3374	61,3	152,3 з.д.	07.1953	4
Гекла (Исландия)	1491	61,0	17,7 з.д.	03.1947	4
Сарычева (Курилы)	1497	48,1	153,2 в.д.	11.1946	4
Ключевской (Камчатка)	4850	56,2	160,8 в.д.	01.1945	4
Ключевской (Камчатка)	4850	56,2	160,8 в.д.	03.1931	4
Райкоке (Курилы)	551	48,3	153,3 в.д.	02.1924	4
Катла (Исландия)	1363	63,6	19,0 з.д.	10.1918	4
Катмай (Аляска)	841	58,3	155,2 з.д.	06.1912	6
Ксудач (Камчатка)	1079	51,8	157,5 в.д.	03.1907	5
Тордарина (Исландия)	1659	64,3	17,6 з.д.	05.1903	4
Августин (Аляска)	1227	59,4	153,4 з.д.	10.1883	4
Аскья (Исландия)	1510	65,0	16,8 з.д.	03.1875	5
Гримсветн (Исландия)	1719	64,4	17,3 з.д.	01.1873	4
Синарка (Курилы)	934	48,9	154,2 в.д.	? 1872	4
Шивелуч (Камчатка)	3395	56,8	161,6 в.д.	02.1854	5
Чикурачки (Курилы)	1817	50,3	155,5 в.д.	12.1853	4
Гекла (Исландия)	1491	61,0	17,7 з.д.	09.1845	4
Исаноцкий (Алеуты)	2446	54,8	163,7 з.д.	03.1825	4
Беренберг (Ян-Майен)	2277	71,1	8,2 з.д.	?1818	4
Сент-Хеленс (США)	2549	46,2	122,2 з.д.	? 1800 (D)	4
Погромный (Алеуты)	2002	54,6	164,7 з.д.	? 1795	4
Алаид (Курилы)	2339	50,8	155,5 в.д.	* 1793	4+
Лаки (Исландия)	500	64,1	18,3 з.д.	* 1784	4
Райкоке (Курилы)	551	48,3	153,3 в.д.	* 1778	4
Гекла (Исландия)	1491	61,0	17,7 з.д.	04.1766	4
Катла (Исландия)	1363	63,6	19,0 з.д.	10.1755	4
Ораефаёкуль (Исландия)	2119	64,0	16,7 з.д.	08.1727	4
Катла (Исландия)	1363	63,6	19,0 з.д.	05.1721	4
Чирпой (Курилы)	624	46,5	150,9 в.д.	12.1712	4?
Гекла (Исландия)	1491	64,0	19,7 з.д.	02.1693	4
Чикурачки (Курилы)	1817	50,3	155,5 в.д.	? 1690 (T)	4
Гекла (Исландия)	1491	64,0	19,7 з.д.	07 1510	4
Сент-Хеленс (США)	2549	46,2	122,2 з.д.	? 1500 (D)	5

Таблица 1.7 (продолжение)

Местоположение	Высота вулкана, м	Геогр. широта	Геогр. долгота	Дата начала извержения (месяц и год)	Индекс VEI
Средние широты (20–45° с.ш.)					
Тятя (Курилы)	1822	44,4	146,3 в.д.	07.1973	4
Комага-такe (Япония)	1140	42,1	140,7 в.д.	06.1929	4
Сакура-дзима (Япония)	1118	31,6	130,7 в.д.	01.1914	4
Тарумаи (Япония)	1024	42,7	141,4 в.д.	03.1909	4
Суваносе-дзима (Япония)	799	29,5	129,7 в.д.	10.1889	4
Бандай (Япония)	1819	37,6	140,1 в.д.	07.1888	4
Насу (Япония)	1917	37,1	140,0 в.д.	07.1881	4
Суваносе-дзима (Япония)	799	29,5	129,7 в.д.	? 1877	4
Комага-такe (Япония)	1140	42,1	140,7 в.д.	09.1856	4
Усу (Япония)	725	42,5	140,8 в.д.	04.1853	4
Усу (Япония)	725	42,5	140,8 в.д.	03.1822	4
Асама (Япония)	2550	36,4	138,5 в.д.	05.1783	4
Комага-такe (Япония)	1140	42,1	140,7 в.д.	? 1765	4
Осима-О-Сима (Япония)	714	41,5	139,4 в.д.	08.1741	4
Тарумаи (Япония)	1024	42,7	141,4 в.д.	08.1739	5
Фудзи (Япония)	3776	35,4	138,7 в.д.	12.1707	4
Ивате (Япония)	2041	39,9	141,0 в.д.	02.1686	4
Тарумаи (Япония)	1024	42,7	141,4 в.д.	08.1667	5
Усу (Япония)	725	42,5	140,8 в.д.	08.1663	5
Агуа де Пау (Азоры)	948	37,8	25,5W	06.1563	4
Низкие широты (0–20° с.ш.)					
Пинатубо (Филиппины)				06.1991	6
Паган (Марианские острова)	570	18,3	145,8 в.д.	05.1981	4
Фуэго (Гватемала)	3763	14,5	90,9 з.д.	10.1974	4
Аву (Индонезия)	1320	3,7	125,5 в.д.	08.1966	4
Таал (Филиппины)	400	14,0	121,0 в.д.	09.1965	4
Фуэго (Гватемала)	3763	14,5	90,9 з.д.	01.1932	4
Агриган (Марианские острова)	965	18,8	145,7 в.д.	04.1917	4
Колима (Мексика)	4100	19,4	103,7 з.д.	01.1913	4?
Таал (Филиппины)	400	14,0	121,0 в.д.	01.1911	4
Санта-Мария (Гватемала)	3772	14,8	91,6 з.д.	10.1902	6
Суфриер (Вест Индия)	1178	13,3	61,2 з.д.	05.1902	4
Мон-Пеле (Вест Индия)	1397	14,8	61,2 з.д.	05.1902	4
Дона Хуана (Колумбия)	4250	1,5	76,9 з.д.	11.1899	4
Пурасе (Колумбия)	4600	2,4	76,4 з.д.	10.1869	4
Пурасе (Колумбия)	4600	2,4	76,4 з.д.	12.1849	4
Косигуина (Никарагуа)	859	13,0	87,6 з.д.	011835	5
Колима (Мексика)	4100	19,4	103,7 з.д.	02.1818	4
Майон (Филиппины)	2462	13,3	123,7 в.д.	02.1814	4
Суфриер (Вест Индия)	1178	13,3	61,2 з.д.	04.1812	4
Сан Мартин (Мексика)	1550	18,6	95,2 з.д.	03.1793	4
Хорулло (Мексика)	1330	19,0	101,7 з.д.	* 1764	4
Тонгкоко (Индонезия)	1149	1,5	125.2 в.д.	? 1680	4

Таблица 1.7 (окончание)

Местоположение	Высота вулкана, м	Геогр. широта	Геогр. долгота	Дата начала извержения (месяц и год)	Индекс VEI
Гамканора (Индонезия)	1635	1,4	127,5 в.д.	05.1673	4
Сан Сальвадор (Сальвадор)	1860	13,7	89,3 з.д.	? 1671	4
Сан Сальвадор (Сальвадор)	1860	13,7	89,3 з.д.	? 1575	4?
Аренал (Коста-Рика)	1552	10,5	84,7 з.д.	? 1525	4
Южное полушарие: низкие широты (0–20° ю.ш.)					
Улаун (Новая Британия)	2300	5,0	151,3 в.д.	10.1980	4
Негра (Галапагосы)	1490	0,8	91,2 з.д.	11.1979	4
Фернандина (Галапагосы)	1495	0,4	91,6 з.д.	06.1968	4
Ленгай (Восточная Африка)	2886	2,8	35,9 в.д.	08.1966	4
Келут (Индонезия)	1731	7,9	112,3 в.д.	04.1966	4
Агунг (Индонезия)	3142	8,3	115,5 в.д.	03.1963	4
Багана (Соломоновы острова)	1702	6,1	155.2 в.д.	02.1952	4
Амбрайн (Новые Гебриды)	1334	16,3	168,1 в.д.	* 1951	4
Лэмингтон (Новая Гвинея)	1780	8,9	148,2 в.д.	01.1951	4
Рабаул (Новая Британия)	229	4,3	152,2 в.д.	05.1937	4
Тунгурахуа (Эквадор)	5016	1,5	78,5 з.д.	04.1918	4
Кракатау (Индонезия)	813	6,1	105,4 в.д.	08.1883	6
Галунггунг (Индонезия)	2168	7,4	115,5 в.д.	03.1822	5
Тамбора (Индонезия)	2851	8,3	118,0 в.д.	03.1815	7
Папандаян (Индонезия)	2665	7,4	107,7 в.д.	08.1772	4
Котопахи (Эквадор)	5897	0,8	78,4 з.д.	04.1768	4
Котопахи (Эквадор)	5897	0,8	78,4 з.д.	11.1744	4
Манам (Новая Гвинея)	1725	4,1	145,1 в.д.	08.1919	4
Лонг Айленд (Новая Гвинея)	13045	5,4	147,1 в.д.	? 1700 (С)	6
Куилотоа (Эквадор)	3914	0,9	78,9 з.д.	11.1600	4?
Келут (Индонезия)	1731	7,9	112,3 в.д.	? 1586	4
Котопахи (Эквадор)	5897	0,8	78,4 з.д.	06.1534	4
Средние и высокие широты (>20° ю.ш.)					
Нилаху (Чили)	400	40,4	72,1 з.д.	07.1955	4
Азул (Чили)	3810	35,7	70,8 з.д.	04.1932	6
Пуйехуе (Чили)	2240	40,6	72,1 з.д.	12.1921	4
Таравера (Новая Зеландия)	1111	38.2	176.5 в.д.	06.1886	5
Петероа (Чили)	4090	35,3	70,6 з.д.	12.1762	4

Примечание. Звездочкой (*) отмечены продолжительные извержения (более одного года), знаком (?) – неуверенные датировки; буквами D, T и C обозначены различные методы датирования – дендрохронологические, тефрохронологический и радиоуглеродные.

(табл. 1.7). Она постоянно совершенствуется. В нашей стране подробная работа такого плана выполнена И.И. Гущенко [1979]. Хотя в подобные каталоги включены и доисторические извержения, они отражают, главным образом, лишь крупнейшие и наиболее изученные события.

1.2.3. Вулканические извержения и климат

Вулканическая пыль, выброшенная в атмосферу во время эксплозивных извержений, отражает в обратном направлении побочную радиацию, снижая температуру воздуха на поверхности Земли. В то время как пребывание мелкой пыли в атмосфере от извержения вулканского типа в общем измеряется неделями и месяцами, летучие вещества, такие как SO_2, могут оставаться в верхних слоях атмосферы в течение нескольких лет [*Rampino, Self*, 1984]. Мелкие частицы силикатной пыли и серного аэрозоля, сконцентрировавшиеся в стратосфере, увеличивают оптическую толщину аэрозольного слоя, что приводит к уменьшению температуры на поверхности Земли. В результате извержений вулканов Агунг (Бали, 1963 г.) и Сент-Хеленс (США, 1980 г.) максимально наблюдаемое понижение температуры поверхности Земли в северном полушарии составило менее 0 °С. Однако для более крупных извержений, таких как Тамбора (Индонезия, 1815 г.), вполне возможно понижение температуры на 0,5 °С и более (табл. 1.8).

Эксплозивные извержения могут оказывать влияние на климат в течение нескольких лет, а некоторые гораздо более продолжительное время. Крупнейшие трещинные извержения оказывают наиболее сильное влияние, поскольку в атмосферу выбрасываются летучие вещества в течение десятилетий и более [*Stothers et al.*, 1986]. Некоторые пики кислотности в ледниковых кернах Гренландии сопоставимы по времени с трещинными извержениями в Исландии (рис. 1.5).

Свидетельство вулканической модуляции климата в масштабах десятилетий получено также из исследований древесных колец и колебаний горных ледников. В работе [*LaMarche, Hirschboeck*, 1984] указано на то, что время заморозков в западной части США, установленное при помощи дендрохронологии на основе древесных колец, тесным образом согласуется с зафиксированными извержениями и, вероятно, может быть связано с пеленой вулканических аэрозолей в стратосфере в масштабах одного или двух полушарий.

Как отмечалось [*Scuderi*, 1998], существует тесная взаимосвязь между различной толщиной колец на верхней границе произрастания лесов, чувствительных к изменениям температуры, профилями кислотности льдов Гренландии и наступлением горных ледников Сьерры Невады (Калифорния). Резкий отрицательный прирост

Таблица 1.8

Оценка массы вулканических стратосферных аэрозолей и их влияния на климат [*Rampino et.al.*, 1988]

Вулкан	Широта	Год	Стратосферный арозоль (Мт)	Изменение температуры в северном полушарии, °С
		Эксплозивные извержения		
Сент-Хеленс	46° с.ш.	1980	0,	< 0,1
Агунг	8° ю.ш.	1963	10	< 0,05
Эль-Чичон	17° с.ш.	1982	20	< 0,4
Кракатау	6° ю.ш.	1883	50	0,3
Тамбора	8° ю.ш.	1815	200	0,5
Тоба	3° с.ш.	75000 л.н.	1000?	Большое?
		Эффузивные трещинные извержения		
Лаки	64° с.ш.	1783-1784 г.	~100?	1,0 ?
Роза	47° с.ш.	4 млн л.н.	6000?	Большое

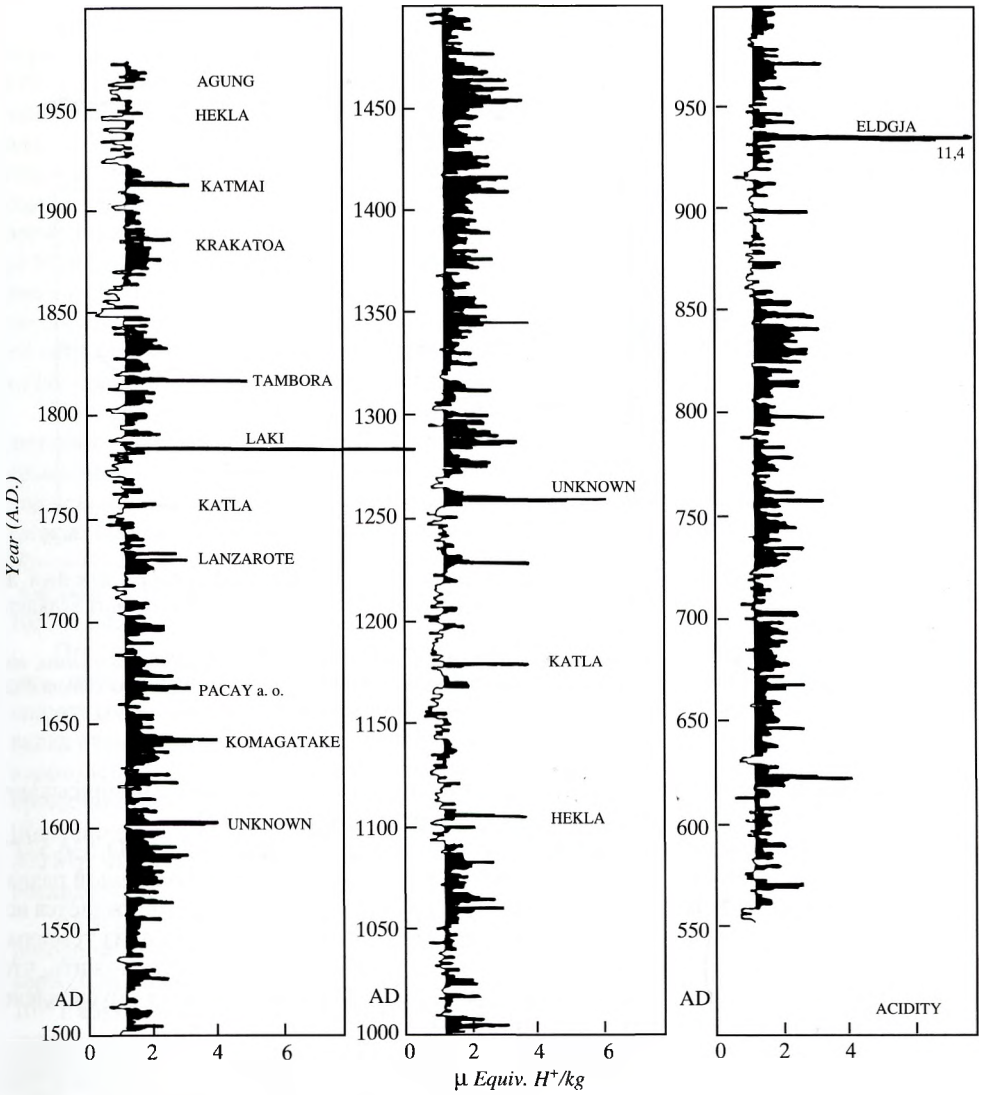


Рис. 1.5. Временные ряды кислотности для керна станции Crete изо льдов центральной Гренландии, охватывающие промежуток времени 533–1972 гг. н.э.

Идентификация извержений, соответствующих, вероятнее всего, крупнейшим пикам кислотности, основана на исторических источниках [*Hammer et al.*, 1980]

отмечается в течение года, следующего после извержения, в результате которого образовалась аэрозольная пелена; снижение роста колец наблюдается в течение 13 лет после извержения (рис. 1.6).

Наиболее перспективные источники информации о прошлых вулканических аэрозолях это – кислотность ледяного керна и сульфатные ряды, так как они содержат вещественное доказательство атмосферной загрузки, хотя также содержат большие сигналы, не связанные с вулканизмом.

Поскольку льды могут быть датированы на основе их ежегодной аккумуляции, то возможно прямое соотношение пиков кислотности в верхних слоях льда с историческими извержениями известного периода. При использовании этого подхода

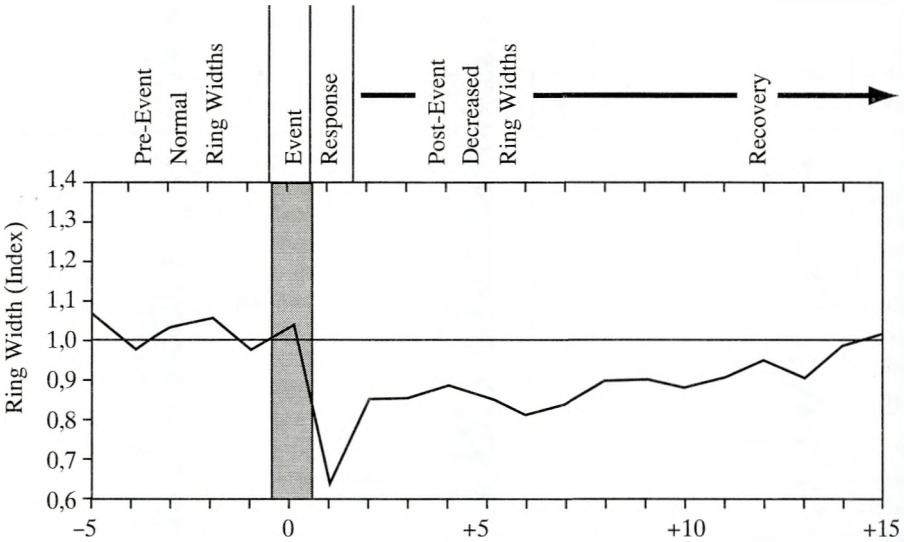


Рис. 1.6. Кривая зависимости толщины древесных колец от климатического отклика на инъекцию в атмосферу аэрозольной пелены, составленной на примере 24-х крупных вулканических извержений

Значительный отрицательный рост виден в течение первого года после образования пелены, при этом толщина древесного кольца остается значительно ниже средней толщины древесного кольца в течение десятилетия, следующего после извержения [*Scuderi*, 1998; *Катастрофические...*, 2001]

более ранним пикам кислотности неизвестного происхождения также приписывают определенный возраст [*Hammer et al.*, 1980; *Legrand, Delmas*, 1987].

По-видимому, такие мощные извержения эпохи голоцена, как "AD 536-537", "BC 50 ± 30" или Тамбора, 1815 г., приводили к явному снижению солнечной радиации и охлаждению поверхности планеты на период 1–2 года, что подтверждается историческими свидетельствами [*Hammer et al.*, 1980; *Stothers*, 1984]. Анализ температурных данных наряду с вулканической активностью позволил предположить, что потепление в голоцене вообще и, в частности, в 20–30-е годы XX века обусловлено понижением вулканической активности [*Lamb*, 1970; *Будыко*, 1980].

Пепловые слои в ледяных кернах полярных ледников эффективно используются в качестве временных реперов при сравнении с результатами палеоботанических и геологических исследований. Сравнение мощности вулканических пеплопадов на разных широтах способствует уточнению циркуляционных процессов в прошлом. Отметим, что экранирующая роль аэрозоля в стратосфере может проявиться много сильнее в том полушарии, где произошла вулканическая инжекция частиц в стратосферу [*Кароль*, 1972; *Будыко*, 1980; *Hammer et al.*, 1980].

Во время крупнейших извержений, подобных извержению вулкана Тамбора, количество солнечной радиации, проходящей через стратосферу, уменьшается примерно на четверть. Гигантские извержения, подобные тому, в результате которого образовался слой тефры вулкана Тоба (Индонезия) около 75 тыс. лет назад, могли сокращать проникновение солнечного света до величин, составляющих менее сотой доли его нормального объема, что препятствует процессу фотосинтеза [*Rampino et al.*, 1988]. Извержение вулкана Тоба – одно из крупнейших в плейстоцене, и выброшенная во время извержения в стратосферу мелкая пыль, по-видимому, привела к условиям почти всеобщей темноты на обширной территории в течение недель и месяцев. Тогда примерно за 9–14 сут было извержено около 1000 км^3 магмы, а ареал распространения пеплового слоя превысил по крайней мере $5 \cdot 10^6$ км^2 [*Raynaud*, 1983].

Другая картина возможна при рассмотрении похолодания, обусловленного экранирующим воздействием аэрозолей H_2SO_4 в стратосфере. Следуя [*Charlson et al.*, 1987], принимаем, что в современную эпоху благодаря вулканической и фумарольной деятельности в атмосферу попадает примерно $1{,}4 \cdot 10^{13}$ г серы ежегодно, при ее общей естественной эмиссии приблизительно $(1{,}4–2{,}8) \cdot 10^{13}$ г. Верхняя оценка общей годовой эмиссии серы в атмосферу, при условии полного превращения всех оксидов серы в H_2SO_4 (если считать эту величину неизменной за рассматриваемый интервал времени) приближается к минимальной оценке прямого поступления аэрозолей в виде H_2SO_4 в стратосферу вследствие извержения вулкана Тоба. Поскольку до 90% общего количества оксидов серы имеет биогенное происхождение и образуется в фотическом слое океана, то большая их часть тут же попадает в океан, формируя сульфаты морской воды, а определенная доля серосодержащих газов выводится путем сухого поглощения или вымывается из тропосферы осадками [*Бримблкумб*, 1988].

Исходя из этого очевидно, что извержение Тоба привело к многократному увеличению количества относительно долгоживущих аэрозолей в стратосфере по сравнению с современными показателями. Видимо, сопутствующий эффект похолодания наиболее сильно проявился в низких широтах, особенно в сопредельных регионах Индии, Малайзии, где прослеживается мощный пепловый прослой Тоба [*Rampino et al.*, 1979]. На глобальную значимость этого явления указывает также "кислый" след вулкана Тоба, зарегистрированный в горизонте 1033 м (скв. 3Г) и 1035 м (скв. 4Г) на станции "Восток" [*Petit et al.*, 1990].

При рассмотрении возможного влияния на климат извержений в первую очередь низкоширотных вулканов или летних извержений в умеренных или высоких широтах необходимо учитывать и тип вулканического материала. Так, удельный вклад эксплозивного дацитового извержения вулкана Сент-Хеленс в формирование аэрозолей H_2SO_4 почти в 6 раз меньше, чем извержения Кракатау, когда было выброшено около 10 км^3 магмы и образовалось примерно $5 \cdot 10^{13}$ г аэрозолей H_2SO_4 [*Rampino et al.*, 1985]. Это количество соответствует взрыву бомб общей мощностью 500 Мт, что, согласно [*Turco et al.*, 1983], должно иметь существенные региональные последствия.

Базальтовые вулканические извержения приносят еще большее количество серосодержащих эксгаляций. Так, согласно [*Rampino et al.*, 1985], при базальтовом извержении Лаки в Исландии (1783 г.) объемом 12 км^3 было выброшено примерно 10^{14} г аэрозолей H_2SO_4. Это почти вдвое превосходит удельную продукцию эксплозивного дацитового извержения Кракатау [*Stauffer , Berner,* 1978]. Возможно, извержение Лаки в какой-то мере обусловило похолодание 1780-х годов [*Broecker et al.*, 1985]. Уже приводившийся выше профиль (см. рис. 1.3) кислотности ледяного керна со станции "Crete" в Гренландии, который отражает вулканическую деятельность к северу от 20° ю.ш., свидетельствует о том, что вулканическая активность в малый ледниковый период достаточно хорошо коррелирует с общим похолоданием. И это при постоянстве содержания атмосферного CO_2 [*Wahlen et al.*, 1991]!

1.2.4. Фиксация вулканических извержений в ледниковых кернах полярных регионов

Анализ вулканических сигналов, проявившихся на протяжении последнего тысячелетия одновременно в кернах из обоих полярных районов планеты, выполнили [*Langway et al.*, 1995]. Кривые кислотности ECM и $\delta^{18}O$ существуют для всех кернов, приведенных в табл. 1.9.

График годового хода H^+ (ECM) был использован как номограмма общей вулканической активности. Слои, которые показывают уровни концентрации H^+ выше пороговой величины 2σ (3,3 μeq/кг) от среднего значения (1,96 μeq/кг) определялись

Таблица 1.9

Образцы из кернов и информация о точках бурения (по: [*Langway et al.*, 1995])

Место бурения	Год	Глубина, м	Средняя скорость аккумуляции, г/см^2 год	Литература
			Антарктида	
Станция Берд (NDY-89)	1989	164	10	[*Langway et al.*, 1994]
Южный полюс (SP78)	1978	111	7	[*Langway et al.*, 1988]
Станция Бёрд (BS68)	1968	2164	11	[*Ueda, Garfield*, 1969; *Hammer et al.*, 1980]
			Гренландия	
D3 (D381)	1979; 1981	2037	50	[*Dansgaard et al.*, 1982]
D3, 18C (D3 18C)	1984	113	46	[*Dansgaard et al.*, частное сообщение, 1985)
Crete (CR74)	1974	404	28	[Dansgaard et al., 1975; *Hammer et al.*, 1980]

в качестве возможных показателей признаков вулканической активности в ионном химическом составе.

Особый интерес представляют примерно равные максимальные концентрации nss SO_4^{2-} в обоих полушариях после извержения вулкана Кракатау (6° ю.ш., 105° в.д.), максимум эруптивной активности которого отмечен 26 августа 1883 г. [*Simkin et al.*, 1981; *Newhall, Self*, 1982]. В результате анализа керна станции "Крит" (Crete) из Центральной Гренландии [*Hammer*, 1977] был сделан вывод, что понадобилось около одного года для того, чтобы сигнал от этого извержения достиг поверхности Гренландии, и около двух лет для появления максимальной концентрации вблизи скважины. Сигнал сначала появляется в керне D3, 18C на юге острова с задержкой в один год, но показывает значительный остаток SO_4^{2-} и в течение следующего года.

Другой пример – горизонты максимальной концентрации (nss SO_4^{2-}) в биполярных точках, отвечающие аккумуляции 1835 и 1832 гг. н.э., которые в 3–5 раз выше фоновых уровней.

Эти два вулканических события отмечались ранее в керне станции "Crete" [*Hammer*, 1977] и позднее [*Legrand, Delmas*, 1987; *Dai et al.*, 1991; *Moore et al.*, 1991; *Delmas et al.*, 1992].

Пик сигнала от извержения Тамбора в Гренландии появился год спустя после извержения. Вероятнее всего, все эти сигналы отвечают одному и тому же горизонту 1459 г. н.э., выявленному в наиболее точно датированном керне CR74. Наблюдаемые отличия возникают скорее всего из-за неточности временных шкал на этих глубинах, в частности, для керна SP78. Примечателен, однако, горизонт, принадлежащий 1464 г. н.э., измеренный в керне NBY89, который представляет второй по мощности пик концентрации nss SO_4^{2-}, измеренный во всем керне.

Прослой 1259 г. (рис. 1.7) отвечает вулканическому событию, наблюдаемому повсеместно в полярных ледниковых кернах [*Langway et al.*, 1988], и, очевидно, пред-

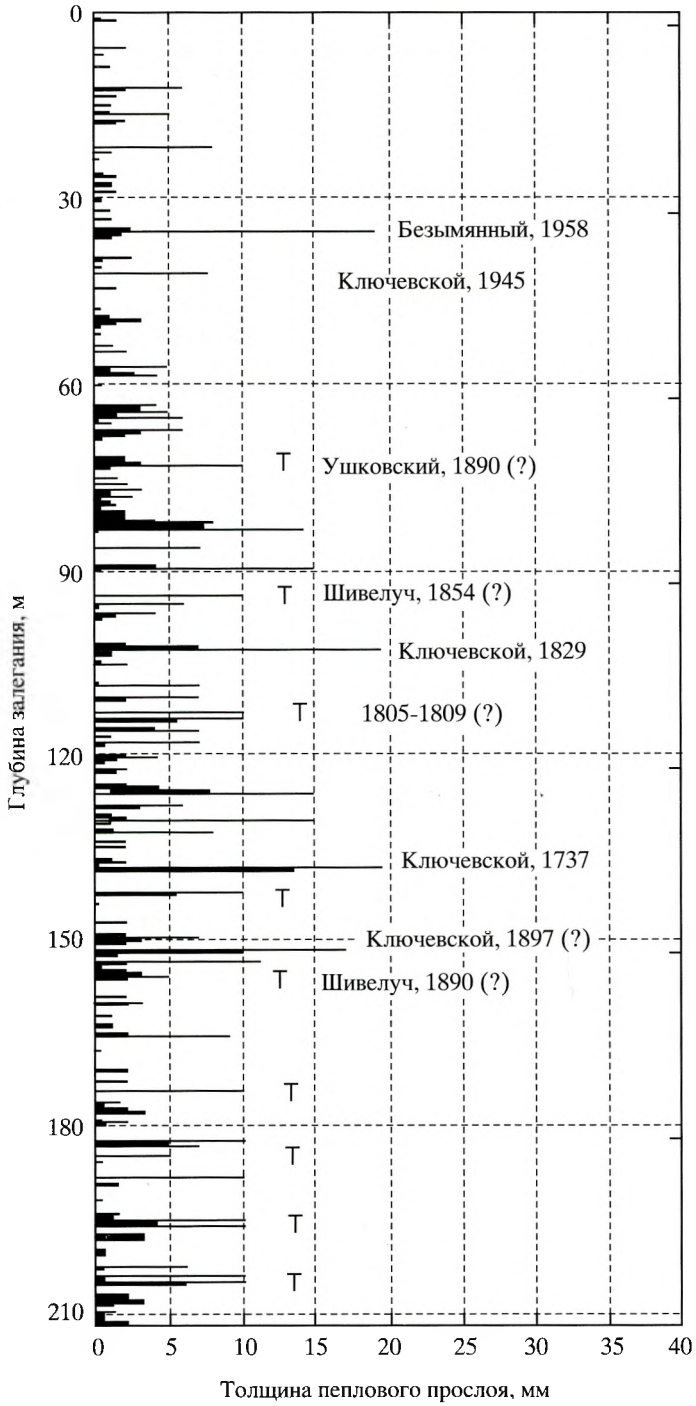


Рис. 1.7. Распределение пепловых горизонтов в ушковском ледяном керне с датами известных извержений вулканов Ключевской группы

Т – транзитные тонкие пеплы удаленных вулканов; неуверенные датировки отмечены знаком (?)

Таблица 1.10

Эксплозивные извержения вулканов в Северной Пасифике в 1500–1998 гг. по историческим данным

Вулкан (регион)	Высота вулкана, м	Координаты	Даты извержений. В скобках указан индекс эксплозивности (VEI)
Шивелуч (Камчатка)	3395	56,8° с.ш., 161.6° в.д	04/1993(3); 1991–1984(1–2); 11/1964(4); 1944(2); 1897(2); 1883(3); 1854(5); 1793(?); 1690(?)С
Ключевской (Камчатка)	4850	56,2° с.ш., 160,8° в.д.	09/1994(4); 1986(3); 1984–85(3); 1977(3); 1974(3); 1968(3); 1965(3); 1960(3); 01/1945(4); 1937(3); 1935(3); 1931(4); 1829(4); 1737(4); 1697(3)
Безымянный (Камчатка)	3000	56.1° с.ш., 160,7° в.д	05/1997(3); 12/1997(3); 1993–1989(2–3); 1986–1984(2–3); 1981–1976(2–3); 02/1979(4)?; 1971(3); 1965–1957(1–3); 1956(5);1955(4)
Плоский Толбачик (Камчатка)	3085	55,9° с.ш., 160,5° в.д	1975–76(4); 1970(2); 1967(2); 1964(2); 1939–41(3); 1924(2); 1904(2); 1848(2); 1793(2); 1790–1798(2); 1769(2); 1739–1740(2); 1699(2); 1550(2)Т
Карымский (Камчатка)	1436	54,0° с.ш., 159,5° в.д	05/1963(3)
Авачинский (Камчатка)	2743	52,3° с.ш., 159,1° в.д	02/1945(4); 1926(3); 1827(3)
Ксудач (Камчатка)	1079	51,8° с.ш., 157,5° в.д	03/1907(5)
Алаид (Курилы)	2339	50,8° с.ш., 155,5° в.д	04/1981(4); 1793(4+)
Чикурачки (Курилы)	1817	50,3° с.ш., 155,5° в.д	11/1986(4); 12/1853(4); 1690(4)Т
Синарка (Курилы)	934	48,9° с.ш., 154.2° в.д	?1873(4)
Райкоке (Курилы)	551	48,3ос.ш., 153,2° в.д	02/1924(4); 1778(4)
Сарычева (Курилы)	1497	48,1° с.ш., 153,2° в.д	11/1946(4)
Чирпой (Курилы)	624	46,5ос.ш., 150,9° в.д	12/1712(4?)
Горелый хребет (Алеуты)	1573	51,8° с.ш., 178,8° з.д.	08/1980(4)
Исноцкий (Алеуты)	2446	54,8ос.ш., 163,7° з.д.	03/1825(4)
Катмай (Аляска)	841	58,3° с.ш., 155,2° з.д.	06/1912 (6)
Августин (Аляска)	1227	59,4° с.ш., 153.4° з.д.	10/1883(4)
Погромный (Алеуты)	2002	54,6° с.ш., 164,7° з.д.	? 1795(4)
Тарумаи (Япония)	1024	42,7° с.ш., 141,4° в.д.	08/1739(5); 08/1667(5)
Усу (Япония)	725	42,5° с.ш., 140,8° в.д.	08/1663(5)

Примечание. С, Т – датировано радиоуглеродным или тефрохронологическим методом; (?) – возможно, датировка шибочна.

ставляет собой следствие крупнейшего эруптивного события, выбросы которого транспортировались от источника по всему миру. В представленных на рис. 1.7 слоях показан самый высокий пик сульфата (nss SO_4^{2-}), который, по расчетам, относят к 1168 г., а имеющуюся разницу в датировках на рисунке – к неточностям шкалы времени.

Следует отметить, что все упомянутые пики сульфата (nss SO_4^{2-}) в керне CR74 обнаружены в кривой вариаций ECM в ледниковом керне из Центральной Гренландии из "Greenland Ice-core Project (GRIP)" [*Clausen et al.*, 1995], имеющим возраст, соответствующий возрасту пород керна CR74, за исключением событий 1287 и 1228 гг., где новое датирование для керна GRIP имеет отклонения ±1 год от датировок по керну CR74. Результаты анализа временных шкал керна NBY89 обеспечивают непрерывный ряд величин аккумуляции в течение года, а также данные изменений скорости за последние 1360 лет (до 629 г. н.э.) с общей вычисленной точностью ±(2–5) лет.

Всего за прошедшие восемь столетий в Ушковском ледниковом керне (Ключевская группа вулканов, Камчатка) идентифицировано 180 пеплов вулканических извержений. Из них 49 приходится на XX в. и 38 – на XIX в. [*Муравьев и др.*, 1999, 2002]. Из этого следует, что интенсивность деятельности вулканов северной группы (вулканы Ключевской группы и Шивелуч) в XIX–XX столетиях в два с лишним раза выше, чем в предыдущие 600 лет.

Почти все крупные извержения (в основном Ключевского вулкана) произошли в XVIII и XIX вв. (10 из 13), а в другие века отмечалось не более одного события за сто лет. Примечательно и то, что пик вулканической активности в регионе соответствует времени малого ледникового периода на Камчатке (1600–1910 гг.).

В керне также обнаружено десять слоев льда, содержащего мельчайшие литочастицы в качестве ядер конденсации снежинок и тонкие пеплы пелитовой разности. Одни из них могут относиться к транзитным пеплам далеких извержений, возможно также к вулканам Ушковский, Шивелуч, Кизимен и другим в северной части Тихого океана (табл. 1.10).

Таким образом, есть все основания утверждать, что вулканы оказывают косвенное влияние на окружающую среду посредством загрязнения атмосферы твердыми и летучими продуктами извержения. Влияние крупных извержений может быть значительным (похолодание на 0,4-0,5 °С на поверхности Земли) в течение короткого периода после извержения, но может ощущаться во всем полушарии или по всему миру [*Bradley*, 1988]. Эти результаты важны для оценки вероятных климатических изменений. Если вновь возникнут отдельные извержения, по силе равные извержению Тамбора 1815 г., результатом может быть приостановление тенденции глобального потепления на несколько лет. Для развития и создания достоверных и подробных записей прошлых вулканических извержений необходимо большое количество дополнительных исследований по всему миру. Для применимости хронологии прошлых извержений, ее необходимо составлять с погрешностью в пределах не более ±50 лет, предпочтительнее менее ±10 лет. На основании данных такого разрешения представляется возможной их приемлемая оценка, из чего следует, что вулканические извержения, вероятнее всего, будут оказывать свое влияние на климат в течение будущих столетий.

1.3. Вулканические пеплы катастрофических эксплозивных извержений позднего плейстоцена на территории Восточной и Южной Европы

Одна из характерных особенностей позднеплейстоценовых отложений стран Восточной и Южной Европы, включая Россию, – присутствие в них прослоев, линз и пятен вулканических пеплов (тефры). Первые находки пеплов в этих отложениях были сделаны еще в конце 20-х годов XX столетия: на левом берегу р. Дуванки в ок-

рестностях с. Александровки Воронежской области [*Дубянский*, 1935] и на правобережье р. Кубани в станице Темижбекской Краснодарского края [*Православлев, Аншелес*, 1930]. Позднее вулканические пеплы в сходных по возрасту отложениях были обнаружены не только на территории бывшего СССР (другие места в Воронежской, Одесской, Ростовской областях, в степном Крыму и т.д.), но и в Болгарии, Венгрии, Румынии, Греции, на Кипре, в морских донных осадках Восточной части Средиземноморья [*Заморій*, 1937; *Грищенко*, 1939, 1941, 1951, 1976; *Карлов*, 1957; *Лебединский, Ходюш*, 1959; *Krivan, Rozsavolgyi*, 1964; *Литяну*, 1966; *Lirer et al.*, 1973; *Keller*, 1980; *McCoy*, 1980; и др.]. Недавно вулканический пепел был найден на правобережье р. Волги в разрезе у с. Владимировки в 260 км к юго-востоку от г. Волгограда [*Лаврушин и др.*, 1998].

Несмотря на многочисленные находки тефры и обилие публикаций на эту тему, вопросы о местонахождении и типе эруптивного центра, откуда она была извержена, характере и силе самих извержений до сих пор часто носят дискуссионный характер [*Муравьев и др.*, 1997]. Очень мало данных о точном возрасте вулканических пеплов.

В 1997-1998 гг. изучение пеплов в Приэльбрусье и предгорных частях Краснодарского и Ставропольского краев проводилось в рамках совместных комплексных исследований ИГЕМ РАН, ОИФЗ РАН, ИВГиГ ДВО РАН и Центральной геологосъемочной экспедиции (г. Ессентуки) по оценке потенциальной активности вулкана Эльбрус.

В результате этих исследований удалось скоррелировать между собой пирокластические образования окрестностей вулкана Эльбрус и вулканические пеплы на р. Кубань, в береговых обрывах Отказнинского водохранилища на р. Куме (Ставропольский край). Обнаруженная пирокластика в первом приближении идентифицирована как переотложенная временными водотоками тефра предположительно вулкана Казбек.

Впервые, по данным радиоуглеродного датирования (^{14}C) оказалось возможным примерно оценить возраст тефры в разрезе правого берега р. Кубань в станице Темижбекской. Все это позволило дополнить и частично изменить прежние представления о генезисе, источниках, типе и масштабах извержений, с которыми были связаны вулканические пеплы в позднеплейстоценовых отложениях Восточной и Южной Европы.

1.3.1. Тефра кальдерообразующего извержения Флегрейских полей (Италия)

Как показали исследования начала 80-х годов XX столетия [*Мелекесцев и др.*, 1984], тефра (вулканический пепел) из района Флегрейских полей, находящихся к западу от г. Неаполя, наиболее распространена на территории Европейской части бывшего СССР. Именно она была обнаружена и описана А.А. Дубянским в 1928 г. вблизи с. Дуванки Воронежской области (см. выше), а в 50–70-е годы – другими исследователями на юге России, в Украине и Молдавии (рис. 1.8). Позднеплейстоценовый возраст пепла подтвержден ^{14}C-датировкой (32700 ± 700 лет) древесного угля из перекрывающей его погребенной почвы в д. Костенки Воронежской обл. [*Холмовой, Праслов*, 1979]. Таким образом, возраст самого вулканического пепла здесь, вероятно, несколько древнее 33-х тыс. лет.

Во всех разрезах вулканический пепел представлен палево-светло-серым (ино-

Рис. 1.8. Районы обнаружения тефры (вулканического пепла):
1 – места находок тефры, *2* – зоны пеплопада, *3* – вулканы

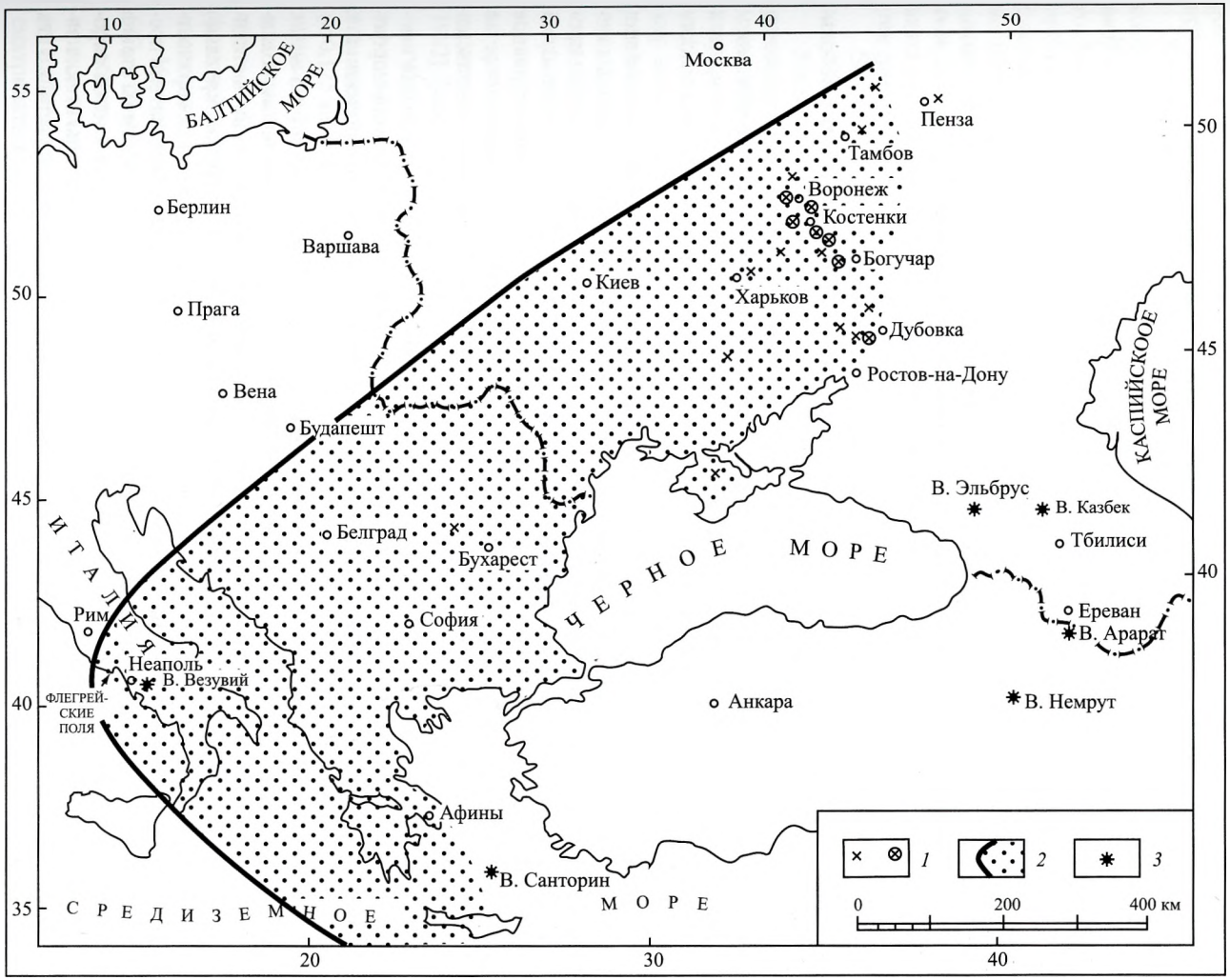

10
20
30
40
50
55
50
45
40
35
Москва
БАЛТИЙСКОЕ МОРЕ
Пенза
Тамбов
Воронеж
Костенки
Богучар
Берлин
Варшава
Киев
Харьков
Прага
Дубовка
Ростов-на-Дону
Вена
Будапешт
КАСПИЙСКОЕ МОРЕ
В. Эльбрус
В. Казбек
Белград
Бухарест
Тбилиси
ЧЕРНОЕ МОРЕ
ИТАЛИЯ
Рим
София
Ереван
В. Арарат
Неаполь
В. Везувий
ФЛЕГРЕЙ-СКИЕ ПОЛЯ
Анкара
В. Немрут
Афины
В. Санторин
СРЕДИЗЕМНОЕ МОРЕ
1
2
3
0
200
400 км

Таблица 1.11

Минералогический состав (%) тефры кальдерообразующего извержения Флегрейских полей Европейской части России (фракция 0,056–0,125 мм)

Компоненты	Номер образца							
	1	*2*	*3*	*4*	*5*	*6*	*7*	*8*
Вулканическое стекло	92	93	86	88	95	93	92	94
Плагиоклаз	3	2	4	3	2	–	3	4
Биотит	1	Ед.	1	1	1	1	Ед.	1
Рудные минералы	–	–	1	–	–	1	–	–
Терригенные минералы	4	5	8	8	2	5	5	1

Примечание. Пеплы Воронежской (*1–7*) и Ростовской (*8*) областей: *1* – Воронеж, *2* – урочище Яковец, *3*, *4* – д. Костенки, *5* – д. Рудкино, *6* – г. Богучар, *7* – д. Девица, *8* – д. Дубовка (р. Сев. Донец); Ед. – единичные зерна.

гда желтоватым или зеленоватым) несцементированным алевропелитом с небольшой примесью разнозернистого песка.

В сухом состоянии пепел выглядит более светлым, чем вмещающие лессовидные суглинки, и легко развевается ветром. Залегает он чаще всего в виде линз мощностью от нескольких сантиметров до 2 м. Площадь одной из таких линз, вскрытой бурением [*Дубянский*, 1935], составляла 400–500 м^2. Иногда пепел заполняет морозобойные трещины глубиною до 2 м.

Для решения поставленных задач нами специально максимально чисто были отобраны и детально изучены восемь образцов вулканического пепла из разных месторождений по профилю длиной свыше 400 км. Каждый образец пепла сухим просеиванием разделяли на пять фракций: 0,5–0,25; 0,25–0,125; 0.125–0,056; 0,056–0,045 и < 0,045 мм. Наиболее удобной для изучения под микроскопом оказалась фракция 0.056-0,125 мм. В пределах ее определялся количественно-минералогический состав пеплового материала (для подсчета брали 300 зерен). Результаты анализа приведены в табл. 1.11.

Изучение восьми образцов пеплов под микроскопом показало, что все они имеют практически один и тот же набор минералов и обладают весьма сходной морфологией частиц. Это позволяет относить пеплы обследованных месторождений к единому горизонту.

Основным компонентом всех пеплов является вулканическое стекло (86–95%). Оно представлено бесцветными таблитчатой формы осколками с неровными волнистыми краями, а также удлиненными и изогнутыми в пластичном состоянии частицами, внутри которых часто содержатся вытянутые вдоль длинной оси (реже округлые) газовые пузырьки. Примерно 40% обломков стекла имеют трещины и поверхностные борозды, которые придают стеклу в целом сероватый оттенок. Показатель преломления стекла во всех изученных образцах одинаков (1,514–1,518). Частицы стекла такого внешнего облика чаще всего образуются при массовом выбросе кислой пирокластики в ходе кальдерообразующих извержений. Очень многие частицы стекла находятся в начальной стадии кристаллизации, о чем свидетельствует присутствие в них значительного количества микролитов.

Содержание плагиоклаза в пеплах не превышает 4%, измененных и терригенных минералов – до 8%, сильно серицитизированного вулканического стекла 86–95%. Терригенные минералы представлены кварцем, турмалином, ставролитом, глинистыми минералами. Во всех образцах пеплов встречаются биотит, представленный бледно-желтыми изометричными частицами с сильным плеох-

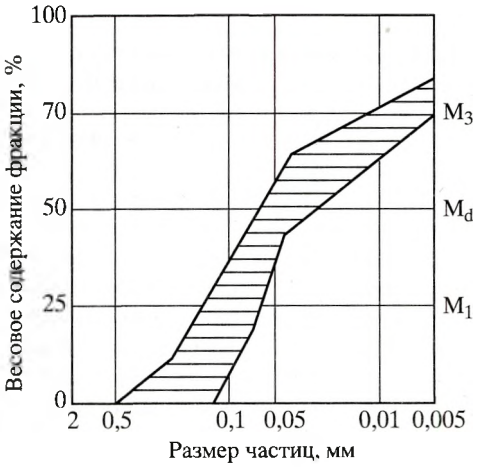


Рис. 1.9. Поле кумулятивных кривых гранулометрического состава пеплов Флегрейских полей, изученных авторами

роизмом, единичные зерна рудных минералов и апатита.

Полученные нами данные хорошо согласуются с результатами первого минералогического анализа вулканического пепла из района с. Александровки, проведенного еще в 1929 г. В.Н. Лодочниковым, который не только убедительно обосновал вулканическое происхождение этого пепла, но и определил его состав как трахитовый. Пеплы обнаруживают большое сходство и по гранулометрии (рис. 1.9).

Во всех образцах преобладает фракция < 0,045 мм, на которую приходится более 40% веса образца пепла.

Медианный диаметр пепловых частиц M_d = 0,03–0,06 мм, коэффициент сортировки S_0 = 0,24–0,33. С увеличением крупности фракций в пеплах возрастает примесь терригенного материала, представленного в основном окатанными зернами кварца. Так, во фракциях 0.125–0.25 мм примесь терригенных минералов составляет 15%, а во фракциях 0,25–0,5 мм – уже 40–50%. Интересно, что максимальный размер элементарных пепловых частиц не превышает 0,125 мм, более крупные фракции пепла представлены агрегатами, средне- и крупнозернистым песком (аккреционный пепел), состоящими из сцепленных между собой субмикронных пепловых частиц. При растирании с небольшим механическим усилием эти агрегаты легко распадаются на отдельные частицы, размеры которых, как правило, < 0,056 мм. Образование такого аккреционного пепла происходит непосредственно в пепловой туче во время извержения под действием электростатической коагуляции мельчайших пепловых частиц в условиях повышенной влажности [*Slaughter, Hamil*, 1970; *Sorem*, 1982]. Химические анализы восьми образцов пепла приведены в табл. 1.12.

Чтобы исключить влияние на результаты анализов примеси терригенного материала, который в значительном количестве содержится в крупных фракциях пеплов, химические анализы по большей части были сделаны для тонкой фракции (< 0,125 мм). Кроме того, для контроля образцы *1* и *3* анализировались не разделенными по фракциям. Как правило, существенных отличий между химическим составом пепла в целом и его тонкой фракции не наблюдается (ср. обр. *1, 3* и *2, 4* в табл. 1.12). В дальнейшем будут сравниваться химические анализы лишь тонких фракций пеплов, в которых влияние терригенных примесей местного происхождения минимально.

Изученные пеплы имеют сходный химический состав, отвечающий трахиту: SiO_2 – 59–62%, сумма щелочей ≥11–12%, причем содержание K_2O (5,5–7,2%) всегда преобладает над Na_2O (4,1–5,2%). Таким образом, сходство всех изученных образцов пеплов по количественно-минералогическому, гранулометрическому и химическому составам позволяет хорошо коррелировать их между собой и в дальнейшем рассматривать как пеплы единого извержения.

К главным корреляционным признакам этих пеплов относятся: близкое процентное соотношение вулканического стекла и минералов в пепле, одинаковый показатель преломления стекла и внешний облик его частиц, присутствие во всех пеплах биотита (см. табл. 1.11), практически одинаковый медианный диаметр и коэффициент сортировки пеплов (см. рис. 1.9), сходные химические составы по всем ком-

Таблица 1.12

Химические анализы некоторых вулканических пеплов Европейской части России и игнимбритов Флегрейских полей в Италии

Компоненты	Европейская часть РФ									Флегрейские поля		
	1	*2*	*3*	*4*	*5*	*6*	*7*	*8*	*9*	*10*	*11*	*12*
SiO_2	60,25	59,53	59,2	59,81	60,35	62,47	60,31	60,68	59,86	61,88	60,82	62,30
TiO_2	0,50	0,52	0,59	0,46	0,50	0,50	0,60	0,58	0,56	0,45	0,52	0,46
Al_2O_3	19,44	19,81	10,50	19,47	19,51	20,58	21,03	18,30	21,32	18,60	18,46	18,98
Fe_2O_3	2,36	2,26	1,89	1,92	1,95	1,97	2,61	2,47	2,46	3,66	4,27	1,77
FeO	1,94	1,92	1,91	1,94	1,98	1,63	1,74	1,93	1,07			1,65
MnO	0,38	0,37	0,31	0,34	0,33	–.31	0,32	0,28	0,17	0,20	0,15	0,25
MgO	0,45	0,56	0,28	0,76	0,71	–.69	0,64	0,58	0,80	0,62	1,27	–.35
CaO	2,63	2,63	3,96	3,44	2,07	3,57	2,78	2,60	2,08	2,22	4,03	1,62
Na_2O	4,91	5,23	5,09	4,94	4,74	4,18	4,13	4,92	4,03	5,12	2,51	5,51
K_2O	7,02	7,05	7,16	6,81	6,87	5,58	5,74	6,48	5,58	7,24	7,98	7,03
P_2O_5	0,12	0,12	0,11	0,10	0,09	0,12	0,10	0,08	0,12	0,11	0,17	0,08
Сумма	100,0	100,0	100,0	99,99	100,0	100,0	100,0	99,99	98,05	100,1	100,18	100,0

Примечание. Пеплы Европейской части территории СССР: *1, 2* – Воронеж (*1* – пепел в целом, *2* – фракция < 0,1 мм); *3, 4* – д. Костенки (*3* – пепел в целом, *4* – фракция < 0,1 мм); *5* – урочище Яковец; *6* – д. Дубовка (фракция < 0,1 мм); *7* – д. Девица (фракция < 0,1 мм); *8* – д. Рудкино (фракция < 0,1 мм); *9* – с. Дуванка. Средние химические составы кампанских игнимбритов: *10* – серая фация (среднее по 53 анализам); *11* – желтая фация (среднее по 15 анализам); *12* – обломки пемзы (среднее по трем анализам). Химические анализы образцов *1–8* выполнены в Центральной химической лаборатории (ЦХЛ) Института вулканологии ДВО РАН. Все анализы пересчитаны на твердый остаток. Аналитик Т.Г. Осетрова.

понентам (см. табл. 1.12). Полученные нами данные в целом хорошо согласуются с результатами изучения минералогического и химического состава тех же пеплов из других разрезов, проведенного предыдущими исследователями [*Лодочников*, 1935; *Thunell et al.*, 1979; *Keller*, 1980; *Vitaliano et al.*, 1980; и др.]. Однако в ряде случаев приводятся и несколько отличные от наших результаты анализов, что, видимо, можно объяснить загрязнением образцов терригенным (песчаным и глинистым) материалом, поскольку в большинстве разрезов пеплы переотложены или изменены в результате выветривания.

Корреляция пепла на обширной территории Европейской части бывшего СССР позволяет рассматривать его как прекрасный маркирующий горизонт и использовать в качестве четкого стратиграфического репера для решения различных палеогеографических, геоморфологических и археологических задач. Дело в том, что образование пеплового слоя на всей площади происходит геологически мгновенно, так как продолжительность любого катастрофического эксплозивного извержения, а соответственно, и времени пеплопада колеблется от нескольких минут до 1–2 месяцев, как показывает изучение современных и древних извержений подобного типа [*Макдональд*, 1975; *Ledbetter, Sparks*, 1979; и др.]. Естественно, что это не касается наиболее тонких фракций тефры, выбрасываемых в высокие слои стратосферы, которые могут находиться во взвешенном состоянии в течение нескольких лет и постепенно выпадать на поверхность почти всего земного шара, но не образовывать самостоятельных прослоев.

Присутствие в пеплах примеси местного терригенного материала, приуроченность находок пеплов к субсинхронным понижениям рельефа (котловинам, балкам,

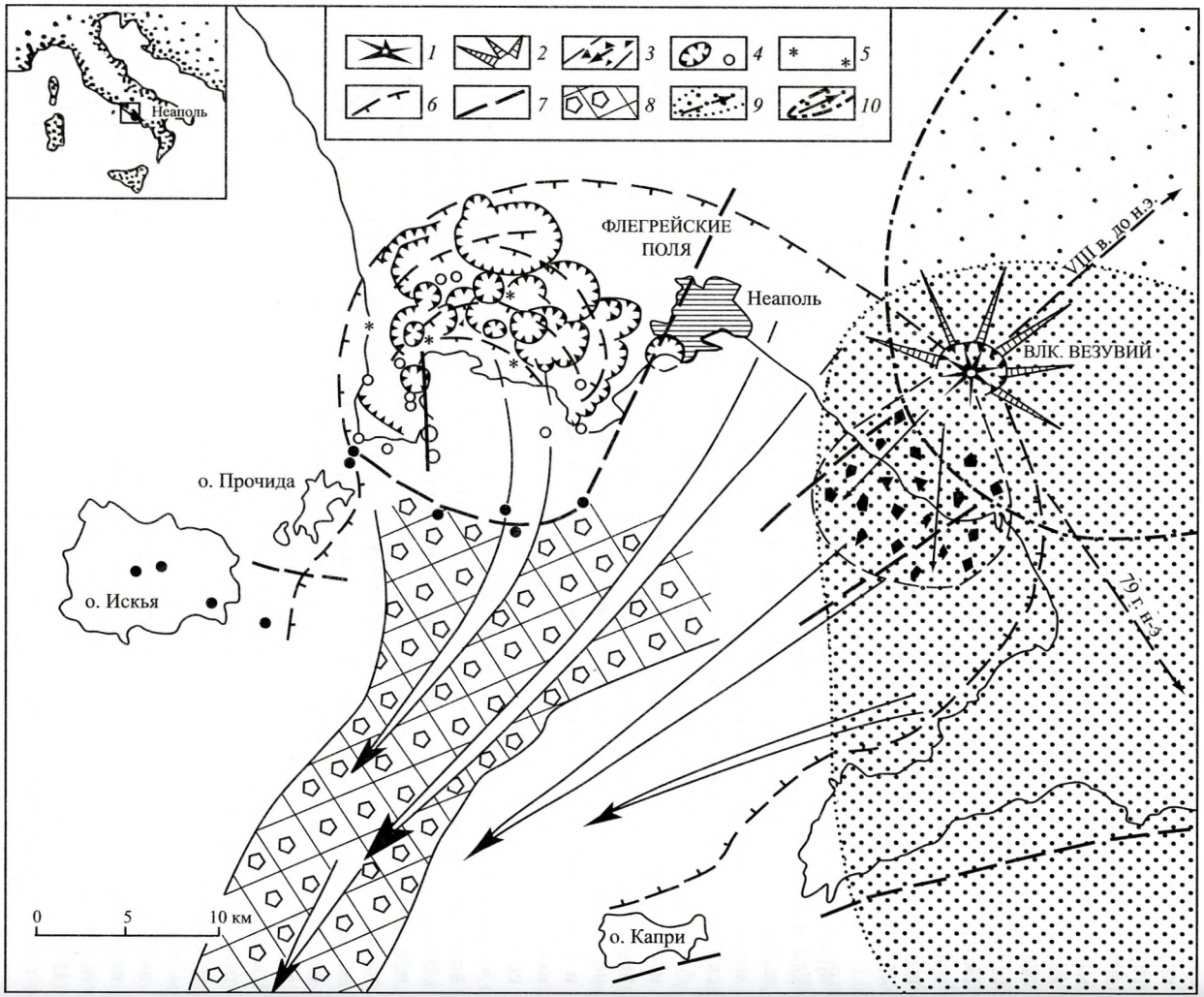
оврагам), где они залегают сейчас преимущественно в виде линз различной мощности, позволяет предполагать, что первоначально пепел выпадал относительно равномерно по всей площади, а затем был снесен и переотложен в отрицательных формах рельефа, где и сохранился в погребенном состоянии до настоящего времени.

Мощность свежевыпавшего пепла, по-видимому, не превышала нескольких сантиметров, поскольку при мощности менее 1 см пепел не сохранился бы на открытой поверхности и не смог образовать мощные линзы с небольшой примесью терригенного материала. Исключена и мощность в десятки сантиметров, так как при громадной площади распространения пеплов их объем измерялся бы тысячами кубических километров, что неприемлемо ввиду отсутствия следов столь мощных извержений в верхнем плейстоцене на территории Европы и сопредельных областей. Поэтому, по нашему мнению, наиболее вероятная мощность пепла составляла 1–2 см у восточной и северо-восточной границы его находок (по линии Пенза-Ростов-на-Дону) и 5–8 см на западе и юго-западе (юг Украины, Молдавия) при средней мощности порядка 3–4 см. Но даже при такой сравнительно небольшой средней мощности общий объем пепла на площади 1,5 млн км^2 будет равен 45–60 км^3.

Обсуждая вопрос об источнике поступления пеплового материала, первооткрыватель пепла в окрестностях г. Павловска А.А. Дубянский [1935] допускает два варианта: 1) пепел обязан своим происхождением одному из последних извержений в рисс-вюрмское время кавказских вулканов, отстоящих от места его находки примерно на 800 км; 2) пеплы могли быть принесены во время акчагыльской или более поздней трансгрессий из размытых пепловых отложений у берегов Азовского и Каспийского морей. В.Н. Лодочников [1935], давший первое детальное минералогическое и петрографическое описание этого пепла, самым вероятным считает его местное происхождение, отрицая даже кавказский источник как нереальный из-за несоответствия большой средней мощности (62 см) линзы пепла и удаленности от кавказских вулканов. Последующие исследователи также не имеют на этот счет однозначного мнения, хотя большинство их так или иначе склоняется к кавказскому варианту.

На карте (см. рис. 1.8) нами показаны вулканы, которые были активны в позднем плейстоцене-голоцене в сопредельных с Европейской частью бывшего СССР областях. Это прежде всего вулканы Кавказа и Закавказья, Турции, Греции и, наконец, Италии [*Catalogue*..., 1964, 1965]. Ближайшие к точкам находок пеплов – вулканы Эльбрус, Казбек, Арарат, эруптивные центры Гегамского нагорья. Но ни один из перечисленных центров не мог быть источником рассматриваемых пеплов из-за отсутствия свежих трахитовых пород, аналогичных по составу рассматриваемым пеплам, на что совершенно справедливо указывал еще В.Н. Лодочников [1935]. Несколько дальше отстоит вулкан Немрут, расположенный в 15 км от оз. Ван в Турции, на вершине которого имеется обширная (9×7 км) кальдера свежего облика. Однако он сложен породами от риолитов до базальтов [*Catalogue*..., 1964] и поэтому не мог быть источником трахитовых пеплов. То же можно утверждать и относительно вулканов Греции, с которыми (кроме Санторина) не связано ни крупных кальдер, ни пирокластических покровов. На вулкане Санторин катастрофические эксплозивные извержения были около 25 000 и 3400 лет назад [*McCoy*, 1980; *Ninkovich, Heezen*, 1965; *Thunell et al.*, 1979; *Keller*, 1980], но он, как и все остальные вулканы Греции, лишен трахитовых пород [*Грищенко*, 1951], а тефра его катастрофических извержений имеет риолит-дацитовый состав.

Совершенно иначе обстоит дело с молодыми вулканическими центрами Италии, где четвертичные щелочные породы разного состава вообще весьма широко распространены и где имеется семь-восемь крупных кальдер типа Кракатау, с которыми ассоциируются занимающие громадные площади пирокластические покровы (в том числе и игнимбритовые), сложенные средними и кислыми щелочными поро-


Неаполь
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
ФЛЕГРЕЙСКИЕ ПОЛЯ
Неаполь
VIII в. до н.э.
ВЛК. ВЕЗУВИЙ
79 г. н.э.
о. Прочида
о. Искья
о. Капри
0
5
10 км

дами (от трахитов до пантеллеритов). Местонахождение наиболее молодой из таких кальдер предполагается [*Barberi et al.*, 1978; *Nappi*, 1981] в районе Флегрейских полей на юге Италии (рис. 1.10).

Связанные с ней игнимбриты и туфы трахитового состава (см. табл. 1.12) мощностью в десятки метров покрывали в Южной Италии в районе Неаполитанского залива площадь более 7000 км^2, а их общий объем оценен по меньшей мере в 140 км^3 [*Barberi et al.*, 1978; *Nappi*, 1981]. Радиоуглеродные датировки органики из-под игнимбритов – от 25 до 38 тыс. лет [*Nappi*, 1981], а одинаковый по возрасту (около 38 тыс. лет – определен по скорости осадконакопления) и химическому составу с игнимбритами пепловый горизонт наиболее распространен в донных морских осадках Восточного Средиземноморья [*Thunell et al.*, 1979]. Его мощность на о. Крит в 1200 км к юго-востоку от эруптивного центра – 6 см [*Sparks*, 1979].

Сходство химического состава позднеплейстоценовых туфов и игнимбритов района Неаполитанского залива, с одной стороны, и исследованного нами в разных местах пеплового горизонта – с другой, их близкий ^{14}C возраст, а также гигантский масштаб кальдерообразующего извержения позволяют с очевидностью предполагать, что именно кальдера Флегрейских полей была источником пеплов и на рассматриваемой территории [*Мелекесцев и др.*, 1984]. С этих позиций легко объясняется наличие пепла на о. Крит, а также в Болгарии, Венгрии, Греции и других странах Южной Европы, оказавшихся в зоне того же пеплопада (см. рис. 1.8).

Следует отметить, что предполагаемое направление движения эруптивного облака с запада на восток хорошо согласуется с историческими данными о преобладающем направлении зон пеплопадов, связанных с крупными извержениями вулкана Везувий [*Lirer et al.*, 1973], который расположен вблизи Флегрейских полей, а также с общим западным переносом воздушных масс над территорией Европы. Известно, например, что в 472 г. пепел Везувия выпадал в Константинополе – 1300 км к востоку от Везувия, а в 1896 г. даже в Ивангороде – 1500 км к северо-востоку от него [*Лодочников*, 1935].

Точных данных об объеме, распределении и первичной мощности свежевыпавшего пепла у нас нет, так как в большинстве известных случаев пепел испытал размыв и переотложение. Исходя из опыта изучения тефры в разрезах, условно можно только считать, что область современных находок пепла ограничивается изопахитой в 1 см. При меньшей мощности пепел не образует видимых в разрезах самостоятельных прослоев, а при размыве и переотложении сильно разубоживается, поэтому вмещающие его пачки в разрезах визуально не выделяются. Принимая подобное условие, можно грубо оценить общую площадь распространения пепла по изопахите 1 см в 2,5–3 млн км^2 (см. рис. 1.8). По аналогии с хорошо изученными историческими и голоценовыми извержениями такого типа можно приближенно определить и объем выброшенной тефры.

В качестве возможных аналогов нами взяты извержения вулканов Мазама (~6600 лет назад), Санторин (~3400 лет назад) и Катмаи (1912 г.), в ходе которых было выброшено, по данным изучавших их исследователей [*Williams, Goles*, 1968; *Макдональд*, 1975; *Sparks*, 1979; и др.], соответственно 30–38, 25–30 и 20 км^3 тефры. Для вулкана Мазама площадь, ограниченная изопахитой 1 см, составляет 0,8–1 млн км^2,

Рис. 1.10. Структурно-геоморфологическая схема района Неаполитанского залива:

1 – молодой конус вулкана Везувий; *2* – сомма вулкана Везувий; *3* – предполагаемый ареал распространения обвально-взрывных отложений, связанных с формированием кальдеры Везувия; *4* – кальдеры и кратеры (с зубчиками-наиболее крупные); *5* – прочие эруптивные центры; *6* – предполагаемые вулкано-тектонические нарушения, связанные с формированием кальдерного комплекса Флегрейских полей; *7* – прочие разрывные нарушения: *8* – предполагаемый ареал распространения обвально-оползневых отложений на дне Неаполитанского залива, ассоциирующихся с образованием кальдер Флегрейских полей (полые стрелки – направление движения обвалов); *9, 10* – ареалы распространения тефры катастрофических извержений Везувия (*9* – 79 г. н. э., *10* – VIII в. до н.э.)

для вулкана Санторин – 0,2–0,25 млн. км², а для вулкана Катмаи по изопахите 0,6 см – 0,2 млн км². В пределах ограниченных этими изопахитами площадей средняя мощность тефры равна соответственно 3–5, 10–15 и 10 см.

При оценке средней мощности слоя тефры катастрофического кальдерообразующего извержения в районе Флегрейских полей в пределах указанной выше площади более реальной нам представляется величина в 3–5 см, так как по своим масштабам извержения вулкана Мазама и Флегрейских полей, очевидно, ближе друг к другу, чем остальные. Тогда, без учета тефры, выпавшей вне 1 см изопахиты, объем тефры Флегрейских полей должен составлять порядка 75–150 км³.

Полученная таким способом оценка объема находится в удовлетворительном соответствии с объемом (140 км²) материала пирокластических потоков этого же извержения, поскольку эмпирически установлено [*Williams, Goles,* 1968; *Sparks,* 1979], что объемы тефры и пирокластических потоков у извержений подобного типа примерно равны или находятся в соотношении 2:3.

Проведенный нами анализ опубликованных материалов [*Bollettino...*, 1951; *Catalogue...*, 1965; *Barbery et al.*, 1978; *Nappi*, 1981], геологических [*Bollettino...*, 1951; *Carta...*, 1961], топографических и батиметрических карт и космических изображений позволил в общих чертах реконструировать картину происходивших событий. В конце верхнего плейстоцена, вероятнее всего около 35 тыс. лет назад, в районе современного Неаполитанского залива, по-видимому, произошла резкая активизация эндогенных вулкано-тектонических процессов, приведшая к коренной перестройке его геологического строения и рельефа. С известной долей условности можно предположить, что своеобразной "минимоделью" является в этом плане ход событий, связанных с известным [*Bollettino...*, 1951; *Catalogue...*, 1965 и др.] извержением вулкана Монте-Нуово в 1538 г. – последним по времени извержением в районе Флегрейских полей. Схематично эти события можно представить в следующем виде: поднятие земной поверхности и возникновение трещины ("огненной пасти") с раскаленным материалом на дне (резкое опускание на несколько метров), излияние из системы трещин воды, вначале холодной, потом теплой с запахом серы, извержение раскаленной пирокластики, сформировавшей конус с объемом 40 млн м³.

В случае позднеплейстоценового катастрофического извержения Флегрейских полей поднятие с глубины громадного объема магмы, несомненно, должно было вызвать образование куполообразного вздутия площадью в сотни квадратных километров, разбитого густой сетью разрывных вулканотектонических нарушений, и сопровождаться сильнейшими землетрясениями. Поэтому не исключено, что захваченные поднятием блоки суши и шельфа, прилежащие к высокому (>3000 м) и крутому материковому склону, могли сползти вниз на дно моря (см. рис. 1.10), облегчив для магматического вещества доступ на поверхность. Следами этого сейсмо-вулканотектонического обвалооползня может быть обширная банка в проливе Бокка-Гранде (минимальная отметка глубины 133 м), ограниченная с северо-запада и юго-востока глубокими подводными каньонами. В итоге через многочисленные трещины и жерла здесь было извержено огромное количество ювенильной пирокластики, часть которой пошла на формирование пирокластических покровов объемом порядка 200 км³ (6500 км² × 0,02 км + 600 км² × 0,1 км) вблизи эруптивных центров, а часть (≈150 км³) в виде тефры унесена далеко за их пределы, в том числе на территорию бывшего СССР. Впоследствии на месте главных эруптивных центров возникли вулканы Везувий и уникальное вулканическое образование Флегрейских полей с многочисленными (40) фреатомагматическими и фреатическими кратерами, а также провальными формами (кальдерами обрушения?) размером до 3×4,5 км. Широкое развитие эксплозивных процессов, вероятно, объясняется тем, что первоначально, после происшедшего извержения, район Флегрейских полей был затоплен морем вследствие возникновения здесь кальдеры типа Кракатау. Современными

примерами такого рода являются, в частности, залитая морской водой крупная (10 × 11,5 км) кальдера вулкана Десепшн [*Gonzales-Ferran et al.*, 1971] в Южной Атлантике, кальдера Кракатау, кальдера Санторин и др. [*Макдональд*, 1973].

Полученные оценки свидетельствуют, что по своим параметрам (массе ювенильной пирокластики порядка $500 \cdot 10^9$ т и выделившихся паров воды – $25 \cdot 10^9$ т, суммарной энергии – $7{,}5 \cdot 10^{27}$ эрг) катастрофическое извержение Флегрейских полей относится к типичным климатоформирующим [*Мелекесцев*, 1980] и в 20–25 раз превосходило знаменитые извержения Кракатау 1883 г. и Катмаи 1912 г. Причем оно не было в то время единственным подобным извержением, поскольку в позднем плейстоцене происходили сопоставимые по масштабам или превышавшие его однотипные климатоформирующие извержения в других вулканических областях земного шара: на Камчатке, в Японии, Индонезии, Центральной Америке и др. Поэтому вполне вероятно, что именно климатоформирующие катастрофические извержения глобального позднеплейстоценового (30–40 тыс. лет назад) пароксизма эксплозивного вулканизма послужили одной из причин похолодания климата Земли и обусловленной им экспансии ледников с максимумом 18–20 тыс. л. н.

1.3.2. Тефра Эльбрусского вулканического центра

Тефра Эльбрусского вулканического центра впервые была обнаружена еще в 20-е годы XX столетия П.А. Православлевым и О.М. Аншелесом [1930] на правом берегу р. Кубани в станице Темижбекской Краснодарского края (см. рис. 1.11, врезка). Они определили его химический (соответствует риолитодацитовой лаве с содержанием SiO_2 66,7%), минеральный и гранулометрический составы. По предположению указанных авторов [1930], возраст вулканического пепла – миндель-рисс, а источник – один из ныне бездействующих кавказских вулканов, но без указания конкретного эруптивного центра.

Нами установлено, что горизонт вулканического пепла здесь залегает примерно в средней части 24-метрового обрыва (рис. 1.11) на глубине ~11 м от его бровки и на высоте 12,5–13 м над урезом русла р. Кубани (04.08. 1998 г.). Обнажение находится в 265 км к севера-северо-западу от вулкана Эльбрус; 45°26′ с.ш., 40°52′ в.д. (описание разреза см. в гл. 4, разд. 4.3.4).

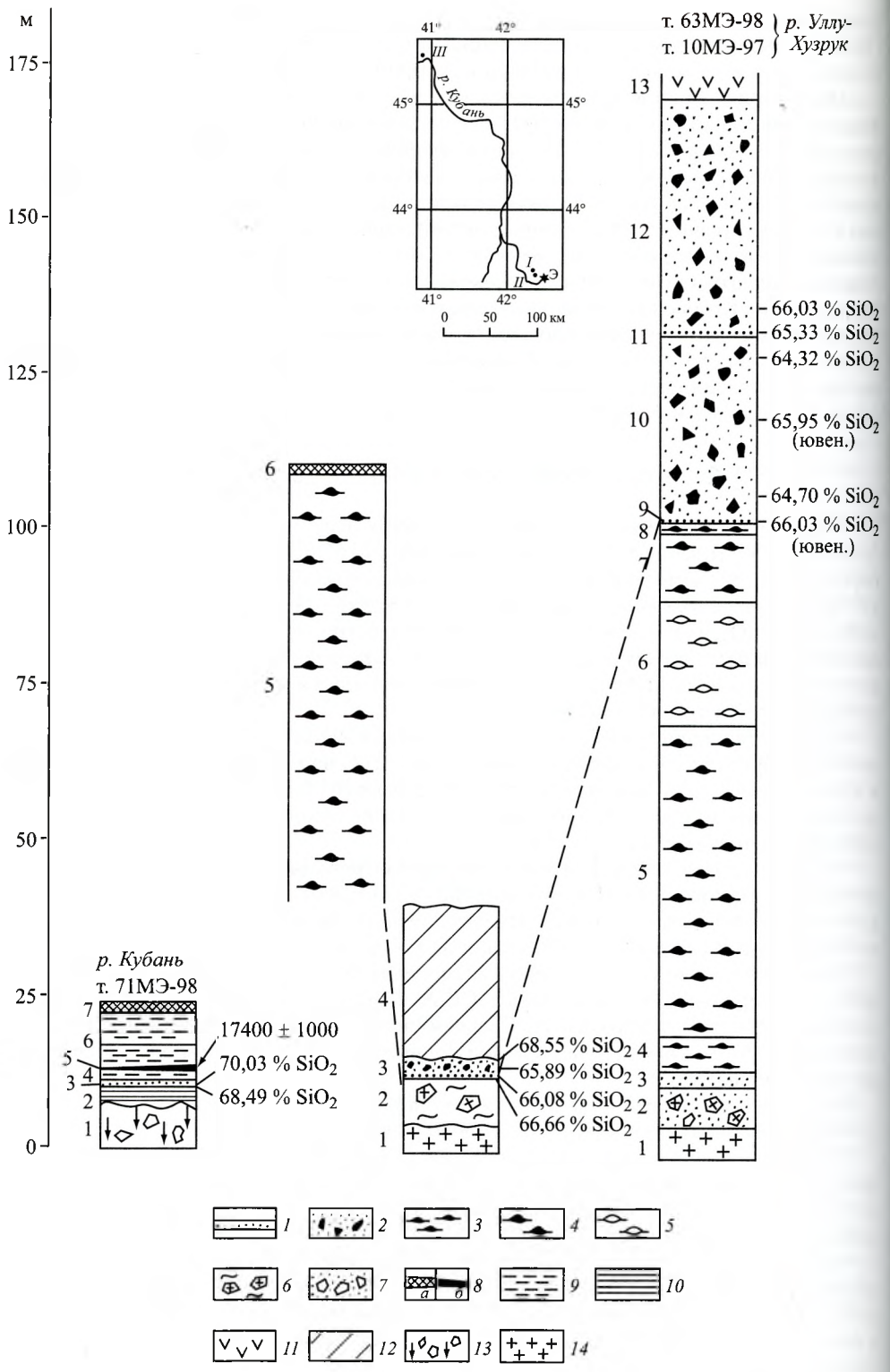
По результатам минералогического анализа фракции 0,1–0,071 мм в т. 71МЭ-98 (табл. 1.13), частицы пепла представлены преимущественно (80–84%) вулканическим стеклом, водянисто прозрачным, бесцветным, пористым с большим количеством следов газовых пузырьков внутри и на поверхности.

По морфологии частицы стекла аналогичны таковым в пеплах кальдерообразующих извержений (кратера Лэйк в США, Ильинского-Курильского озера и Карымского вулкана на Камчатке). Среди минералов преобладают биотит (7–14%), плагиоклаз (6–7%), имеется небольшое количество магнетита, пироксена, амфибола, кварца и апатита.

По пяти новым химическим анализам (табл. 1.14), вулканический пепел отвечает по составу риодациту Эльбрусского вулканического центра.

Наиболее полный разрез пирокластики кальдерообразующего этапа в ближней зоне изучен нами в точках 10МЭ-97 и 63МЭ-98 в правом борту долины р. Уллу-Хурзук у окончания современного ледника Кюкюртли, в 5–6 км от северо-западного края Эльбрусской кальдеры (см. рис. 1.11).

Разрез пирокластики начинается здесь с двух-трехметрового горизонта белого алевропелитового пепла (слой 3), который перекрывается сверху пяти-шестиметровой пачкой (слой 4) тонкоплитчатых светло-серых туфов и игнимбритов, последние с тонкими (2–3 мм) и короткими (3–7 мм) фьямме черного цвета. Над ними пачка из трех горизонтов серых сильно спекшихся, очень плотных игнимбритов (слои 5–7) общей мощностью 81 м.


м
175
150
125
100
75
50
25
0
41°
42°
45°
44°
III
р. Кубань
I
II
Э
0 50 100 км
т. 63МЭ-98
т. 10МЭ-97
р. Уллу-Хузрук
66,03 % SiO2
65,33 % SiO2
64,32 % SiO2
65,95 % SiO2 (ювен.)
64,70 % SiO2
66,03 % SiO2 (ювен.)
р. Кубань
т. 71МЭ-98
17400 ± 1000
70,03 % SiO2
68,49 % SiO2
68,55 % SiO2
65,89 % SiO2
66,08 % SiO2
66,66 % SiO2
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14

Венчается эта игнимбритовая пачка горизонтом (слой 8) очень тонкоплитчатых (толщиной по 1–3 мм), но с четкими фьямме, светло-серых игнимбритов мощностью 1,5–2 м.

Выше по разрезу, без видимого перерыва и несогласия, залегает только рыхлая и слабо уплотненная пирокластика желтовато-серого и серого цвета – отложения двух пирокластических потоков (слои 10 и 12). У подошвы обоих потоков горизонты тефры мощностью по 15–30 см (слои 9 и 11). Отложения каждого пирокластического потока разделены на несколько порций ожелезненными прослоями бурого цвета и прослоями разнозернистых песков с гравием с характерной для них четко выраженной косой слоистостью – отложениями базисной пирокластической волны (base surge). Последние явно указывают на имевший время от времени фреатомагматический тип извержений, связанный с наличием в эруптивном центре воды, вероятнее всего в виде озера. Об этом же свидетельствуют и ожелезненные прослои.

Таблица 1.13

Минералогический состав (%) тефры катастрофического извержения Эльбрусского вулканического центра

Компоненты	Номер образца		
	1	*2*	*3*
Вулканическое стекло	80	80	84
Плагиоклаз	6	7	7
Рудные минералы	–	–	2
Пироксены	–	–	–
Биотит	14	13	7

Примечание. Образец *1* – верх слоя, *2* – середина, *3* – низ слоя.

Ювенильный материал верхних пирокластических потоков – очень хрупкая желтовато-белая пемза, отвечающая по составу дациту – риодациту. Следует отметить, что и вся остальная пирокластика (тефра, заполнитель пирокластических потоков, отложения базисной пирокластической волны), несмотря на различный облик и разнофациальность, характеризуется примерно тем же химическим составом, что и ювенильная пемза. То же относится и к рыхлой пирокластике в т. 4МЭ-97 на р. Бийтик-Тебе; игнимбриты здесь отвечают по химическому составу риодацитам (см. табл. 1.14).

В отличие от точек 10МЭ-97 и 63МЭ-98, где наблюдается согласное залегание рыхлой пирокластики на игнимбритах, в т. 4МЭ-97 нами предполагается ее вложение и прислонение к толще игнимбритов. Указанием на это служит присутствие здесь в подстилающей морене (слой 2) редких обломков залегающих гипсометрически выше игнимбритов из слоя 5 (см. рис. 1.11). Если это так, то вполне возможен небольшой (десятки-сотни лет) временной разрыв между извержениями, в ходе которых была сформирована более ранняя толща игнимбритов, с одной стороны, и более молодая толща рыхлой пирокластики – с другой. Малая длительность вре-

Рис. 1.11. Пирокластика катастрофических извержений Эльбрусского вулканического центра в север-северо-западном кубанском секторе:

Разрезы отложений, включающих пирокластику извержений кальдерообразующего этапа: *1* – тефра; *2* – отложения пирокластических потоков; *3–5* – игнимбриты (*3* – тонкоплитчатые, *4* – грубоплитчатые с хорошо выраженными фьямме, *5* – массивные с плохо выраженными фьямме); *6* – позднеплейстоценовая (Q34) морена; *7* – делювий; *8* – почвы (*а* – современная, *б* – погребенная); *9* – супесь; *10* – суглинок; *11* – осыпь; *12* – свежий оползень; *13* – породы древнего фундамента; *14* – граниты. Цифры справа от колонок в разрезе т. 71МЭ-98-^{14}С возраст погребенной почвы (^{14}С лет назад) и содержание SiO_2 в пепле, в остальных разрезах – содержание SiO_2 в разных фациях пирокластических образований в пересчете на безводный остаток. Цифры слева от колонок – номера слоев (1–13).

На карте-врезке – местоположение изученных разрезов: *I* – т. 4МЭ-97, правый борт долины р. Бийтик-Тебе в 1,3 км выше по течению от его устья; *II* – т. 10МЭ-97 и т. 63МЭ-98, правый борт долины р. Уллу-Хурзук у конца ледника Кукуртли; *III* – т. 71МЭ-98, правый борт р. Кубань у станицы Темижбекская; Э – вулкан Эльбрус

Таблица 1.14

Химический состав (мас. %) пирокластики Эльбрусского вулканического центра

Компоненты	I			II					III			
	ML-39/97	ML-40/97	Тефра	ВТ-2/97	82К/97	71МЭ-98/3	71МЭ-98/2	71МЭ-98/1	4МЭ-97/1	4МЭ-97/2	10МЭ-97/1	10МЭ-97/3
SiO_2	71,76	71,05	72,61	67,74	67,68	68,85/68,42	68,38/69,88	67,92	66,66	66,08	66,06	65,95
TiO_2	0,45	0,45	0,41	0,60	0,58	0,75/0,72	0,66/0,67	0,92	0,67	0,66	0,80	0,75
Al_2O_3	14,82	15,15	14,14	14,69	14,72	16,44/16,77	16,15/15,41	15,75	17,35	18,10	15,84	15,73
Fe_2O_3	2,81	2,89	1,54	3,57	3,53	2,82/1,37	3,31/1,71	3,15	3,50	3,70	4,37	3,99
FeO			0,96			0,62/1,98	0,51/1,44	0,58				
MnO	0,05	0,05	0,06	0,07	0,06	0,02/0,07	0,04/0,06	0,02	0,06	0,06	0,08	0,07
MgO	0,73	0,75	1,15	1,14	1,25	1,31/0,66	1,39/0,64	1,72	1,69	1,61	2,26	2,07
CaO	1,92	1,87	1,59	2,63	2,55	2,62/3,02	2,82/2,84	3,57	2,93	2,80	3,45	3,58
Na_2O	2,87	3,24	3,04	3,96	3,05	3,13/3,37	3,09/3,40	2,95	3,47	3,48	3,18	3,76
K_2O	3,86	3,65	4,39	3,58	3,67	3,22/3,28	3,37/3,48	3,06	3,43	3,29	3,69	3,77
P_2O_5	0,10	0,12	0,12	0,18	0,16	0,27/0,23	0,29/0,26	0,35	0,21	0,22	0,28	0,28
Ba											0,05	0,04
CO_2							–/0,12					
F						–/0,09	–/0,09					

Примечание: I–III – этапы эксплозивной активности (от старого к молодому); ML-39/97, ML-40/97 – внутрикальдерные игнимбриты; тефра – в с. Владимировка на р. Волге; ВТ-2/97 – игнимбриты в низовьях р. Бийтик-Тебе; 82К/97 – игнимбрит из долины р. Чучхур; 71МЭ-98 – тефра в станице Темижбекская (1 – низ, 2 – середина, 3 – верх слоя); через косую черту приведены данные одних и тех же образцов, полученные в химических лабораториях соответственно ИВГиГ ДВО РАН и ИГЕМ РАН; 4МЭ-97 – тефра в низовьях р. Бийтик-Тебе (1 – нижний слой, 2 – верхний слой); 10МЭ-97/1 – ювенильная пемза из тефры в долине р. Уллу-Хурзук; 10МЭ-97/3 – ювенильная пемза из пирокластического потока в долине р. Уллу-Хурзук.

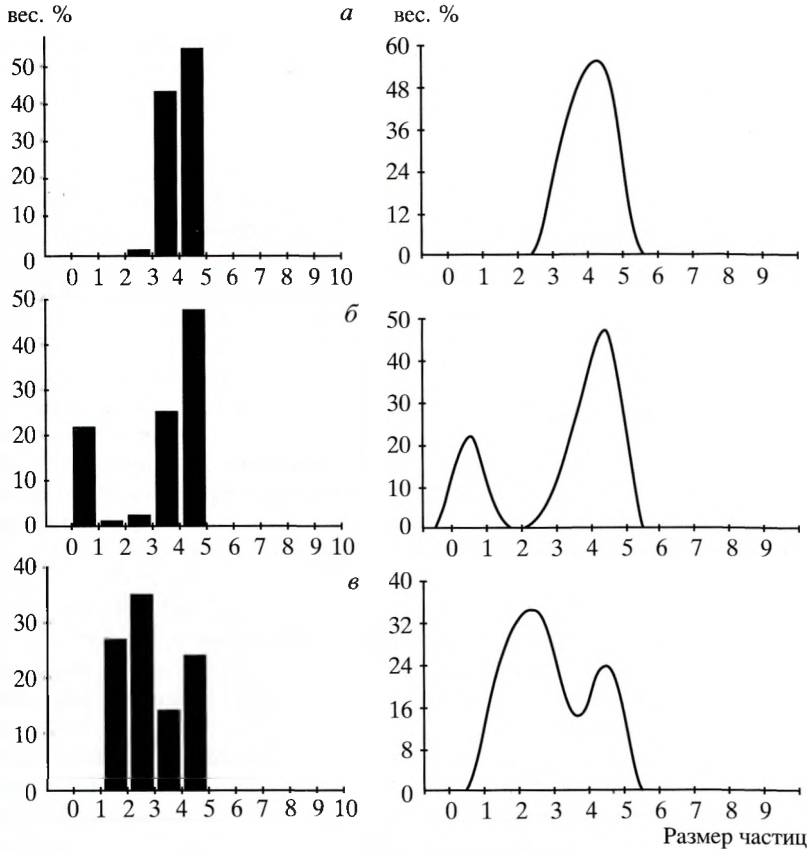


Рис. 1.12. Результаты гранулометрического анализа вулканического пепла из разреза в станице Темижбекской (т. 71МЭ-98): верх (*а*), середина (*б*) и низ слоя (*в*)

менного перерыва объясняет и отсутствие видимого несогласия между рыхлой и спекшейся пирокластикой в разрезе точек 10МЭ-97 и 63МЭ-98.

Тефра в разрезе на р. Кубань (т. 7МЭ-98, станица Темижбекская) (рис. 1.12) может ассоциироваться как с каждой из выделенных толщ пирокластики, так и с ними обеими. Тем более что все три разреза находятся в одном секторе относительно эруптивного центра. Более высокое содержание SiO_2 в тефре этого удаленного на 265 км от эруптивного центра разреза, скорее всего, связано с процессом обычной эоловой дифференциации.

Исключительный интерес представляет первая находка [*Лаврушин и др.*, 1998] мощной (до 0,7 м) линзы рыхлого светло-серого вулканического пепла на правобережье р. Волги у с. Владимировка, примерно в 550 км к северо-востоку от вулкана Эльбрус (рис. 1.13). Линза тонкого пепла заключена там в пачке верхнехазарских отложений и прослежена на расстоянии до 100 м. Однозначных данных о возрасте верхнехазарских отложений Нижнего Поволжья не имеется, так как полученные разными методами возрастные датировки существенно различаются: 91–122 тыс. лет (Th–U) [*Федоров*, 1957, 1996]; 84–130 тыс. лет [*Шкатова и др.*, 1989, 1994] и 25–42 тыс. лет (^{14}C) [*Барышников и др.*, 1991; и др.]. Для верхнехазарских отложений у с. Владимировка имеются даты 122 ± 13 тыс. лет назад ($-^{230}Th/^{234}U$) и 130 ± 11 тыс. лет назад [*Дорофеева и др.*, 1996]. Все приведенные датировки свидетельствуют о верхнеплейстоценовом возрасте этих отложений.

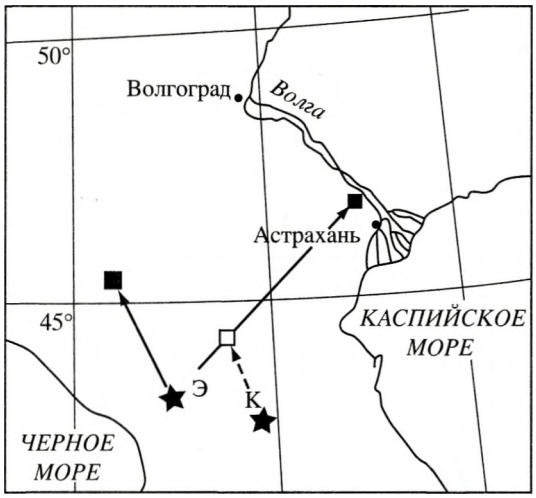


Рис. 1.13. Места находок вулканических пеплов Эльбрусского вулканического центра (Э) – черные квадраты и вулкана Казбек (К) – полый квадрат

Отмечается [*Лаврушин и др.*, 1998], что вулканический пепел у с. Владимировка примерно на 90% состоит из очень пористого, практически не раскристаллизованного вулканического стекла (показатель преломления 1,500–1,503) и 5–10% биотита. Имеются также единичные зерна плохо окатанного кварца терригенного происхождения. По гранулометрии пепел тонкий – преобладает фракция 30–80 мкм. На гистограмме распределения фракций (рис. 1.14) выделяется два максимума, один из них (фракция 70–80 мкм) связан с примесью биотита.

По содержанию SiO_2 (72,5%, в пересчете на безводный остаток) и соотношению Na_2O/K_2O (0,69) вулканический пепел отвечает калиево-натриевым риолитам. По химическому составу (см. табл. 1.14) он прекрасно сопоставляется с игнимбритами и туфами Эльбрусской кальдеры [*Богатиков и др.*, 1998], связанных с одним из ранних этапов кальдерообразования.

Как и в случае с тефрой кальдеры Флегрейских полей (см. разд. 1.3.1), предполагаем, что обнаруженные линзы вулканического пепла на р. Кубани (станица Темижбекская) и на р. Волге (станица Владимировка) могли образоваться лишь тогда, когда мощность свежевыпавшего пепла намного превышала 1 см.

Это явное свидетельство того, что при расстоянии от эруптивного центра в первом случае 255 км, а во втором 550 км оба извержения (или обе серии сближенных во времени извержений) имели катастрофический характер. К сожалению, по одно-

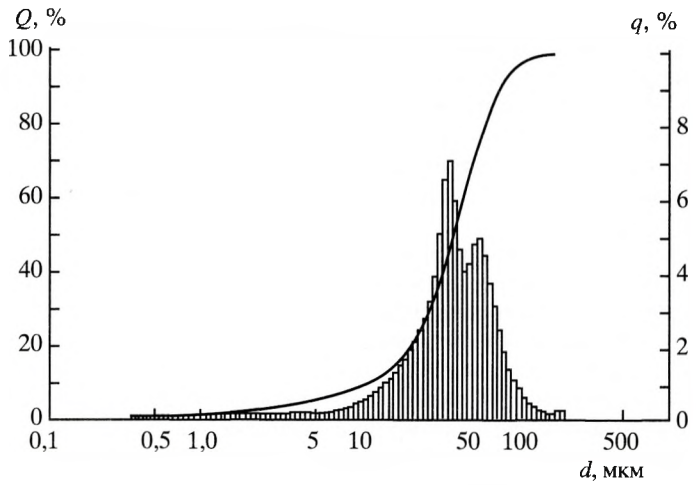


Рис. 1.14. Результаты гранулометрического анализа образца пепла в разрезе у с. Владимировка [*Лаврушин и др.*, 1998]

Q – шкала для интегральной кривой; *q* – процентное содержание частиц во фракциях

му разрезу для каждого извержения невозможно сколько-нибудь достоверно определить объем изверженной пирокластики.

В очень грубом приближении оценить объем пирокластики катастрофических извержений, ассоциирующихся с образованием Эльбрусской кальдеры – типичной кальдеры обрушения, можно по аналогии с однотипными ей формами.

По современным представлениям [*Макдональд*, 1975; и др.], с кальдерами размера Эльбрусской (площадь по бровке уступа ~230 км^2), как правило, связан выброс не менее 100–200 км^3 пирокластики. Если подобных извержений, в результате которых возникла Эльбрусская кальдера, было даже больше двух, то в любом случае суммарный объем пирокластики (отложения пирокластических потоков, тефры и т.д.) каждого извержения должен измеряться десятками кубических километров.

1.3.3. Тефра вулкана Казбек (?)

Предполагаемая тефра вулкана Казбек (или Казбекского вулканического центра) изучена нами в береговых обрывах Отказнинского водохранилища на р. Куме Ставропольского края, примерно в 190 км к северо-северо-востоку от этого вулкана (см. рис. 1.13). Высота обрывов, сложенных преимущественно суглинками, 17–20 м. Пачка тефры залегает примерно в средней части обрывов, около 12 м ниже их бровки. Ее мощность колеблется от 1,5–1,6 до 3.5 м, строение двучленное. В основании залегает 30–50-сантиметровая пачка светло-серого, пемзового, от мелко-до грубозернистого песка с разноразмерным гравием пемзы (максимальный диаметр до 5–6 мм). Все зерна хорошо- и среднеокатанные. Это почти чистая ювенильная пемзовая пирокластика – грубая тефра, переотложенная временными водотоками.

Выше находится 1–2,5-метровая пачка серого и светло-серого цвета с субгоризонтальной слоистостью, но местами слои интенсивно деформированы. Преобладает серый мелкозернистый пылеватый песок. Имеется значительная примесь более грубого пемзового материала из подстилающей пачки. Переход между обеими пачками постепенный. Верхняя граница слоя выражена очень четко. Это тоже переотложенная временными водотоками пирокластика (преимущественно тонкая тефра), но со значительной примесью терригенной компоненты.

Минералогический состав фракции 0,1–0,071 мм “чистой” (обр. 72МЭ-98) и “грязной” (обр. 72МЭ-98/1) тефры представлен в табл. 1.15.

В обоих образцах преобладает вулканическое стекло грязно-серого цвета, практически лишенное газовых пор, его частицы имеют вид “шероховатых” осколков с микролитами плагиоклаза. Причем это стекло совершенно не похоже на стекло типичных кальдерообразующих извержений (см. разд. 1.3.1 и 1.3.2).

Обнаруженная здесь тефра заметно отличается от тефры кальдерообразующих извержений Эльбрусского вулканического центра и по химическому составу (см. табл. 1.14 и 1.16). Во-первых, она несколько более основная, соответствующая по составу дацитам, и, во-вторых, по соотношению щелочей, где содержание Na_2O 3,24–4,57% преобладает над K_2O 1,05–1,73%.

По составу тефра ближе к породам, слагающим вулканы Казбекского вулканического центра и Кельского плато [*Попов и др.*, 1987; *Lipman et al.*, 1998; *С.Н. Бубнов,* устное сообщение]. Не исключено поэтому, что именно там и располагался эруптивный центр – источник тефры в береговых обрывах Отказнинского водохранилища. Вполне вероятно, что это был вулкан Казбек. Более определенный ответ могут дать дальнейшие специальные исследования.

Неопределенным остается и вопрос о точном возрасте залегающей здесь тефры. Судя по одинаковой глубине залегания линз тефры в разрезах на р. Кубани и на Отказнинском водохранилище, сложенных однотипными по генезису толщами суглинков, возраст тефры и здесь может быть позднеплейстоценовым.

Таблица 1.15

Минералогический состав (%) переотложенной тефры извержения Казбекского (?) вулканического центра

Компонент	Обр. 4	Обр. 5
Вулканическое стекло	44	66
Плагиоклаз	35	34
Рудные минералы	1	Ед.
Пироксены	11	–
Биотит	9	–

Примечание. Обр. 4 – "чистая" тефра, обр. 5 – "грязная". Ед. – единичные зерна.

Способ транспортировки (временные водотоки) и окатанность частиц тефры свидетельствуют о том, что она выпадала ближе к эруптивному центру, чем изученная переотложенная ее залежь, но насколько ближе – не ясно. Поэтому пока не могут быть оценены – и сила извержения, оставившего тефру, ни тем более ее объем. Хотя, по данным наблюдений, подобная по составу и крупности пемзовая тефра, выпадающая на расстоянии порядка 100–150 км от эруптивного центра, обычно связана с мощными извержениями, в ходе которых выбрасывается не менее 5–10 км^3 пирокластики.

Таким образом, представляется возможным утверждать, что на территории Восточной и Южной Европы в позднем плейстоцене неоднократно происходили очень сильные пеплопады, следами которых служат прослои и линзы погребенных вулканических пеплов из разных эруптивных источников.

Они были, как правило, связаны с катастрофическими эксплозивными извержениями, сопровождавшими возникновение кальдер обрушения. Наиболее распространена по площади тефра кальдерообразующего извержения Флегрейских полей, имеющая по данным K–Ar и ^{14}C датирования, возраст 34–35 тыс. лет.

Таблица 1.16

Химический состав (мас.%) предполагаемой тефры Казбекского вулканического центра в береговых обрывах Отказнинского водохранилища

Компоненты	72МЭ-98	72МЭ-98/1	
SiO_2	64,35	65,87	60,62
TiO_2	0,45	0,75	0,78
Al_2O_3	20,38	16,86	19,36
Fe_2O_3	1,15	2,88	3,47
FeO	1,28	1,16	1,69
MnO	0,08	0,01	0,065
MgO	1,94	2,63	2,95
CaO	4,40	5,34	5,19
Na_2O	4,04	3,24	4,57
K_2O	1,73	1,05	1,37
P_2O_5	0,20	0,21	0,18

Примечание. 72МЭ-98 – "чистая" тефра; 72МЭ-98/1- "грязная" тефра. Через косую черту приведены данные, полученные в химических лабораториях соответственно ИВГиГ ДВО РАН и ИГЕМ РАН.

В пределах Ставропольского и Краснодарского краев и Нижнего Поволжья обнаружены следы двух катастрофических эксплозивных извержений, ассоциирующихся с образованием Эльбрусской кальдеры, которые имели место около 100 и 22 тыс. лет назад.

В районе Отказнинского водохранилища на р. Куме выявлена переотложенная временными водотоками грубая пемзовая тефра предположительно сильного извержения вулкана Казбек, которое тоже, вероятно, произошло в верхнем плейстоцене.

Не исключается обнаружение тефры перечисленных извержений и в других местах. Можно предполагать, что будут найдены вулканические пеплы, связанные также с катастрофическими извержениями вулкана Санторин (18 000 ^{14}C л.н. и 1430–1400 гг. до н.э.), а также вулканов Немрут и Демавенд, на вершинах которых имеются громадные кальдеры позднеплейстоцен-голоценового возраста.

1.4. Новейший вулканизм и климат в горном обрамлении озера Байкал

В пределах территории России зоны активного вулканизма связаны с молодыми горными сооружениями, обрамляющими ее с юга, юго-востока и востока. В первую очередь выделяются вулканические цепи Камчатки и Курильских островов, образованные крупными стратовулканами. Другой район новейшего вулканизма связан с горными сооружениями Большого Кавказа, высочайшие вершины которого горы Казбек и Эльбрус являются крупными "дремлющими" вулканами.

В качестве вулканически активной наименее известна территория южного горного обрамления Сибирской платформы. Она включает ряд обособленных областей новейшего вулканизма – Токинскую, Удоканскую, Витимскую и крупнейшую среди них Южно-Байкальскую. Эти области входят в состав обширной Центрально-Азиатской позднекайнозойской вулканической провинции, охватывающей наряду с Южной Сибирью территории Монголии и Северо-Восточного Китая. В целом вулканическая провинция типично внутриплитная. По вулканической активности она существенно отличается от вулканических областей, связанных с границами литосферных плит. В Центральной Азии нет вулканических цепей и крупных вулканических построек, характерных для вулканических окраин Азии, нет здесь и тех часто повторяющихся вулканических извержений, которые характеризуют, например, Курило-Камчатскую вулканическую гряду. Вулканические проявления представлены многочисленными лавовыми полями, значительная часть которых возникла на протяжении последних 5 млн. лет. Формирование ряда вулканических полей продолжается до настоящего времени. Последние по времени извержения произошли в западных предгорьях Малого Хингана в 1719-1721 гг. На человеческой памяти зафиксирован еще ряд извержений в разных участках Центральной Азии, например в Монголии, где они были связаны с вулканом Хорго в Центральном Хангае, а также в Восточном Саяне, где в результате активности вулканов Кропоткина, Перетолчина и других возникла лавовая река в долине р. Жомболока. Однако эти извержения настолько эпизодичны и разобщены в пространстве, что по ним невозможно понять возрастные и структурные закономерности проявления этого вулканизма. Ясно лишь, что извержения в регионе происходят редко, с периодичностью, превышающую человеческую историю.

В этом разделе рассмотрены проблемы оценки вулканической опасности в Южно-Байкальской вулканической области, крупнейшей в составе Центрально-Азиатской вулканической провинции. Формирование области происходило на фоне резких колебаний климата, определивших череду теплых и холодных (ледниковых) эпох. В связи с этим будут рассмотрены также возможности использования некоторых специфических продуктов вулканической деятельности в качестве индикаторов климатических процессов в регионе.

В основу работы положены материалы палеовулканологических и геохронологических исследований, полученные при изучении Восточно-Тувинского вулканического ареала – района с наиболее интенсивным новейшим вулканизмом не только в Южно-Байкальской вулканической области, но и во всей Центральной Азии. Геохронологические исследования были выполнены в ИГЕМ РАН на масс-спектрометрическом комплексе, специализированном на измерениях особо малых количеств радиогенного аргона, что позволяет датировать породы с возрастом в первые десятки тысяч лет [*Чернышев и др.*, 1999а,б].

1.4.1. Закономерности проявления новейшего вулканизма Южно-Байкальской вулканической области и оценки вулканической опасности

Южно-Байкальская вулканическая область (рис. 1.15) объединяет поля позднекайнозойских вулканических пород основного состава, распространенных на площади 600х400 км в южном горном обрамлении оз. Байкал [*Ярмолюк и др.*, 1990].

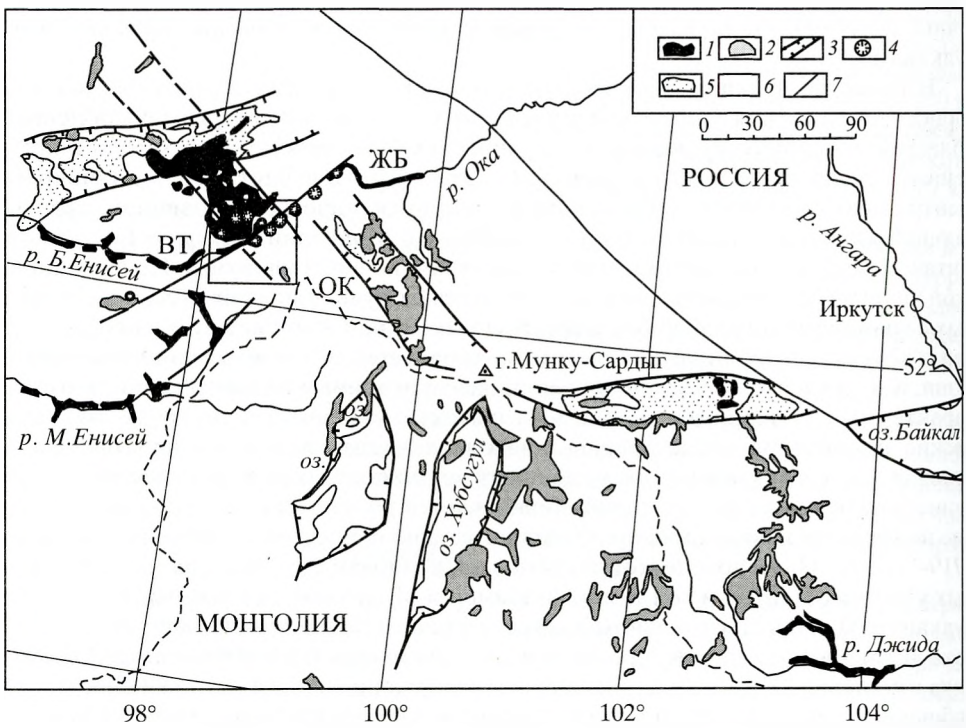


Рис. 1.15. Схема размещения позднекайнозойских вулканических образований в пределах Южно-Байкальской вулканической области

1, 2 – базальтовые лавовые поля (*1* – позднеплиоценовые – голоценовые, *2* – допозднеплиоценовые); *3* – грабены; *4* – вулканы Тувинского вулканического ареала; *5* – позднекайнозойские терригенные образования; *6* – амагматичные территории; *7* – разломы. Вулканические поля: ВТ – Восточно-Тувинское (Азасского грабена), ОК – Окинского грабена, ЖБ – Жом-Болокское. Квадратный контур – юго-восточная часть Восточно-Тувинского лавового нагорья (см. далее рис. 1.16)

Рис. 1.16. Схема строения юго-восточной части Восточно-Тувинского лавового нагорья

1–11 – вулканические образования разных вулканических фаз (в скобках – возраста, тыс. лет) (*1* – долинные потоки (< 50), *2* – лавы вулкана Улуг-Арга (48), *3*, *4* –вулканические образования "молодых" (60–225) вулканов: *3* – лавы, *4* – вулканокластический комплекс, *5–7* – вулканические образования "старых" вулканов: *5* – базаниты вулканов Юрдава, Саганский (290–350) и Кадырсугский (565–600), *6, 7* – вулканические образования вулкана Дерби-Тайга (725-760): *6* – лавы, *7* – вулканокластический комплекс, *8* – лавы верхней части вулканического плато (1200), *9* – лавы древних долинных излияний (1650–1750), *10* – лавы нижней части вулканического плато (~2100), 11 – среднемиоценовые лавы (14700)), *12, 13* – центры вулканических излияний (*12* – шлаковые конуса, *13* – взрывные воронки), *14* – докайнозойские образования, *15* – рыхлые отложения долин, *16* – разломы, *17* – места отбора датированных образцов и значения их возраста (в тыс. лет). Вулканы: Дол – Долинный, УА –Улуг-Аргинский, Пр – Приозерный, СЧУ – Соруг-Чушку-Узу, ШТ – Шивитский, КХ – Кок-Хемский, АБ – Альбине-Болдок, ЧД – Чараш-Даг, Пл – Плоский, Юр – Юрдава, С – Саганский, Кд – Кадырсугский, ДТ – Дерби-Тайга. Линиями (а–а … г–г) отмечены разрезы, изображенные далее на рис. 1.17

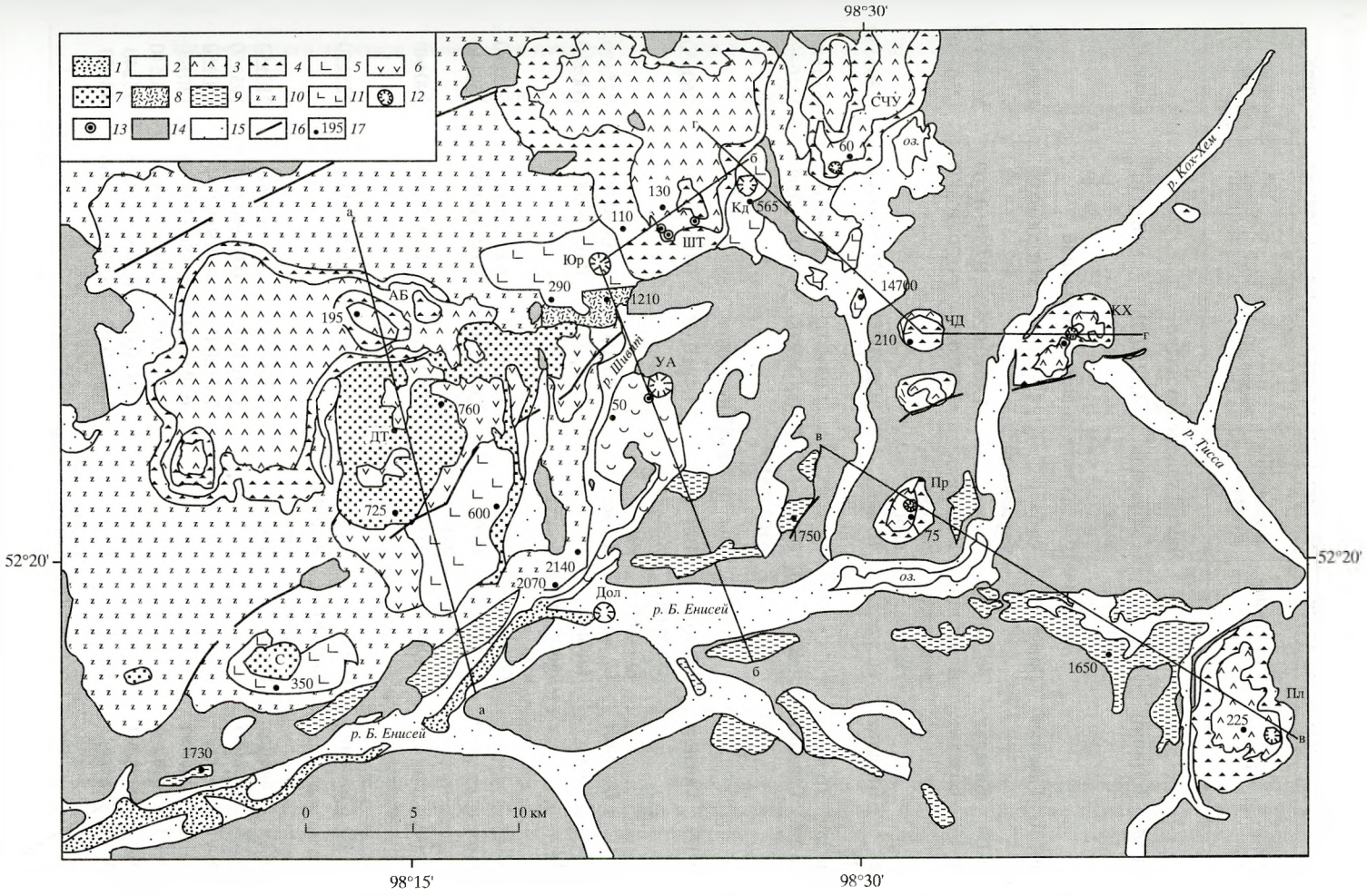

98°30'
52°20'
98°15'
1 2 3 4 5 6
7 8 9 10 11 12
13 14 15 16 195 17
СЧУ
60
оз.
р. Кок-Хем
130
110
Кд
565
ШТ
Юр
290
1210
14700
ЧД
210
КХ
г
АБ
195
р. Шивэрт
УА
50
760
ДТ
725
600
2140
2070
Дол
р. Б. Енисей
Пр
1750
75
р. Тисса
оз.
1650
Пл
225
в
б
а
350
1730
0 5 10 км

Таблица 1.17

Результаты K-Ar датирования пород Восточно-Тувинского лавового нагорья

Номер пробы	Порода	Ассоциации пород	Характер излияний	Калий, % (±σ)	$^{40}Ar_{рад}$, нг/г(±σ)	Возраст (±1.6σ), тыс. лет
			Лава фундамента плато			
Кд-1/8	Базальт	Лавы	Субаэральный	1,52±0,02	1,56±0,01	14700±600
			Лавы плато и древних долинных излияний			
Бе-1/9	Гавайит	Лавы	Суб-аэральный	1,35±0,03	0,200±0,01	2140±200
Бе-1/4	Базальт	То же	То же	1,10±0,025	0,158±0,007	2070±150
Пр-4/2	Базанит	Лавы, лавокласти-ты	Внутри-ледниково-вый	1,68±0,02	0,204±0,005	1750±100
Бе-1/18	Базальт	То же	То же	0,80±0,02	0,096±0,004	1730±150
Пл-2/5	То же	"	"	1,05±0,02	0,120±0,004	1650±130
Шт-2/6	Гавайит	Лавы	Суб-аэральный	1,12±0,03	0,095±0,03	1210±80
			Лавы "древних" вулканов			
Де-1/9	Гавайит	Гиало-кластиты, лахары	Внутри-ледниково-вый	1,48±0,03	0,078±0,002	760±50
Де-1/2	Базанит	То же	То же	2,16±0,04	0,109±0,003	725±50
Бе-1/12	То же	Лавы, лавокласт иты	"	1,75±0,03	0,073±0,006	600±80
Кд-1/3	"	То же	"	1,55±0,02	0,061±0,001	565±80
Бе-1/2	"	Лавы	Суб-аэральный	1,68±0,015	0,041±0,003	350±40
Шт-2/8	"	То же	То же	1,91±0,015	0,039±0,003	290±40
			Лавы "молодых" вулканов			
Пл-1/5	Базанит	Гиало-кластиты, лахары	Внутри-ледниково-вый	1,78±0,02	0,028±0,005	225±50
Пр-2/4	Гавайит	То же	То же	1,30±0,02	0,019±0,004	210±50
Де-2/3	Базанит	"	"	1,66±0,02	0,022±0,004	195±50
Пр-3/3	То же	"	"	1,82±0,02	0,019±0,004	150±50
Шт-1/8	Гавайит	"	"	1,14±0,03	0,0098±0,0015	130±40
Шт-1/1	То же	"	"	1,40±0,03	0,0104±0,0021	110±40
Пр-1/7	Базанит	"	"	1,54±0,02	0,0081±0,0025	75±40
УА-1/5	То же	Лавы	Суб-аэральный	1,68±0,03	0,0056±0,0006	48±20

Таблица 1.18

Палеомагнитные направления и полюса по базальтам Восточно-Тувинского лавового нагорья

K–Ar возраст (тыс. лет)	Местонахождение	Координаты, град		*n/N*	Среднее направление			Координаты полюса, град					
		с.ш.	в.д.		Dec, град	Inc, град	K	a95, град	Plat	Lat.	Lon.	dp	dm
					Долинные базальты								
<48	р. Бий-Хем	52,24	98,121	9/10	48,3	73,8	209,6	3,8	59,8	62,7	152,9	6,2	6,8
					Лавы "молодых" вулканов								
48±20	в. Улуг-Арга	52,387	98,389	19/19	47,3	75,4	237,3	2,2	62,5	63,4	147,6	3,7	4
	р. Шивит	52,364	98,347	16/16	37,6	72,9	237,5	2,4	58,4	68,1	157,5	3,8	4,3
	То же	52,34	98,349	11/11	37,2	64,8	456	2,1	46,7	65,5	186,6	2,7	3,4
75±40	в. Приозерный	52,354	98,538	5/5	21,2	63,4	338,7	4,3	45	74,2	208,1	5,4	6,8
					Лавы "старых" вулканов								
290±40	в. Юрдава	52,449	98,356	6/10	11,4	70,9	607,7	3,2	55,3	82,7	160,9	4,8	5,6
350±40	в. Саганский	52,291	98,125	10/11	7,5	69,9	446,4	2,3	53,8	85,2	166,7	3,4	4
					Лавы плато и древних долинных излияний								
	р. Улуг-Арт-Хем	52,359	98,339	10/10	171	–72,5	302,4	2,8	–57,8	-82,5	238,3	4,4	5
2140±200	Западный борт р. Шивит	52,356	98,34	9/10	189,9	–63	107,1	5	–44,5	–79,7	54,8	6,2	7,9
					Среднемиоценовые лавы								
14700±600	р. Кадыр-Суг	52,428	98,495	10/10	175,2	–74,7	144,1	4	–61,3	–80,7	264	6,6	7,3

Примечание: *n/N* – количество использованных в статистике к общему количеству независимо ориентированных образцов. Палеомагнитные направления: Dec, Inc – палеомагнитные склонение и наклонение, K, a95 – статистические параметры по Р. Фишеру (кучность и радиус 95%-го круга доверия), Plat – средняя палеоширота. Палеомагнитные полюса: Lat, Lon – географическая широта и долгота палеомагнитного полюса; dp, dm - полуоси эллипса доверия для вероятности 95%.

Пространственно и структурно она обособлена от других районов молодого вулканизма в Центральной Азии [*Ярмолюк и др.*, 1995]. Современный структурный каркас области определяет тройная система грабенов – Тункинского, Хубсугульского и Окинского, разделенных хребтами Академик Обручева, Восточного Саяна и Хамардабана. Формирование рассматриваемой области началось в позднем олигоцене, когда возник ряд небольших центров излияний, рассредоточенных по всей ее площади. Наибольшего размаха вулканическая активность приобрела в раннем миоцене (17–21 млн. лет назад), на протяжении которого было сформировано лавовое плато большой (до 500 м) мощности, фрагменты его наблюдаются в пределах Хамардабанского свода между Хубсугульским и Тункинскими грабенами [*Иванов и др.*, 2000]. Формирование этих грабенов и в целом рифтового каркаса области началось со среднего миоцена, и с этого времени вулканическая активность в основном тяготела к грабенам центральной части области [*Логачев и др.*,1998; *Иванов и др.*, 2000]. Новейший (плейстоцен-голоценовый) вулканизм проявился на флангах области, удаленных от ее центра, совпадающего с вершиной горы Мунку-Сардыг.

Наиболее значительные излияния были связаны с Восточно-Тувинским вулканическим ареалом, в северо-западной части Окинского сектора области, где возникло крупное Восточно-Тувинское лавовое нагорье (>2000 км^2) и ряд лавовых потоков большой протяженности (до 120 км) по долинам рек Большого и Малого Енисея, Билина, Кыштага, Жом-Болока.

Восточно-Тувинское лавовое нагорье, расположенное в междуречье верхнего течения рек Большой Енисей и Хамсара, структурно связано с Азасским грабеном, в связи с чем называется также Азасским лавовым полем [*Гросвальд*, 1965; *Курганьков, Мацера*, 1987]. Площадь лавового чехла этого поля составляет около 2000 км^2; мощность лавового пакета достигает 1000 м, общий объем вулканических продуктов оценивается не менее чем в 700 км^3.

В строении лавового нагорья выделяются: а) лавовое плато и б) столовые вулканические горные массивы, которые венчают лавовое плато и отвечают сильно эродированным центральным вулканам (рис. 1.16). Кроме того, в долинах, прорезающих лавовое плато, прослеживаются лавовые потоки, возникшие в ходе долинных излияний.

В строении вулканических образований нагорья еще со времен С.В. Обручева [*Лурье, Обручев*, 1948; *Обручев*, 1950] традиционно выделялись три толщи – нижняя лавовая (плиоцен), средняя туфовая (поздний плиоцен-ранний плейстоцен) и верхняя лавовая (средний плейстоцен). Мелкие шлаковые купола, венчающие лавовые горы, рассматривались как голоценовые [*Гросвальд*, 1965; *Курганьков, Мацера*, 1987].

Оценки возрастного положения толщ опирались преимущественно на геоморфологические данные [*Гросвальд*, 1965]. В целом этим выводам не противоречила и единственная K-Ar датировка пород лавового основания нагорья, согласно которой возраст пород нижней лавовой толщи составил 2,3 млн. лет [*Рассказов и др.*, 1989]. В последние годы получены новые, в частности геохронологические данные (см. табл. 1.17), которые значительно изменили существовавшие представления об этапности и характере вулканических событий, сформировавших лавовое нагорье [*Ярмолюк и др.*, 1999]. Эти результаты согласуются с данными палеомагнитных исследований (табл. 1.18).

1.4.2. Этапы и условия проявления новейшего вулканизма

В пределах лавового плато наиболее ранние проявления позднекайнозойского вулканизма представлены среднемиоценовыми (14,7 ± 0,6 млн. лет) базальтами. Они слагают лавовую толщу, фрагменты которой были встречены как в Азасском гра-

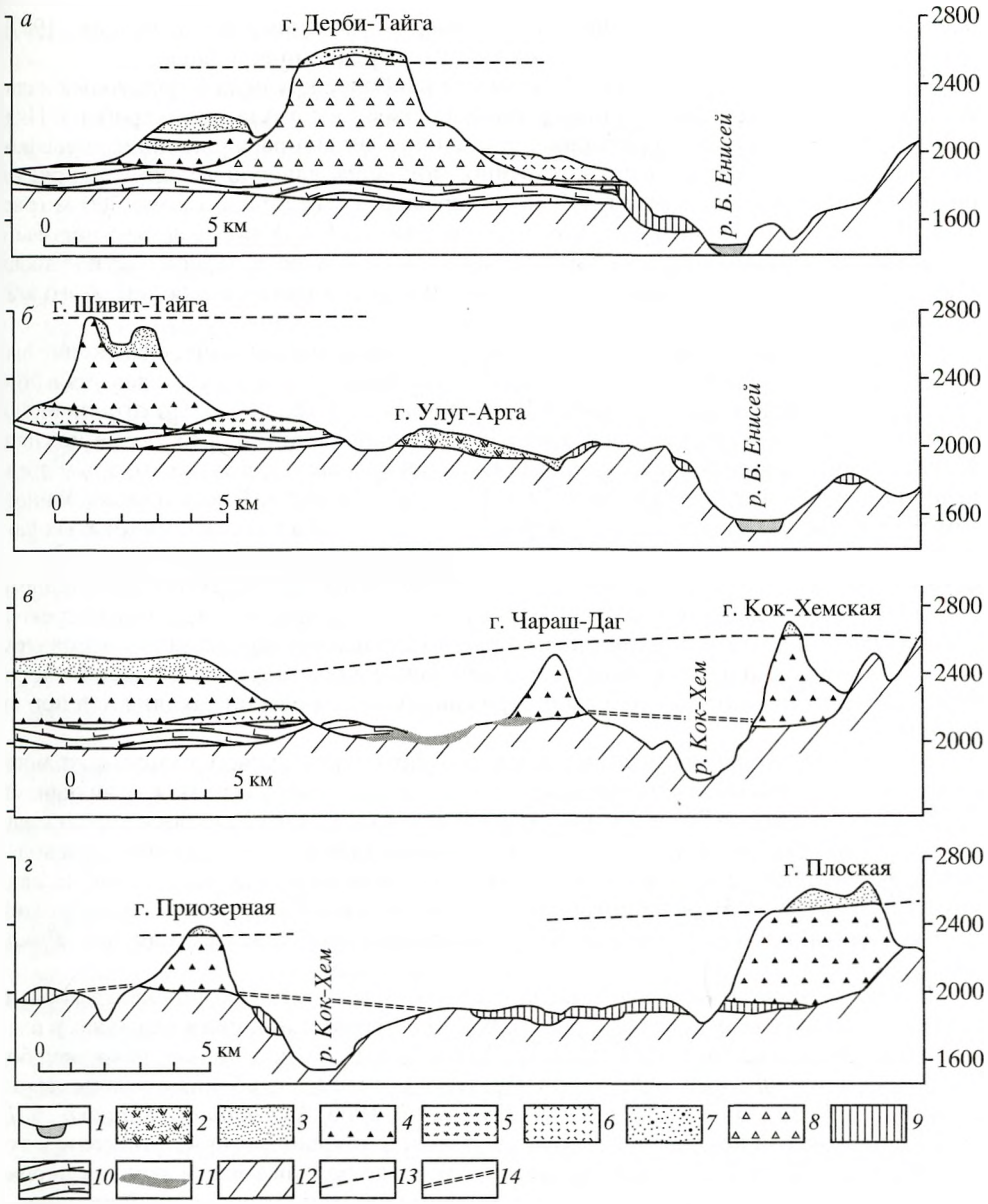


Рис. 1.17. Схемы строения вулканического плато по линиям разрезов а–а, б–б, в–в, г–г (см. рис. 1.16)

1–11 – образования разных фаз вулканической деятельности (в скобках – возраст, тыс. лет) (*1* – долинные базальты (< 50); *2* – лавы вулкана Улуг-Арга (48); *3, 4* – вулканические образования "молодых" (60–225) вулканов: *3* – лавы, *4* – вулканокластический комплекс; *5–8* – вулканические образования "старых" вулканов: *5* – базаниты вулкана Юрдава (290), *6* – базаниты Кадырсугского вулкана, *7, 8* – вулканические образования вулкана Дерби-Тайга (725–760): *7* – лавы, *8* – вулканокластический комплекс; *9* – базальты древних долинных излияний (1650–1750); *10* – базальты нижней части лавового плато (~2100); *11* – среднемиоценовые базальты; *12* – основание лавового плато; *13* – предполагаемая верхняя граница покровных ледников, в которые происходили лавовые излияния (пояснения в тексте); *14* – предполагаемые верхние границы троговых долин, возникших в 100–50 тыс. лет назад

бене, так и в пределах его западного горстового обрамления [*Рассказов и др.*, 1989], что позволяет оценить возраст грабена как послесреднемиоценовый.

Позднеплиоценовый этап стал временем наиболее крупных базальтовых излияний, в ходе которого было сформировано лавовое плато Азасского грабена. Плато возникло в пределах территории с достаточно сильно расчлененным рельефом (перепад высот до 400 м). Соответственно, мощность лавовой толщи варьирует в широких пределах и достигает 500 м при средней ее величине около 200 м (рис. 1.17). Возраст пород плато ~2,1 млн лет (см. табл. 1.17). Учитывая, что породы с близкими значениями возраста были установлены в северо-западной части грабена [*Рассказов и др.*, 1989], можно сделать вывод о вулканических излияниях этого этапа по всей площади грабена.

Раннеэоплейстоценовому этапу отвечают базальтовые толщи, слагающие высокие террасы и заполняющие палеодолины, останцы которых наблюдаются в бортах современной долины р. Большой Енисей (см. рис. 1.16, 1.17,*г*). По отношению к лавовому плато эти образования имеют вложенный характер, а их более поздний возраст подчеркивается также данными K–Ar датирования, согласно которым древнедолинные излияния происходили 1,65–1,75 млн. лет назад. К важным особенностям этих толщ, отличающим их от пород плато, относятся потоки стекловатых лав, разбитых контракционными трещинами на небольшие (до 20–30 см) остроугольные фрагменты. Эти лавовые потоки обычно сопровождаются линзами и небольшими прослоями гиалокластитов, состоящими из мелких обломков базальтовых стекол, сцементированных тонкообломочным, обычно палаганитизированным материалом того же состава. Такие стекловатые подробленные лавы залегают в нижних частях разрезов толщ мощностью до 50 м и отражают условия резкой закалки лав при их излияниях.

К *середине эоплейстоцена* нами отнесен фрагмент лавовой толщи, сохранившейся после ледниковой абразии в верхней части лавового плато между вулканами Дерби-Тайга и Шивит-Тайга (см. рис. 1.16). В ее составе развиты относительно мощные (до 15 м) покровы массивных хорошо раскристаллизованных оливиновых долеритов, не имеющих аналогов среди пород других возрастных групп. С ними ассоциируют маломощные (первые метры) потоки оливиновых базальтов. Мощность этой толщи достигает 120 м, возраст по K–Ar датировкам составляет 1,2 млн. лет [*Ярмолюк и др.*, 1999].

В *начале раннего неоплейстоцена* (725–760 тыс. л.н.) сформировался горный массив (вулкан) Дерби-Тайга (см. рис. 1.16, 1.17,*а*), возвышающийся над лавами плато на 600–700 м и занимающий площадь более 50 км^2. Вулкан сильно разрушен более поздними процессами ледниковой абразии и расчленен глубокими ледниковыми карами. В работах предшественников [*Гросвальд*, 1965; *Курганьков, Мацера*, 1987] породы вулкана, за исключением верхней лавовой покрышки горы, отнесены к туфовой толще. Нами было установлено, что строение большей части вулкана Дерби-Тайга действительно определяют вулканокласты, но не туфовой, а иной природы – гиалокластиты, шаровые лавы, лахары, продукты размыва вулканических пород. Преобладают гиалокластиты, сложенные в основном обломками стекловатых лав обычно с оболочкой или ее фрагментами из черного вулканического стекла, а также обломки базальтовых стекол.

Шаровые лавы относятся к разновидностям гиалокластитов и выделяются прежде всего шаровыми формами лавовых фрагментов с характерным концентрически зональным внутренним строением. Отложения лахаровых потоков представлены плохо окатанными несортированными по размеру обломками лав, лавобрекчий и гиалокластитов. Все эти породы сформировались в результате взаимодействия лав с сильным охладителем, которым, учитывая высокое положение вулкана в рельефе, вероятнее всего, был ледник. На этом основании нами был сделан вывод о формировании лавокластитовой части вулкана при внутриледниковых излияниях

[*Ярмолюк и др.*, 1999]. Вулканокластиты слагают основной объем пород вулкана, наблюдаемая их мощность более 550 м. Вверх по разрезу они с переслаиванием сменяются серией лавовых потоков сильно пористых базальтов (общей мощностью 50–70 м), бронирующих вершину вулкана Дерби-Тайга. Состав пород вулкана, как лав, так и вулканокластитов, варьирует от субщелочных оливиновых базальтов до базанитов [Ярмолюк и др., 1999].

В *середине раннего неоплейстоцена* (560–600 тыс. л.н.) в пределах лавового плато в обрамлении вулкана Дерби-Тайга, в том числе перекрывая его продукты (см. рис. 1.17,*а*), формировались небольшие вулканы щитового типа, сложенные лавами базанитового состава. Их выводящие зоны зафиксированы лавовыми куполами (вулкан Кадыр-суг) и прижерловыми скоплениями лапилиевых шлаков и вулканических бомб. Лавовые чехлы этих вулканов имеют незначительную (до 100 м) мощность и образованы небольшим числом потоков базанитов. В нижней части разреза (~30–50 м) излившиеся породы представлены растрескавшимися на мелкие фрагменты закаленными черными стекловатыми лавами, отдельные потоки которых разделены прослоями гиалокластитов. В этом отношении они похожи на описанные выше лавы раннеэоплейстоценовых долинных излияний. Верхние потоки лишены признаков резкой закалки лав и сложены зашлакованными и обожженными породами.

В *среднем неоплейстоцене* (350–90 тыс. л.н.) произошла вспышка вулканизма, в результате которой возникли небольшие вулканы щитового типа (Юрдава и Саганский), сложенные тефритами (см. рис. 1.16). По-видимому, это были короткоживущие вулканы. Их лавовые чехлы образованы небольшим (<10) количеством лавовых потоков с общей мощностью до 100 м. В отличие от базанитовых вулканов предыдущей фазы вулканизма среди продуктов этих вулканов отсутствуют гиалокластиты, а лавовые потоки характеризуются небольшой (первые метры) мощностью и насыщены газовыми пустотами, уплощенными по течению лав.

В *конце среднего и начале позднего неоплейстоцена* (225–75 тыс. л. н.) в пределах лавового нагорья возникла группа щитовых вулканов (Альбине-Болдок, Плоский, Кок-Хемский, Чараш-Даг, Шивит-Тайга, Соруг-Чушку-Узу, Приозерный) (см. рис. 1.16). Эти вулканы имеют общие особенности строения (рис. 1.18), поэтому для них дана сводная характеристика. В рельефе они выделяются в виде столовых по форме горных массивов, возвышающихся над основаниями на 400–600 м и обладающих плоской или куполообразной пологой поверхностью и крутыми сильно расчлененными склонами.

Площади соответствующих горных сооружений варьируют от 5 до 100 км^2. В строении всех вулканов участвуют вулканокластическая (нижняя) и лавовая (верхняя) толщи. Кроме того, в вершинной части вулканов выделяются небольшие шлаковые конуса (см. рис. 1.18). Как и в случае с вулканом Дерби-Тайга, нижний вулканокластический комплекс этих вулканов в работах предшественников рассматривался в качестве останцов туфовой толщи [*Обручев*, 1950; *Гросвальд*, 1965; *Курганьков, Мацера*, 1987], но таковым не является. Его мощность варьирует от 300 до 600 м, а доля его пород составляет более 70% объема отдельных построек. Вулканокластический комплекс сложен потоками гиалокластитовых и шаровых лав, а также отложениями лахаровых потоков. В этом отношении он сближается с вулканокластическим комплексом вулкана Дерби-Тайга.

В верхних частях разрезов вулканов появляются пакеты лавовых потоков, суммарная мощность которых обычно не превосходит 50–70 м.

Лавовые пакеты сложены относительно маломощными (до 5–7 м) потоками сильнопористых лав, как правило, разделенными только шлаковыми зонами. Лишь в самых низах разреза лавовых пакетов отмечаются маломощные линзы гиалокластитов, которые таким образом фиксируют зоны перехода между гиалокластитовыми и лавовыми составляющими вулканов. Как правило, лавовый чехол характеризуется пологим (менее 10°) растеканием от центральной части вулканов, подчер-

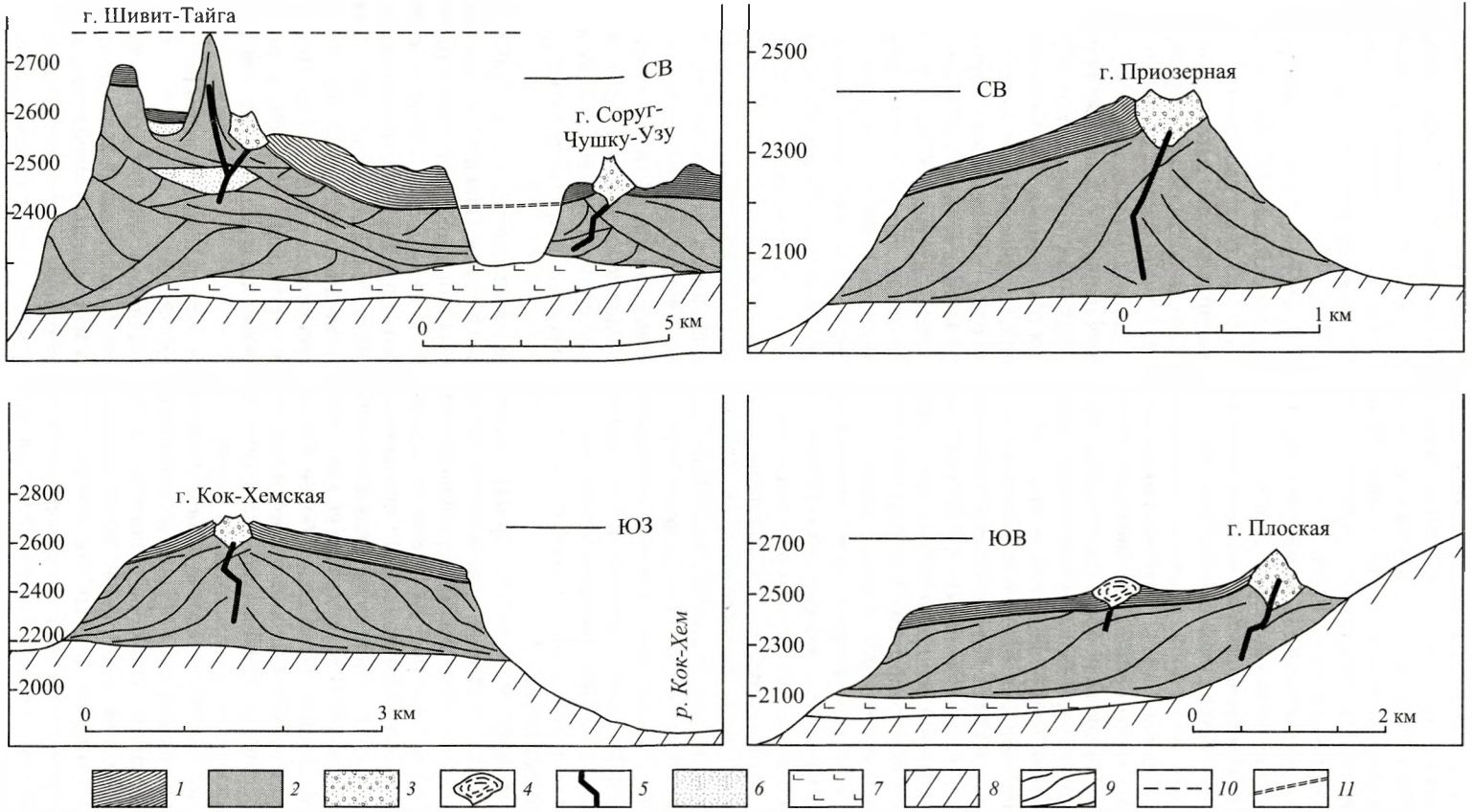


Рис. 1.18. Схемы строения вулканических построек из группы "молодых" вулканов:

1–5 – вулканические образования: лавовые толщи (*1*), вулканокластические толщи (*2*), шлаковые конуса (*3*), лавовый купол (*4*), подводящие дайки (*5*), *6* – песчаники, гравелиты, алевролиты озерных отложений, *7* – толщи лавового плато, *8* – довулканическое основание, *9* – границы слоистых пакетов вулканокластических толщ, *10* – предполагаемая верхняя граница покровного ледника во время формирования Шивитского вулкана (обсуждение см. в тексте), *11* – предполагаемое положение дна внутриледникового озера того же времени.

кивая тем самым их щитовой облик. Поверхности щитовых вулканов местами осложнены чашеобразными провалами, а также взрывными воронками. Особенно многочисленны они в строении лавовых плато вулканов Шивит-Тайга и Соруг-Чушку-Узу. Большинство провалов связано с оседанием лавового чехла в полости и возникло, по-видимому, при таянии погребенного льда и вымывании рыхлого материала гиалокластитов.

Однако наиболее крупные воронки, вероятно, отвечают фреатическим взрывам, инициированным инъекциями расплавов в насыщенные льдом и водой горизонты гиалокластитовой части разреза [*Ярмолюк и др.*, 1999, 2001].

Верхние наиболее приподнятые участки вулканов обычно фиксируются шлаковыми конусами (см. рис. 1.18). В поперечнике их размеры составляют около 300 м, высота до 50 м, а вершины обычно осложнены кратерными воронками. Формирование шлаковых конусов происходило не после образования вулканов, как предполагалось ранее [*Обручев*, 1950; *Гросвальд*, 1965; *Курганьков, Мацера*, 1987], а в ходе лавовых излияний и закончилось до завершения последних. Поэтому на поверхности лавовых покровов шлаковый материал отсутствует, хотя его линзы наблюдаются среди потоков вблизи шлаковых конусов.

Остановимся на возрастных характеристиках пород рассматриваемой эпохи, охватывающей период 225–60 тыс. л.н. В соответствии с K–Ar датировками их формирование (см. табл. 1.17) условно можно связать с несколькими фазами сближенных по времени извержений. Одна из них отвечает интервалу 195–225 (±50) тыс. л.н. (вулканы Альбине-Болдок, Плоский и Чараш-Даг). Формирование Кок-Хемского вулкана произошло в середине эпохи (150 тыс. л.н.). В период 130–60 (±40) тыс. л.н. возникли вулканы Шивит-Тайга, Соруг-Чушку-Узу и Приозерный. В отношении последнего интервала можно внести определенные коррективы. Вулканические горные массивы Шивит-Тайга (110–130 тыс. л.н.) и Соруг-Чушку-Узу (60 тыс. л.н.) разделены сравнительно узкой (<1км) троговой долиной. Разрезы вулканических образований в ее противоположных бортах практически идентичны вплоть до совпадения гипсометрических уровней выходов родственных пород (см. рис. 1.18,*а*). Это позволяет рассматривать породы обоих вулканов как принадлежащие одной серии извержений, в ходе которых вначале сформировалась толща вулканокластитов, а затем их лавовый чехол. Учитывая совпадения датировок, полученных для лав и гиалокластитов вулкана Шивит-Тайга, а также предполагаемый возраст ледника не моложе 100 тыс. лет, о чем будет сказано ниже, принимаем для всей группы вулканов (Шивит-Тайга, Соруг-Чушку-Узу и Приозерный) возраст в интервале 130–100 тыс. лет. Погрешности в определении возраста позволяют выполнить такую процедуру.

В *последней трети позднего неоплейстоцена* (~50 тыс. л.н.) произошли излияния, связанные с деятельностью вулкана Улуг-Арга, который расположен в долине р. Шивит на склоне ледникового кара. Он возник после ледниковой абразии, очистившей подножие вулкана Шивит-Тайга от вулканических продуктов предыдущих фаз вулканизма (рис. 1.17,*б*). В строении вулкана выделяется шлаковый конус, расположенный на склоне ледникового кара, и лавовая мантия у его подножия, покрывшая днище долины на площади более 10 км^2. Шлаковый конус имеет поперечник около 800 м и высоту около 150 м. Лавовая мантия вулкана состоит из серии покровов голубовато-серых базанитов общей мощностью не менее 50 м, которые не только слагают лавовое плато у подножия вулкана Улуг-Арга, но, кроме того, образуют долинные потоки вдоль притоков р. Большого Енисея.

К *концу позднего неоплейстоцена* относятся наиболее молодые в районе базальтовые потоки по р. Большому Енисею, заполняющие днище долины и слагающие нижнюю террасу. Они прослеживаются вниз по Енисею на многие десятки километров и в устьевой части р. Шивит перекрывают потоки базанитов вулкана Улуг-Арга. Извержения, по-видимому, были связаны с вулканом Долинный, выво-

дящая зона которого зафиксирована небольшим (100 × 100м) куполом массивных оливиновых базальтов (см. рис. 1.15). Как правило, подошва долинных потоков находится ниже уреза реки, а их вскрытая мощность достигает 50 м. Эти лавы по составу отвечают субщелочным оливиновым базальтам (гавайитам) и характеризуются высокой насыщенностью газовыми пустотами.

В целом отметим, что последовательность вулканических событий, установленная геологическими методами, хорошо согласуется с результатами K–Ar датирования. Достоверность последних подчеркивается также тем, что для большинства эпизодов вулканизма было получено нескольких согласующихся датировок.

Палеомагнитные исследования. Дополнительные сведения о времени проявления вулканических событий в развитии Восточно-Тувинского лавового нагорья были получены при палеомагнитных исследованиях вулканических толщ [*Ярмолюк и др.*, 2001]. При сопоставлении палеомагнитных (табл. 1.4.2) и K–Ar данных было выявлено, что направления с обратной полярностью соответствуют среднемиоценовым образованиям (возраст 14,7 млн. лет, хрон 5Adr [*Harland et al.*,1990] и позднеплиоценовым образованиям (возраст 2140 тыс. лет, магнитная эпоха Матуяма, хрон 2r).

Направления, близкие современному магнитному полю (эпоха Брюнес), зафиксированы в неоплейстоценовых лавах вулканов Саган и Юрдава с возрастом 350 ± 40 и 290 ± 40 тыс. лет соответственно. Для пород вулкана Улуг-Арга (48 ± 20 тыс. лет) и его потоков по р. Шивит установлены значения склонения 40°, которые связываются с экскурсом Каргополово-Лашамп, датируемым интервалом 42–44 тыс. лет. Наиболее молодые долинные базальты р. Большой Енисей по величине склонения намагниченности также следует отнести к этому экскурсу, что служит основанием для определения времени их излияния. Таким образом, результаты палеомагнитных исследований в целом согласуются с геохронологическими данными и позволяют внести важные коррективы в уточнение возраста наиболее молодых проявлений вулканизма.

Последовательность и масштабы новейших вулканических событий. Приведенные данные свидетельствуют о насыщенности вулканическими событиями новейшей истории Восточно-Тувинского вулканического ареала. Только в пределах вулканического поля Азасского грабена устанавливается по меньшей мере десять фаз вулканической активности за последние 2,5 млн лет. Они проявились почти исключительно в форме лавовых излияний. Взрывная деятельность отмечена лишь в участках разгрузки вулканических каналов щитовых вулканов, где ей соответствуют относительно небольшие шлаковые конуса. Мощные вулканокластические толщи формировались в специфических внутриледниковых условиях излияний, о чем будет сказано подробнее ниже. Развитие вулканического нагорья началось примерно 2,1 млн л.н. с крупнообъемных (>400 км^3) излияний трещинного типа, сформировавших лавовое плато. По-видимому, трещинный тип излияний сохранился и при формировании лавового выполнения долины Палеоенисея (~1,7 млн л.н., не менее нескольких десятков кубических километров) и долеритов (~1,2 млн л.н.) в верхней части разреза лавового плато, объем которых невозможно оценить из-за их сильной ледниковой экзарации. Более поздние эпохи развития лавового нагорья были связаны с последовательным формированием многочисленных щитовых вулканов, условно разделенных нами на две группы вулканов – "старых" и "молодых" [*Ярмолюк и др.*, 2001]. В группу "старых" включены вулканические постройки с возрастом более 250 тыс. лет, т.е. вулкан Дерби-Тайга (возраст ~ 720 тыс. лет, объем >25 км^3), а также возникшие по его обрамлению небольшие базанитовые вулканы Кадырсугский (565 тыс. лет), Юрдавинский и Саганский (290–350 тыс. лет). В группу "молодых" вулканов объединены вулканические сооружения, имеющие возраст менее 250 тыс. лет. Она включает ряд крупных вулканов с общим объемом вулканических продуктов >100 км^3, возникших 100–200 тыс. лет назад в условиях внутриледниковых излияний, а также вулкан Улуг-Аргинский (50 тыс. лет), характеризую-

щийся небольшим (до 10) числом лавовых покровов и, соответственно, небольшими объемами излияний (первые кубические километры).

Наиболее поздние излияния (<50 тыс. лет), сформировавшие долинные потоки по р. Большой Енисей, происходили из трещинного канала в участке его дренирования речной долиной.

Для характеристики общих закономерностей новейшего вулканизма в регионе необходимо упомянуть другие вулканические события плейстоцена и голоцена, произошедшие в Восточно-Тувинском ареале. В первую очередь отметим уникальные долинные излияния, сформировавшие лавовые реки большой (до 120 км) протяженности в долинах рек Малый Енисей, Билин, Кыштаг, Кадырат. Подобно лавовым потокам Большого Енисея, они были связаны с формированием нижней террасы и, также подобно упомянутым потокам, в высокогорной части региона поверхность этих лавовых потоков перекрыта маломощным чехлом моренных отложений, по-видимому, сартанского (т.е. моложе 45 тыс. лет) оледенения. Общий объем излившихся продуктов в этих лавовых потоках составляет не менее 50 км^3. Такого же типа излияния, но уже в голоцене, привели к образованию лавовой реки Жом-Болок. Ее возникновение, несомненно, было послеледниковым, так как она перекрывает моренные валы и другие ледниковые отложения. Отметим также то, что ее поверхность нигде не рассечена водными потоками. Судя по легендам местных жителей, формирование Жомболокского потока произошло при жизни их предков, вероятно, в последнюю 1000 лет. Лавовая река прослеживается на протяжении 80 км, общий объем ее лавовых продуктов оценивается не менее чем в 15 км^3.

Все эти данные позволяют оценить общие закономерности проявления новейшего вулканизма в регионе. Прежде всего отметим многоимпульсный характер излияний и то, что отдельные фазы вулканизма разделены интервалами вулканического затишья, продолжительность которых существенно варьировала, но, по крайней мере со среднего неоплейстоцена (300 тыс. лет назад) не превышала нескольких десятков тысяч лет. С этого же времени вулканическая активность стала многоцентровой и характеризовалась сближенными по времени излияниями из нескольких вулканических центров. Несомненная активизация вулканической деятельности пришлась на вторую половину неоплейстоцена, отвечающую времени образования "молодых" вулканов. Как уже отмечалось, 100–200 тыс. лет назад сформировалось восемь вулканов, около 50 тыс. лет назад возникла система протяженных лавовых потоков по долинам рек Большой и Малый Енисей, Билин, Кыштаг, Кадырат, а также вулкан Улуг-Арга и его долинные потоки. Поздний голоцен представлен пока только одним Жом-Болокским лавовым потоком, что в соответствии с установленной тенденцией позволяет предполагать возможность повторения извержений в регионе. Фиксируемая хронология вулканических событий однозначно свидетельствует о том, что рассмотренная нами часть территории Тувинского вулканического ареала остается вулканически активной до настоящего времени. Отмечаемые вариации объемов излившихся продуктов также не укладываются в регрессивные тенденции. Следовательно, этот регион следует рассматривать как вулканически опасный, для которого, согласно приведенным данным, сохраняется большая вероятность новых вулканических излияний. Полагаем, что зафиксированная динамика извержений, характеризующаяся прежде всего длительными перерывами между фазами активности, в целом отражает особенности развития внутриплитного вулканизма в позднекайнозойской Центрально-Азиатской вулканической провинции. По крайней мере она объясняет эпизодичность и пространственную разобщенность вулканических излияний, произошедших в пределах провинции на протяжении человеческой истории, а также свидетельствует о сохранении вулканической опасности в регионе.

1.4.3. Вулканизм и проблемы палеоклиматических реконструкций в Южной Сибири

Новейший вулканизм Южно-Байкальской вулканической области протекал в условиях становления современной орографии региона, наиболее активно формировавшейся на протяжении последних ~ 3 млн лет [*Иванов и др.*, 2000]. С рубежа 25 млн лет фиксируются также глобальные изменения климата и устанавливается режим чередующихся теплых и холодных эпох.

Климатические изменения в контрастном виде проявились в молодых горных сооружениях Южной Сибири, в частности в Прибайкалье, в горах которого давно уже установлены следы неоднократных оледенений. В последние годы в результате бурения и изучения керна донных отложений оз. Байкал были получены уникальные данные об изменениях климата в регионе в последние несколько миллионов лет.

Восстановленная летопись климатических изменений позволила поставить вопрос о соответствии похолоданий, отраженных в составе донных отложений, реальным ледниковым событиям. Однако при таком сопоставлении мы столкнулись с проблемой количества реально зафиксированных фаз оледенения, а также датирования этих фаз. Это связано с относительной датировкой отдельных оледенений, а также плохой сохранностью следов древних оледенений и их уничтожением позднейшими ледниковыми процессами. Определенную ясность в эту проблему вносит рассмотрение вулканических продуктов Восточно-Тувинского лавового нагорья в качестве индикатора внутриледниковых и внеледниковых излияний.

Диагностика внутриледниковых излияний. Важным результатом наших исследований стало выяснение широкого участия в строении Восточно-Тувинского лавового нагорья вулканокластических образований. В эту группу нами объединены гиалокластиты, шаровые лавы, лахары и продукты перемыва этих пород. Здесь приведем их общую характеристику, призванную отразить особые условия образования этих пород.

Гиалокластиты представляют породы, сложенные несортированными по размеру обломками стекловатых лав и стекол. Как правило, мелкие обломки сложены черным базальтовым стеклом, более крупные обязательно имеют стекловатую внешнюю зону и часто приобретают форму зонально построенных лавовых шаров и подушек, типичных для шаровых лав. Цементирующая масса представлена мелко- и тонкообломочным вулканическим стеклом, в значительной степени хлоритизированным и палагонитизированным. Разные по размеру обломки хаотически перемешаны в пределах крупных линзообразных залежей гиалокластитов мощностью до 10–15 м. В залежах, отвечающих лахарам, обломки пород представлены как лавами, так и фрагментами гиалокластитов и лавобрекчий, редко среди них обнаруживаются обломки гранитоидов и метаморфических пород, по-видимому, оторгнутые от выступов основания грабена. В лахаровых отложениях обломки пород слабо окатаны, стекловатые отторочки лавовых обособлений нередко обколоты, а соседние обломки часто различаются по степени раскристаллизации и насыщения газовыми пустотами.

Породы вулканокластического комплекса участвуют в строении крупных (обычно изолированных) куполообразных вулканических построек, которые возвышаются над поверхностью лавового плато на 500–700 м. Большинство этих вулканов практически до основания вскрыто поверхностями оползней и ледникового выпахивания. В многосотметровых стенках прекрасно видно, что вулканокластические толщи имеют грубослоистое строение. Отдельные их слои характеризуются крутым залеганием и обычно погружаются в стороны от центра. Их распределение отвечает рисунку гигантской косой слоистости. На рис. 1.19 приведена схема рас-

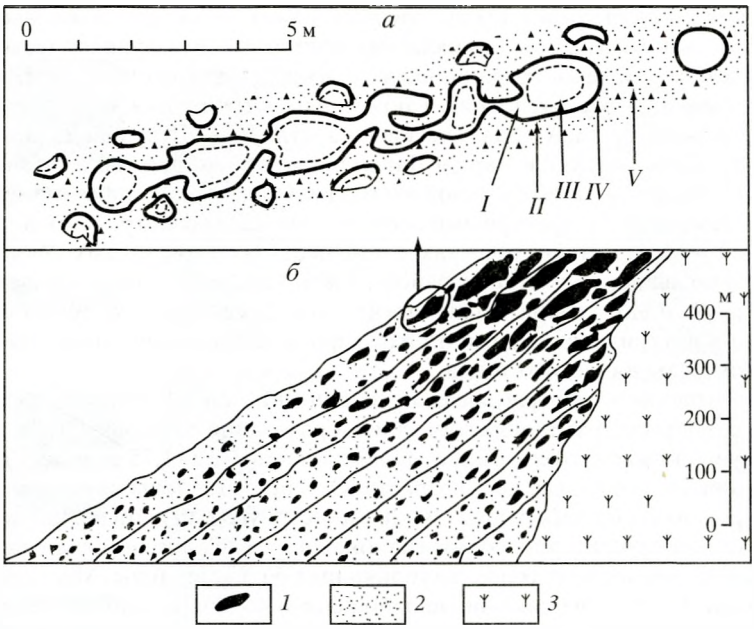


Рис. 1.19. Схема распределения лавокластического материала в склоновых потоках вулкана Кок-Хемский (б):

1 – лавовые блоки, *2* – мелкообломочная лавокластитовая масса, *3* – осыпи. Фрагмент потока с сохранившейся струей лавы (а): *I* – массивная лава, *II* – оторочка базальтового стекла, *III* – зоны распределения концентрических трещин и газовых пузырей, *IV* – тонкообломочная гиалокластитовая масса, *V* – обломки вулканических стекол

пределения вулканокластического материала вдоль отдельных слоев толщи в разрезе вулкана Кок-Хемский.

Главная особенность этого распределения – преобладание крупных лавовых фрагментов в привершинных участках отдельных лавокластических потоков. При продвижении вниз по потоку дробятся лавовые фрагменты и постепенно возрастает доля мелких явно расколотых лавовых обломков, у которых закаленные контакты сохраняются лишь в отдельных участках. На рис. 1.19, *а* показано типичное строение отдельных лавовых фрагментов. Чаще всего они струеподобные и имеют каплеобразно-заливчатые ограничения. В краевой части тел обычно фиксируется корка черного вулканического стекла. Отколовшиеся осколки стекла, а также более мелкие и обычно шаровые лавовые обособления заполняют пространства между более крупными их телами. На наш взгляд, наблюдаемая картина вызвана дроблением закаленных и хрупких лавовых блоков при их скатывании по склону.

Для того чтобы правильно интерпретировать происхождение пород вулканокластического комплекса, напомним, что гиалокластиты, шаровые лавы и лахары образуются при излияниях в сильный охладитель, например в воду или в лед, как это зафиксировано в Исландии [*Лучицкий,* 1971]. Для Восточно-Тувинского лавового нагорья можно предполагать только внутриледниковые излияния, так как оно располагается в высокогорной части Восточного Саяна, где отсутствуют условия для возникновения более или менее глубоководного и крупного озера, способного вместить несколько достаточно больших вулканов.

Другим свидетельством внутриледникового формирования пород вулканокластического комплекса являются развитые среди них специфические озерные отло-

жения. Эти отложения представлены крупными линзами песка, сложенными мелкими и тонкими обломками, обычно палагонитизированными, вулканического стекла и лав. Для них характерна градационная горизонтальная слоистость, отвечающая переотложению в озерных условиях. Такие линзы встречаются на разных высотных уровнях вплоть до вершин практически всех вулканов. В вулканах Дерби-Тайга, Шивит-Тайга, Кок-Хемский и Чараш-Даг озерные отложения были установлены на высотах 500–700 м над уровнем лавового плато. Очевидно, что формирование этих пород не было связано с кратерными озерами, так как они встречаются как в центральных, так и в краевых их участках, в том числе и на их склонах. Учитывая, как было отмечено выше, отсутствие в районе плато условий для существования глубоководного и обширного озера, можно предположить связь этих озерных отложений с локальными внутриледниковыми озерами, формировавшимися над вулканами под воздействием вулканического тепла.

Наряду с рассмотренными среди вулканических продуктов лавового нагорья, выделяются и другие вулканокластические образования, которые упоминались при описании вулканических толщ раннеэоплейстоценового (~1,75 млн лет) и раннеоплейстоценового (~600 тыс. лет) возраста. Они представлены лавовыми потоками фрагментированных на небольшие (10–20 см) остроугольные обломки стекловатых лав, переслаивающихся с прослоями гиалокластитов. Такие породы слагают нижние части разрезов лавовых толщ, выполняющих и палеодолины. Местами вулканокластиты подстилают грубовалунные отложения (морены), в других наблюдавшихся случаях они залегают на скальном выпаханном основании долин. На наш взгляд, такие соотношения позволяют связать рассматриваемые вулканокластиты с излияниями в условиях существования маломощных долинных ледников, которые были уничтожены в ходе извержений, что привело к образованию нормальных лав в верхних частях разрезов лавовых толщ.

Байкальский керн и палеоклиматические реконструкции. В последнее десятилетие в связи с работами по международному проекту "Байкал-бурение" были получены уникальные результаты, которые свидетельствуют о систематических изменениях климата в Северной Азии [*Непрерывная...*, 1998; *Карабанов,* 1999; *Карабанов* и др., 2000; *Позднекайнозойская...*, 2000] на протяжении позднего кайнозоя и, кроме того, позволяют дать хронологию таких вариаций. Основу палеоклиматических реконструкций составили данные об изменении состава осадков донных отложений, развитых на поднятии Академического хребта и извлеченных при бурении [*Непрерывная...*, 1998; *Позднекайнозойская...*, 2000].

Осадки вскрытого разреза лишены турбидитов, типичных для озерных отложений и нарушающих непрерывность осадочной записи. Они представлены чередующимися слоями биогенных диатомовых и терригенных пелитовых илов. Было показано [*Williams et al.,* 1997], что изменение содержания диатомовых створок в озерных осадках является хорошим палеоклиматическим индикатором и отражает колебания климата. Снижение содержания биогенного кремнезема соответствует похолоданию климата, а увеличение – потеплению.

Решен также важный вопрос о датировании отдельных интервалов керна. В настоящее время получен керн осадков, накопившихся за последние 10 млн. лет [*Позднекайнозойская...*, 2000]. Главные возрастные рубежи в разрезе были определены на основе палеомагнитных исследований и приведения полученных результатов к магнитостратиграфической шкале [*Harland et al.*, 1990]. Более детальное возрастное расчленение отложений внутри магнитостратиграфических эпох опиралось, с одной стороны, на оценки средней скорости осадконакопления, с другой – на корреляцию распределения диатомовых в осадках Байкала и изотопно-кислородных температур в морских отложениях. Установлено хорошее согласование этих кривых [*Williams et al.,* 1997], а также показано, что спектральные характеристики байкальских записей совпадают с орбитальными частотами Земли, полученными по мор-

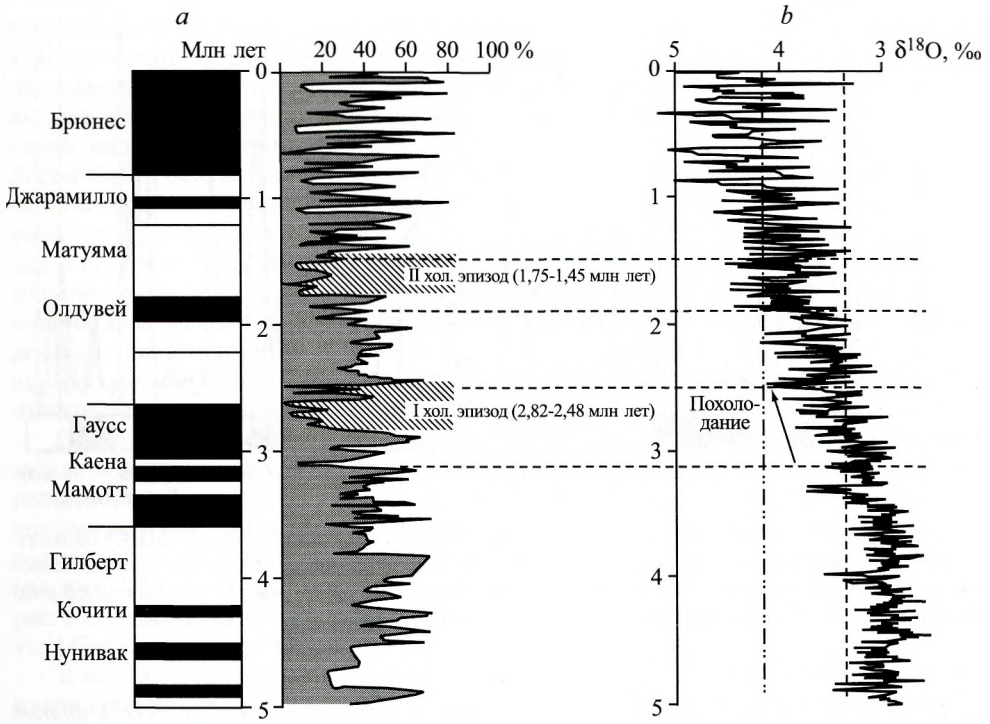


Рис. 1.20. Корреляция байкальской диатомовой записи с морской изотопной кислородной записью из Тихого океана (по: [*Карабанов и др.*, 2000]):

а – магнито-стратиграфическая шкала для позднего кайнозоя; *б* – байкальская запись изменения содержания створок диатомовых в осадках озера; *в* – сводная морская изотопно-кислородная запись, отражающая изменение объемов глобального льда на Земле (увеличение сигнала записи отвечает увеличению объемов льда и похолоданию). Вертикальной штриховой линией отмечены современные параметры сводной морской изотопно-кислородной системы, штрихпунктирной – параметры системы при переходе от последнего ледникового периода к голоцену, левее этой линии приведены значения, характерные для ледниковых периодов. Переход к климату, подобному современному, произошел в интервале 3,1–2,5 млн лет, в интервале 1,9–1,5 млн лет была пересечена линия перехода от последнего ледникового периода к голоцену

ским данным. Это послужило основой для точной возрастной привязки климатической летописи Байкала к кривой изменения инсоляции Земли в пределах эпохи Брюнес [*Williams et al.*, 1997].

На рис. 1.20 приведена корреляция распределения количества диатомовых в осадках Байкала и морской изотопной кислородной записи, выполненной по осадкам Тихого океана [*Карабанов и др.*, 2000].

Обсуждая согласование графиков за пределами эпохи Брюнес, авторы цитированной работы обращают внимание на два значительных минимума содержания диатомовых, которые они связывают со значительными похолоданиями. Более ранний из них пришелся на интервал 2,82–2,48 млн лет, внутри которого лежит граница смены полярности Гаусс–Матуяма. Более поздний минимум лежит внутри эпохи Матуяма, и его начало совпало с завершением инверсионного эпизода Олдувей. Возраст этого интервала составляет 1,75–1,45 млн лет.

Оба похолодания хорошо согласуются с глобальными похолоданиями, зафиксированными во многих морских и континентальных палеоклиматических записях и выраженных изменениями в составе флоры и фауны. Кроме того, отмечается, что первое похолодание коррелируется с наиболее ранним в северном по-

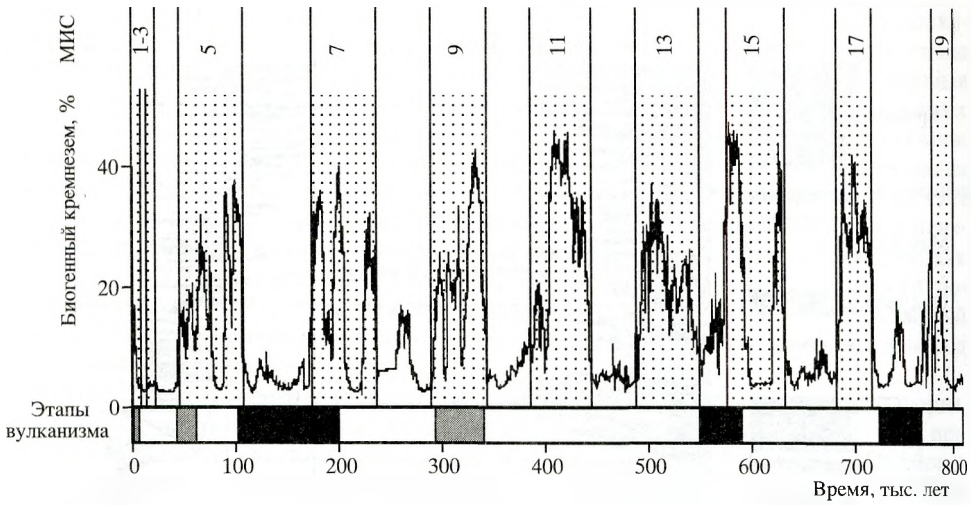


Рис. 1.21. Корреляция в пределах эпохи Брюнес морских изотопных стадий (МИС) байкальской палеоклиматической записи, составленной на основе данных о распределении биогенного кремнезема в керне донных осадков (по: [*Карабанов и др.*, 2000]), и проявлений внутриледникового (черные интервалы) и межледникового (серые интервалы) вулканизма

лушарии оледенением – претигеном, а второе – с оледенением эбурон [*Карабанов и др.*, 2000].

Наиболее детальное согласование байкальской и морской палеоклиматических записей получено для эпохи Брюнес (рис. 1.21). В разрезе байкальских осадков этой эпохи установлено чередование десяти богатых и девяти бедных раковинами диатомовых интервалов разреза. В морской палеоклиматической изотопно-кислородной записи этим интервалам соответствуют морские изотопные стадии (МИС) – десять теплых (нечетных) и девять холодных (четных) [*Карабанов и др.*, 2000; *Prokopenko et al.*, 2000].

Некоторые из холодных эпизодов эпохи Брюнес сопоставляются с ледниковыми эпохами. Однако установленное количество последних в горном окружении Байкала не превышает четырех [*Базаров*, 1986]. Поэтому остается главный вопрос: что означают минимумы и максимумы в распределении биогенного кремнезема по разрезу донных отложений Байкала и какая им может быть дана геологическая и палеоклиматическая интерпретация. Представляется, что полученные результаты по оценке возраста внутриледниковых и межледниковых вулканических излияний в пределах Восточно-Тувинского лавового нагорья позволяют подойти к решению этой проблемы.

1.4.4. Вулканизм и процессы оледенения в южном обрамлении оз. Байкал (согласование K-Ar данных и палеоклиматической записи)

На территории Восточной Тувы и Саяна установлены неоспоримые свидетельства неоднократного на протяжении плейстоцена образования крупных, в том числе покровных, ледников. Так, практически все вулканические образования Восточно-Тувинского лавового нагорья несут следы ледниковой обработки. Соответствующее исследование было выполнено М.Г. Гросвальдом [1965], кото-

рый выделил две фазы покровного оледенения, существенно изменивших облик вулканических сооружений нагорья – азасскую и шивитскую. Наблюдавшиеся нами геологические соотношения свидетельствуют о том, что в наибольшей степени ледниковой экзарации были подвергнуты породы лавового плато. Среди вулканов наиболее сильно разрушены "старые" вулканы. Так, массив вулкана Дерби-Тайга расчленен глубокими и протяженными каровыми долинами, а базанитовые щитовые вулканы по его обрамлению сильно сглажены и полностью лишены своих вершинных частей. Уже после образования группы "молодых" вулканов произошла их ледниковая экзарация и возникли разделяющие их троговые долины рек Кок-Хем, Кадыр-Суг, Шивит и другие, в которые затем изливались позднеплейстоценовые долинные лавовые потоки. В свою очередь, последние перекрыты маломощными моренами, свидетельствующими о процессах оледенения в последние 40 тыс. лет. Голоценовые излияния по долине р. Жом-Болок произошли после последней фазы оледенения.

Приведенные геологические свидетельства, а также полученные нами данные о вулканокластических комплексах лавового нагорья позволяют провести возрастное расчленение эпох оледенения в Восточной Туве и Саянах, а также оценить мощности соответствовавших им ледниковых покровов. Для корректировки выводов используем расшифровки палеоклиматической записи для последних 2,5 млн лет (см. рис. 1.20), а также отдельно для эпохи Брюнес (последние 800 тыс. лет) (см. рис. 1.21), выполненные по результатам изучения керна донных отложений оз. Байкал [*Карабанов и др.*, 2000].

В истории лавового нагорья наиболее ранняя и масштабная вспышка вулканизма представлена лавами плато, облик которых указывает на субаэральные условия излияний. Возраст излияний (в пределах пересечения значений ошибок определения) оценивается в интервале 1,95–2,2 млн лет. В палеоклиматических записях (см. рис. 1.20) это время было благоприятно для жизнедеятельности диатомовых и, по-видимому, характеризовалось достаточно высокими средними температурами.

Наиболее ранние закаленные стекловатые лавы и гиалокластиты сформировались около 1,65–1,75 млн лет назад в долине Палеоенисея. Согласно данным [*Карабанов и др.*, 2000], этот интервал совпал с началом резкого похолодания, продолжавшегося в интервале 1.75–1,45 млн лет назад (см. рис. 1.20). Учитывая небольшую (до 50 м) мощность закаленных лав, можно полагать, что в начале эпохи похолодания, которой соответствовали излияния, в рассматриваемом районе существовали в основном долинные ледники относительно небольшой мощности, растопленные в ходе излияний. Последнее предположение объясняет развитие нормальных лав в верхних частях разрезов соответствующих вулканических толщ.

Примерно 1,2 млн лет назад произошли извержения, о которых можно судить лишь по небольшому фрагменту лавовой толщи, сохранившемуся в верхней части лавового плато между вулканами Дерби-Тайга и Шивит-Тайга. В ее строении участвуют обычные лавы, отвечающие, по нашему мнению, субаэральной обстановке излияний. О внеледниковом характере образования этих пород свидетельствуют также палеоклиматические данные, в соответствии с которыми в это время существовали условия для широкого распространения диатомовых в водах оз. Байкал.

Следующая вулканическая эпоха проявилась на фоне существования мощного ледникового панциря и была связана с формированием вулкана Дерби-Тайга (725–760 тыс. л. н.). Вулкан характеризуется наиболее протяженным разрезом вулканокластического комплекса (>550 м). Судя по наличию озерных отложений вблизи его прикровельной части, мощность ледового чехла в районе в это время превосходила 600 м (см. рис. 1.17). На климатической шкале (см. рис. 1.21) этой

эпохе отвечает крупный температурный минимум, охватывающий интервал 700–800 тыс. лет и отвечающий холодной морской изотопной стадии МИС-18. Широкое развитие в составе вулканокластического комплекса озерных отсортированных отложений свидетельствует о том, что излияния сопровождались образованием ледникового озера, размеры которого, по-видимому, были соизмеримы с площадью вулкана.

Закаленные лавы вулкана Кадырсуг и его возрастных аналогов сформировались между 565–600 тыс. л. н. по подножию вулкана Дерби-Тайга и, следовательно, после разрушения ледникового панциря, вмещавшего этот вулкан. Однако эти извержения происходили в то время, когда в соответствии с климатической записью наступила очередная эпоха похолодания (см. рис. 1.21, МИС-14). Температурный минимум был относительно кратковременным и не столь выражен, как в предыдущую эпоху. Это согласуется с оценкой малой мощности ледникового панциря в пределах лавового плато, которая, судя по суммарной мощности закаленных лав (~40 м) в строении вулкана Кадырсуг, не намного превосходила эту величину.

Вулканические продукты более поздних излияний вулканов Юрдава и Саган лишены признаков закалки. Они происходили в межледниковую эпоху (290–350 тыс. лет назад), которая зафиксирована в климатических вариациях состава донных осадков (см. рис. 1.21, МИС-9).

Наиболее интенсивно внутриледниковые излияния происходили в конце среднего – начале позднего неоплейстоцена. В это время сформировалась большая группа вулканов, которые, как отмечалось выше, можно связать со следующими фазами извержений: 195–225 тыс. лет, 150 тыс. лет и 130–100 тыс. л. н. В климатической шкале (см. рис. 1.21) крупный температурный минимум (МИС-6) приходится на временной интервал между этими фазами (110–190 тыс. л. н.). По-видимому, оба явления – температурный минимум и череду сближенных во времени внутриледниковых излияний – необходимо рассматривать в рамках одного возрастного события. Следовательно, требуется либо отнести к отмеченному интервалу похолодания время вулканических извержений, сделав поправки на погрешность K-Ar датирования, либо в соответствии с полученными данными о времени внутриледниковых излияний уточнить возрастные границы похолодания. В последнем варианте на такую корректировку определенные ограничения накладывают данные о времени проявления следующего оледенения, которое произошло после формирования рассматриваемой группы вулканов, но до образования вулкана Улуг-Арга (см. ниже). Поэтому мы считаем, что верхний рубеж похолодания можно поднять только до уровня ~100 тыс. лет.

Выше были воспроизведены схематические разрезы через некоторые вулканы этого времени. Они представляют столовые горные сооружения с мощной (порядка 400 м) вулканокластической нижней частью и лавовой покрышкой до 100 м мощностью. Среди них выделяется вулкан Шивит-Тайга, мощность вулканокластической толщи которого превышает 600 м, при этом ее останцы возвышаются над лавовой мантией вулкана. В строении этих останцов наряду с гиалокластитами участвуют озерные отложения. Их гипсометрическое положение свидетельствует о том, что они образовались в пределах высокоподнятого внутриледникового озера. Однако лавовые излияния, завершившие формирование вулкана, происходили в "сухих" условиях и на более низких склонах. Это позволяет предполагать прорыв воды из озера, что могло быть связано с деградацией ледника. Первоначальная мощность последнего, согласно данным о мощности вулканокластических образований вулкана Шивит-Тайга, может быть оценена более чем в 600 м. Отметим еще один аспект внутриледниковых излияний этого времени. Так, вдоль подножий "молодых" вулканов прослеживаются троговые долины, ставшие местом аккумуляции лав долинных излияний от вулкана Улуг-Арга и вулкана Долин-

ного. Возраст последних связывается с магнитостратиграфическим экскурсом Каргополово–Лашамп, т.е. отвечает интервалу 44–42 тыс. лет, и этот рубеж определяет верхнюю возрастную границу образования упомянутых долин. В соответствии с палеоклиматической шкалой после формирования "молодых" вулканов и до образования вулкана Улуг-Арга преобладали условия теплого климата, хотя в интервале 80–90 тыс. лет отмечается резко выраженный, но кратковременный температурный минимум. В связи с этим полагаем, что формирование троговых долин, вероятно, началось с заложения речной сети по обрамлению "молодых" вулканов при прорыве внутриледниковых озер, т.е. непосредственно перед образованием лавовой серии вулканов. Ледниковая проработка этих долин произошла либо в конце ледниковой стадии МИС-6, либо во время указанного кратковременного похолодания в эпоху МИС-5.

Вулканическая активность, связанная с образованием вулкана Улуг-Арга и долинными излияниями по р. Большой Енисей, представлена обычными лавами, лишенными признаков быстрого и объемного закаливания. Время их формирования отвечает концу межледниковой стадии МИС-5. Последняя сменилась ледниковой эпохой МИС-4, маломощные морены которой перекрывают долинные лавовые потоки.

Итак, проведенные исследования свидетельствуют о хорошем согласовании оценок климата, полученных на основе байкальской палеоклиматической летописи и по индикаторным особенностям вулканических продуктов, отвечающим внутри- или межледниковым излияниям (см. рис. 1.21). Такое согласование свидетельствует, во-первых, о совпадении двух шкал датирования геологических процессов в бассейне оз. Байкал – геохронологической (K-Ar датировки) и палеоклиматической – и, во-вторых, о том, что каждая эпоха похолодания, зафиксированная в составе донных отложений, сопровождалась разномасштабным оледенением.

Отметим здесь одно вполне вероятное следствие широкого развития ледниковых процессов в Байкальском регионе. Как уже отмечалось, новейший этап развития вулканической области начался не ранее 2,5 млн л. н. и именно на этом этапе центры вулканической активности центробежно сместились на периферию вулканической области. Указанный рубеж оказался также важным в отношении других природных процессов в обрамлении оз. Байкал, и прежде всего горообразовательных и климатических. С этого времени начался резкий рост гор, но, кроме того, на эту границу (2,82–2,48 млн лет) пришлось резкое похолодание климата, зафиксированное в соответствующих вариациях состава осадков оз. Байкал [*Карабанов*, 2000; *Непрерывная*.., 2000] и в изменениях состава региональной флоры. По мнению Е.Б. Карабанова [2000] похолодание сопровождалось самым ранним кайнозойским оледенением Азии. По нашему мнению, оно могло вызвать формирование ледникового покрова в центральной и наиболее высокой части вулканической области. Как было показано выше, мощность ледникового чехла в эпохи похолодания большой продолжительности достигала многих сотен метров. Такая дополнительная масса несомненно вызывала рост нагрузки на астеносферную "подушку" мантийного плюма, контролировавшего вулканическую активность Южно-Байкальской вулканической области, прежде всего в центральных участках последней (примерно на 0,1 кбар при мощности ледника около 1 км). Это могло стать причиной центробежного оттока пластичной мантии в астеносферной линзе и, таким образом, стимулировать тектоно-магматическую активность в краевых участках вулканической области.

В результате проведенных в пределах Центральной Азии работ обосновано выделение новой вулканически активной внутриплитной провинции, северную часть которой представляет ряд областей новейшего вулканизма в южном горном обрамлении Сибири, таких как Токинская, Удоканская, Витимская, Южно-Байкальская. На примере Южно-Байкальской вулканической области показано, что для новей-

шего вулканизма характерны многократные кратковременные импульсы активности, преимущественно в форме лавовых излияний. Фазы вулканизма разделены интервалами вулканического затишья, подолжительность которых существенно варьировала, но по крайней мере со среднего неоплейстоцена не превышала нескольких десятков тысяч лет. За последние 50 тыс. лет произошли излияния вулканов Улуг-Арга и Долинного, сформировались огромные по протяженности лавовые потоки по долинам Малого Енисея, Билина, Кыштага и т.д., в позднем голоцене возникло лавовое поле р. Жом-Болок. Подобная динамика развития вулканических событий позволяет говорить о Восточной Туве как о вулканически активной и, более того, вулканически опасной территории, для которой существует определенная вероятность новых вулканических излияний.

Среди вулканических пород лавового нагорья широко распространены лавокластические образования – гиалокластиты, шаровые лавы, агломераты, лахары, представляющие продукты внутриледниковых излияний. Установленные мощности этих образований свидетельствуют, что толщина ледового покрова в отдельные эпохи оледенения составляла многие сотни метров. Влияние вулканизма на оледенение носило деструктивный характер и приводило к разрушению ледников, о чем свидетельствуют лавовые покрышки щитовых вулканов, сформированные в субаэральных условиях.

Намечается корреляция между возрастом оледенения, установленным на основе K-Ar датирования лавокластитовых образований, и возрастом эпох похолодания, который определялся на основе изучения распределения створок диатомовых в разрезах осадочных отложений оз. Байкал. Сделан вывод, что каждая эпоха похолодания сопровождалась образованием ледников по крайней мере в горном обрамлении оз. Байкал. Мощность ледникового чехла варьировала в широких пределах, но в наиболее продолжительные эпохи похолодания достигала многих сотен метров. Предполагается, что образование мощных покровных ледников на рубеже 2,5 млн лет могло инициировать центробежное перераспределение астеносферного материала под Южно-Байкальской вулканической областью и тем самым определило соответствующую миграцию центров вулканизма в периферические участки последней.

1.5. Магматизм, метаморфизм и геодинамика: эволюция, глобальная периодичность и катастрофические явления

Основные тенденции эволюции магматизма в геологической истории Земли показаны на рис. 1.22. На этой же схеме выделены важнейшие стадии эволюции магматизма (от ранних к поздним): лунная, нуклеарная, кратонная и континентально-океаническая. Они названы по типу земной коры, образовавшейся в отрезки геологического времени, отвечающие каждой из перечисленных выше стадий. В лунную стадию образовалась самая первая (первичная) земная кора, которая не сохранилась до настоящего времени.

Само название стадии "лунная" (или первичная) дано по названию Луны. Имеется в виду, что эта стадия на Земле и Луне была похожей (но не идентичной), но на Земле в силу позднейших интенсивных геологических процессов или каких-то других причин продукты этой стадии не сохранились, а на Луне их можно наблюдать и сейчас. Поскольку на Земле не сохранились остатки первичной ("лунной") коры, ее невозможно изучить геологическими методами. Поэтому лунную стадию еще называют догеологической.

Нуклеарная стадия, как и все последующие стадии, получила свое название по смыслу главнейшего геологического события стадии: образование нуклеаров (ядер) самой древней сохранившейся земной коры, которые росли в более позднюю кра-

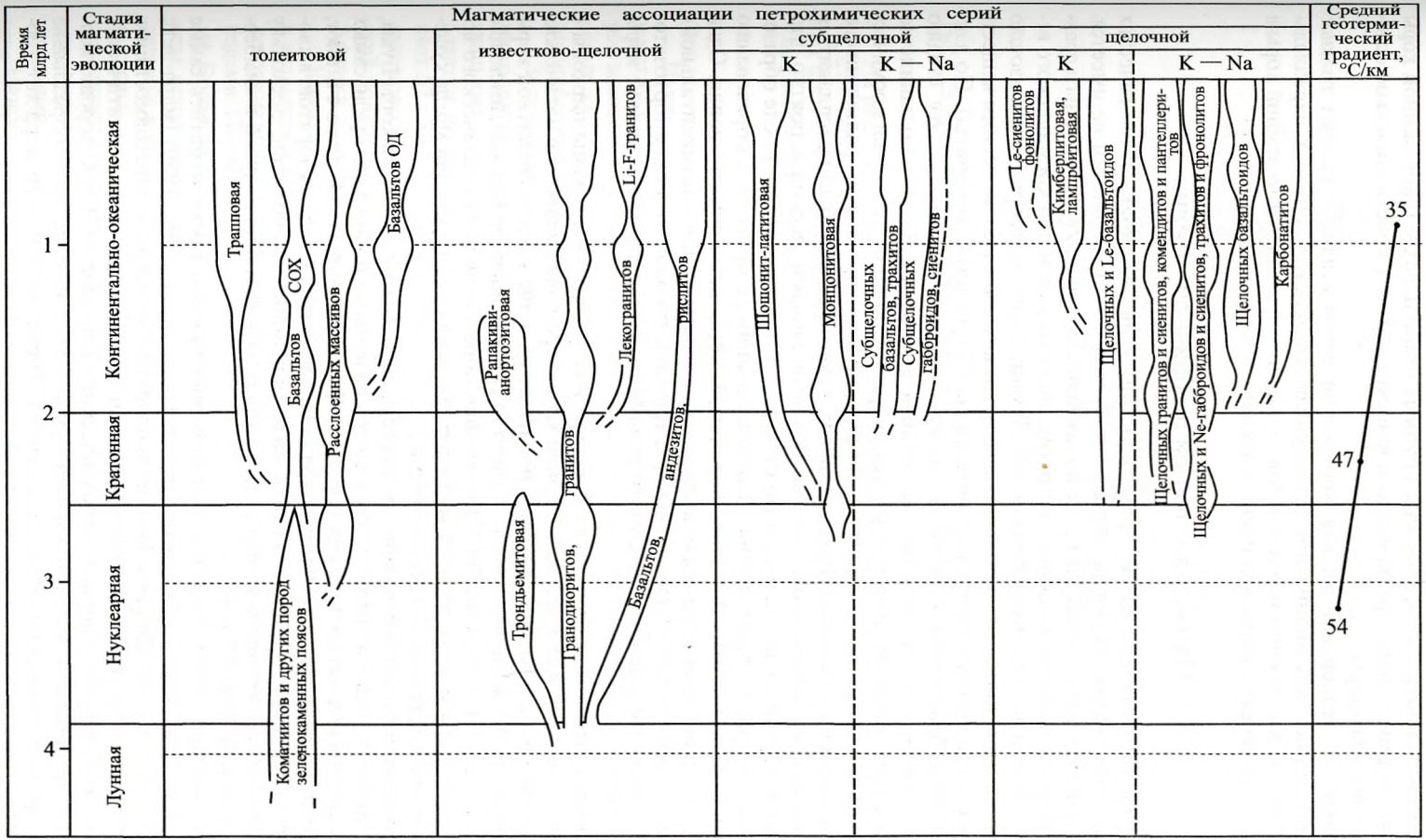


Рис. 1.22. Схема эволюции магматизма в геологической истории Земли

Показано время появления пород разных петрохимических серий и отражена их распространенность на разных стадиях глобальной магматической эволюции. Из рисунка следует, что важнейшим показателем эволюции магматизма является последовательное расширение во времени разнообразия магматизма как по их сериальной петрохимической принадлежности, так и по возникновению новых породных ассоциаций

тонную стадию вплоть до образования крупных стабильных блоков земной коры (кратонов), формирующих древние докембрийские щиты и кристаллическое основание древних платформ.

Название последней континентально-океанической стадии отражает главное событие последних двух миллиардов лет геологической истории Земли: параллельное образование континентальной (кислой) и океанской (базитовой) земной коры и переработка океанской коры в континентальную.

1.5.1. Магматизм лунной (первичной) стадии

Как уже упоминалось выше, прямых указаний на специфику геологических процессов этой стадии, включая магматизм, у геологов практически не имеется. О вероятной сути этих процессов судят по косвенным признакам, по данным сравнительной планетологии, по общим закономерностям эволюции космического вещества. Сейчас известно, что образование Земли, Луны, метеоритов произошло ~4,5 млрд л.н. Большинство ученых полагает, что исходным космическим веществом для их образования послужили метеориты CI (углистые хондриты). По данным изотопии благородных газов (в первую очередь ксенона) в эту стадию 4,48–4,47 млрд лет назад образовалась ранняя атмосфера Земли. Большинство ученых сходится также на том, что за счет энергии аккреции (слипания космических частиц), импактных (метеоритная бомбардировка) процессов, радиогенного разогрева внешние оболочки Земли и других планет должны были расплавиться с образованием магматического океана. Другими словами, весьма вероятно, что Земля, как и другие планеты, в лунную стадию, т.е. почти сразу же после образования, была покрыта слоем магмы. Кристаллизация ее привела к образованию первичной коры и мантии. О составе первичной коры нет единого мнения. Одни считают, что первичная кора была кислой (типа современной континентальной), другие первичной считают базитовую кору, третьи к таковой относят анортозитовую кору. Имеется мнение и о коматиитовом составе первичной земной коры (*Windley*, 1995).

Напомним, что в метаосадках из западной Австралии обнаружены цирконы с возрастом не моложе 4,28 млрд лет. Циркон характерен для кислых магматических пород и очень редок в базитах. Отсюда полагают наличие кислой гранитной коры такого возраста. Древнейшие гнейсы Акаста из северо-западной Канады, имеющие возраст 3,96 млрд лет, судя по Sm-Nd изотопии, образовались из сиалического источника с модельным возрастом 4,1 млрд лет, т.е. и для этого региона могла существовать сиалическая кора в лунную стадию.

Сторонники базитовой первичной коры ссылаются на такой состав коры Луны, Венеры, Марса, а также на наличие ксенолитов базитовых пород даже среди самых древних сиалических магматических пород. Э. Ягутц и соавт. (1984) даже считают, что базитовая первичная кора Земли сохранилась в мантии в виде эклогитов, выносимых на поверхность кимберлитами в виде мантийных ксенолитов, поскольку Sm-Nd модельные изотопные возраста некоторых эклогитов из нодулей в кимберлитах составляют ~4,4–4,2 млрд лет.

На основании самарий-неодимиевой изотопии удалось также наметить самые ранние этапы деплетирования мантии Земли (*Богатиков и др.*, 1989) (млрд лет): 4,5–4,47; 4,4–4,3; 4,1–4,0. Деплетирование мантии или вынос из нее несовместимых элементов (т.е. элементов коры) был возможен только с помощью магматических процессов. Эти датировки первых магматических процессов на Земле хорошо коррелируют с датировками возрастов пород Луны: 4,51–4,46 млрд лет – образование наиболее древних лунных норитов, троктолитов и дунитов; 4,46–4,36 млрд лет – образование лунных анортозитов и KREEP-базальтов; 4,06 млрд лет – образование магнезиальных анортозитов и VHA-базальтов.

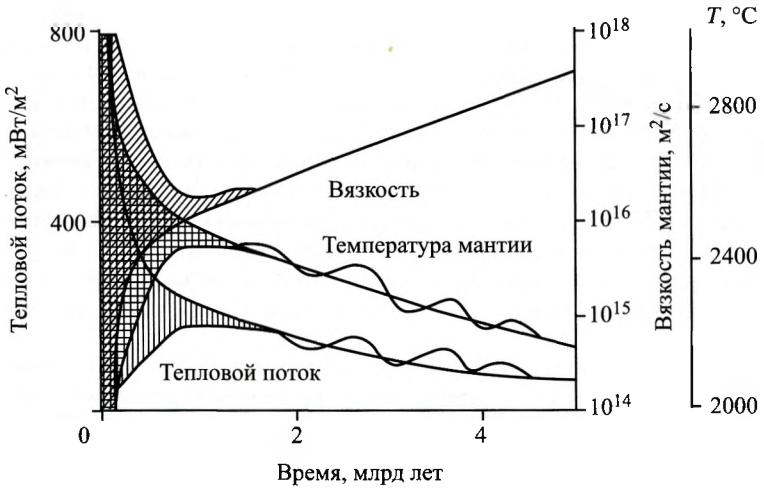


Рис. 1.23 Временные вариации температуры и физических свойств мантии [Добрецов, 1994]

На рис. 1.23 видно, что в первые полмиллиарда лет геологической истории Земли, относящихся к лунной стадии эволюции, расчетный прогноз поведения основных физических параметров Земли крайне неопределенный, что показано заштрихованными интервалами.

1.5.2. Магматизм нуклеарной стадии

Нуклеарная стадия охватывает архейскую эру нашей планеты. Магматические и метаморфические породы нуклеарной стадии представлены: 1) ассоциациями пород зеленокаменных поясов и пространственно с ними сопряженных гранито-гнейсовых куполов; 2) гнейсо-мигматит-гранулитовыми высокометаморфизованными ассоциациями; 3) породами дифференцированных тел базитов.

Зеленокаменные пояса сложены вулканогенными и гипабиссальными породами толеитовой и известково-щелочной серий в диапазоне составов от высокомагнезиальных перидотитовых коматиитов до риолитов и лейкогранитов. Соотношение базитов, андезитов и кислых пород в зеленокаменных поясах архея Канады составляет 57 : 30 : 13 [*Condie*, 1983]. Магматические породы большинства зеленокаменных поясов имеют возраст от 3,8–3,5 млрд лет (Гренландия, Южная Африка, Кольский полуостров) до 2,7–2,6 млрд лет (Северная Америка, Центральная и Западная Африка, Западная Австралия).

Коматииты имеют ультраосновный высокомагнезиальный (MgO >20%) состав и являются индикаторными для нуклеарной стадии. Они слагают низы разрезов зеленокаменных поясов, сменяясь к верху таких разрезов базальтами и кислыми породами. Последние представлены тоналитами, трондъемитами, дацитами, риолитами. Более ранние архейские зеленокаменные пояса, содержащие обильные коматииты, отличаются бимодальным базальт-дацитовым строением, практически без андезитов, в то время как более поздние пояса (2,7–2,6 млрд лет) наряду с базальтами и кислыми породами содержат обильные андезиты. Если зеленокаменные пояса сравнивать с магматизмом современных геодинамических обстановок, то бимодальные пояса сопоставляются с рифтами, а пояса с базальт-андезит-дацитовыми ассоциациями – с островными дугами.

Наиболее распространенными породами гнейсо-мигматит-гранулитовых областей являются “серые гнейсы”, занимающие до 80% площади архея на древних щи-

тах. В "серых гнейсах" преобладают трондъемиты, в меньшей степени тоналиты, метаморфизованные вплоть до гранулитовой фации. Эти породы геохимически и в изотопном отношении примитивны, т.е. они имеют низкие первичные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (от 0,701 до 0,702–0,704), обогащены Cr, Ni, Co, Ti, обеднены литофильными элементами-примесями, т.е. по составу отвечают примитивным андезитам.

Примерами архейских дифференцированных тел базитов являются массив Монче-Чуна-Волчьих тундр на Кольском полуострове, Великая дайка Зимбабве в Африке, силл Стиллуотер в Северной Америке. Эти и многочисленные другие тела имеют расслоенное строение, в котором принимают участие расслоенные ультраосновные породы (гарцбургиты, бронзититы, хромититы), нориты, габбро, анортозиты.

В конце нуклеарной стадии (2,6–2,5 млрд лет) сформировались автономные габбро-анортозитовые тела.

В целом для магматизма и метаморфизма нуклеарной стадии типичен ареальный площадной характер распространения, формирование изверженных пород нормальной щелочности толеитовой и известково-щелочной серий. Индикаторными породами являются перидотитовые коматииты, "серые гнейсы", обедненные калием, расслоенные плутоны с анортозитами. К концу стадии сформировались ядра щитов и оснований древних платформ.

1.5.3. Магматизм кратонной стадии

В эту стадию произошла консолидация и объединение протоконтинентальных ядер нуклеарной стадии в жесткие стабилизированные блоки земной коры – кратоны, на которых формируются платформенные чехлы и образуются первые типично платформенные магматические ассоциации – траппы. Появляются первые магматические ассоциации субщелочной и щелочной серий (см. рис. 1.22). В конце стадии возникают анортозит-рапакиви-гранитные ассоциации, внедряются лейкократовые и щелочные граниты, формируются первые массивы карбонатитов. По мнению Н.Л. Добрецова, кратонная, или переходная, стадия заканчивается на рубеже около 1,8 млрд лет.

Тектоническая и магматическая специфика кратонной стадии проявляется в сочетании черт более ранней нуклеарной стадии с особенностями более поздней континентально-океанической стадии.

Унаследованность от ранней стадии проявилась в продолжении развития зеленокаменных поясов. Зеленокаменные пояса с возрастом 2,5–2,2 млрд лет известны в Австралии, Южной Африке, Карелии, Украине, Северной Америке.

В то же время стабилизация земной коры или ее кратонизация способствовала развитию в ней хрупких деформаций и появлению крупных дайковых поясов, линейных поясов расслоенных плутонов, грабенообразных структур. Все это характерно для магматизма более поздней континентально-океанической стадии.

Примером раннепротерозойского расслоенного плутона является Бушвельдский (65 тыс. км^2, возраст 2,2–2,0 млрд лет). Он, как и другие аналогичные массивы, сложен "слоями" дунитов, гарцбургитов, ортопироксенитов, норитов, габбро-норитов и др.

По крайней мере с 2,0 млрд лет возникли породы анортозит-рапакиви-гранитной ассоциации (нередко с онгонитами и Li–F гранитами), образующие линейный пояс по периферии Восточно-Европейской платформы (Украина, Латвия, Польша, Финляндия, Швеция).

Раннепротерозойские траппы известны на Сибирской, Африканской, Австралийской и Южно-Американской платформах. На Сибирской платформе это дайки с возрастом ~2 млрд лет, на Американской платформе их возраст 2,2 млрд лет, на Южно-Американской платформе (Гвианский щит) дайки и силлы с возрастом 2,085 млрд лет.

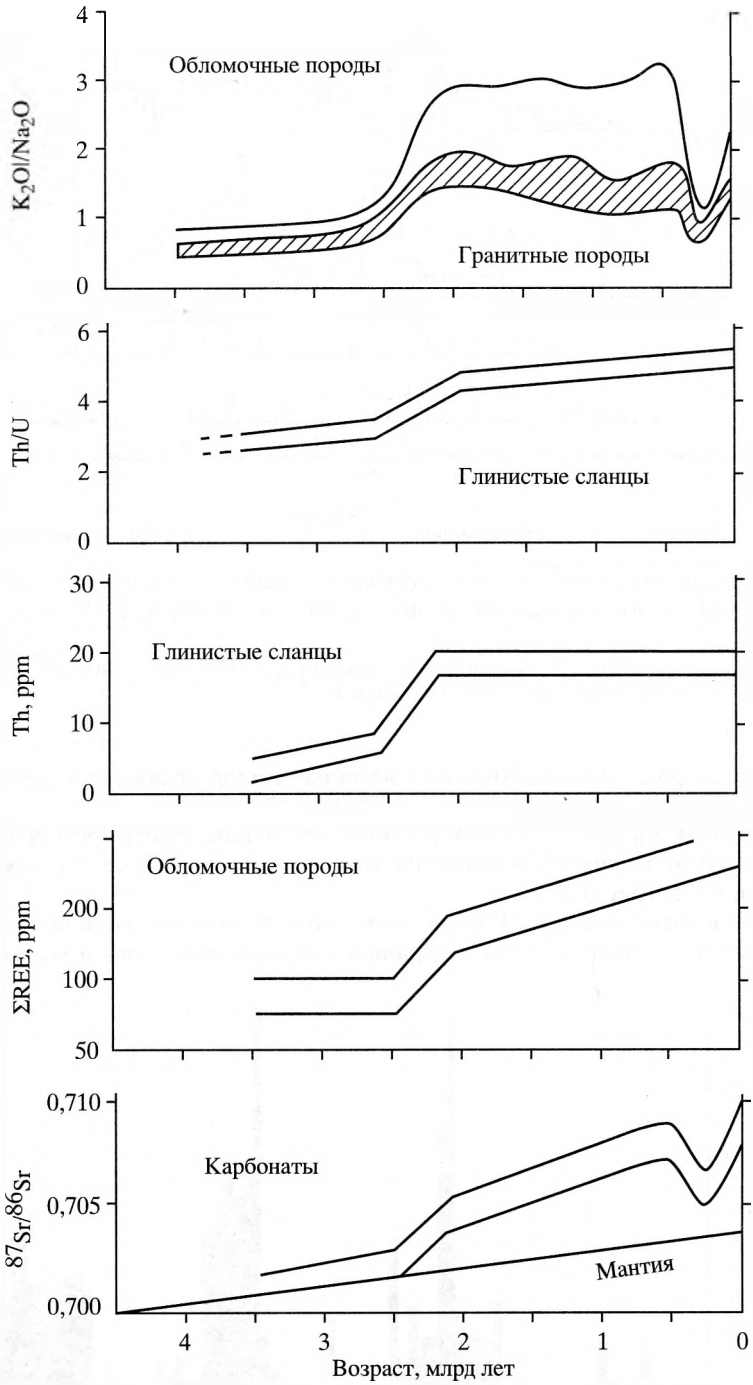


Рис. 1.24. Вариации состава осадочных пород в геологической истории – отражение изменений состава континентальной коры (1982) (ppm – количество частиц на 1 млн)

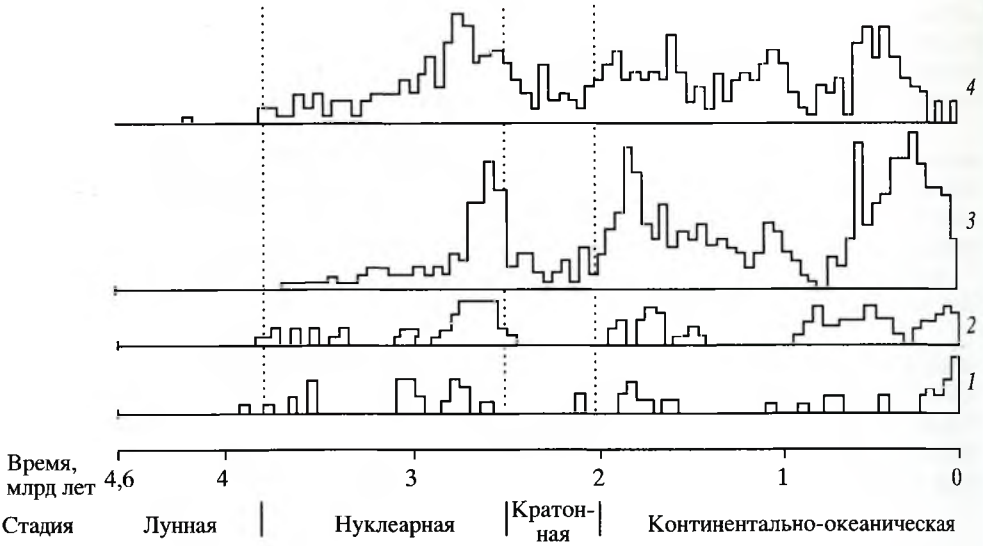


Рис. 1.25. Гистограмма распределения возрастов важнейших типов магматических и метаморфических пород корового и мантийного происхождения [*Балашов*, 1985; *Богатиков и др.*, 1989]:

1 – мантийный магматизм, *2* – тоналиты и гранодиориты, *3* – коровые гранитоиды калиево-натриевой специфики, *4* – метаморфические гнейсы и гранулиты

Примером раннепротерозойских щелочных пород являются массивы миаскитов в провинции Сьюпириор с возрастом 2398 ± 72 млн лет.

Переходный характер кратонной стадии четко фиксируется резкой сменой глобальных геохимических параметров состава усредненной (в виде осадков) континентальной коры (рис. 1.24).

Именно в интервале 2,5–2,0 млрд лет резко повышаются: величины K_2O/Na_2O в обломочных осадочных породах и в гранитах, содержание тория и редкоземельных

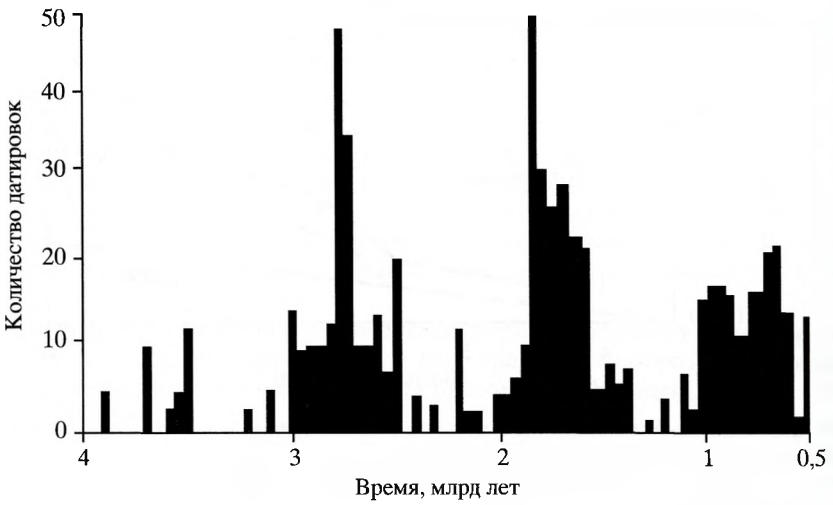


Рис. 1.26. Распределение U-Pb изотопных возрастов цирконов из магматических пород в течение геологической истории Земли [*Condie*, 1989]

элементов, соотношение легких к тяжелым редкоземельным элементам в глинистых сланцах и обломочных осадочных породах, величина $^{87}Sr/^{86}Sr$ в морских карбонатах [*Condie,* 1983]. Все эти показатели свидетельствуют о том, что в кратонную стадию состав континентальной коры обогащается калием и другими компонентами, характерными для зрелой континентальной коры, которая по составу приближается к современной.

По интенсивности магматизма кратонная стадия приходится на минимум активности как мантийного, так и корового магматизма (рис. 1.25, рис. 1.26).

1.5.4. Магматизм континентально-океанической стадии

Главной особенностью этой стадии является формирование литосферных плит типа современных, в том числе литосферных плит с океанической корой. Фрагменты этой коры представлены разновозрастными офиолитовыми комплексами в складчатых поясах. Океанская кора слагает дно современных океанов. Фактически по времени появления типичных офиолитов фиксируется наступление самой стадии. Важнейшим признаком магматизма континентально-океанической стадии является крайняя степень его разнообразия (см. рис. 1.22), чего не отмечалось в более ранних стадиях. Здесь фиксируется четкое различие магматизма дивергентных (конструктивных) и конвергентных (деструктивных) границ плит, выражающееся в широком развитии толеитовых базальтов срединно-океанических хребтов в первых, а также толеитовых и известково-щелочных дифференцированных ассоциаций (базальт–андезит–риолит) островных дуг. Третий тип магматизма стадии – внутриплитный с широким распространением щелочных пород, нередко участвующих в бимодальных базальт-риолитовых (пантеллеритовых) или базальт-фонолитовых ассоциаций.

В последний миллиард лет геологической истории магматизм мало отличался от современного. Почти все известные виды магматических пород образуются в новейшее время (кайнозой). Исключение составляют перидотитовые коматииты и анортозиты, но в виде очень редких молодых пород упоминаются и коматииты (например, в Калифорнии).

Аналоги современных толеитовых, известково-щелочных и щелочных пород проявлены в складчатых поясах и в зонах тектоно-магматической активизации (анорогенных областях).

Для ранних стадий развития складчатых поясов характерны офиолитовые ассоциации, относящиеся к фрагментам океанской коры и верхней мантии геологического прошлого. Они обычно представлены классической триадой: ультрабазиты до габбро – комплекс параллельных даек и шаровых лав (часто спилитизированных) – кремнистые осадки. Среди офиолитов выделяют фрагменты срединно-океанических хребтов, внутриплитных океанских островов типа Гавайских, окраинных морей, различных частей островных дуг, пассивные континентальные окраины, рифтовые зоны типа Красного моря. Перечисленные обстановки фиксируются по специфике вулканических пород различных петрохимических серий и их плутонических аналогов, а также по комплексам параллельных даек. Имеющиеся сейчас данные свидетельствуют об образовании большинства офиолитов в системе "окраинное море – островная дуга".

Обычно в складчатых поясах после образования офиолитов фиксируется магматизм ранних стадий, который по совокупности общегеологических данных сопоставляют с магматизмом островных дуг. Он представлен вулканическими породами толеитовой и известково-щелочной серий, очень часто андезитами, нередко бонинитами. Последние пока известны только в рамках континентально-океанической стадии. В разных складчатых поясах ранний магматизм может отвечать современному магматизму юных, зрелых и развитых островных дуг. В последних широко развиты субщелочные (шошонитовые) серии.

Как известно, островодужный магматизм возникает над сейсмофокальными зонами Заварицкого–Беньофа, являющимися границей субдуцированных плит. Индикаторами этих зон являются метаморфические пояса высоких давлений (глаукофановые сланцы, алмазоносные эклогиты и т.п.). Их формирование фиксируется приблизительно с 750 млн лет с очень редкими примерами более ранних пород такого типа.

Поздние стадии развития складчатых поясов, которые называют также орогенными, по магматизму сопоставляются с континентальными окраинами андийского, калифорнийского типов, зонами континентальной коллизии. На этих стадиях сформировалось большинство гранитов, в том числе разнообразных батолитов.

Магматические ассоциации анорогенных областей часто завершают формирование складчатых областей, но нередко пространственно не связаны с последними. Эти ассоциации близки к современному внутриплитному магматизму континентов. Это в основном щелочной магматизм, карбонатиты, бимодальные базальт-риолитовые ассоциации, траппы, кимберлиты и лампроиты. В складчатых областях, как и во многих обстановках океанического дна, этот магматизм связан с мантийными плюмами и может проявляться на самых разных стадиях развития складчатых поясов.

Типичные складчатые пояса известны, начиная с гренвильской орогении (~1,1 млрд лет) и наиболее интенсивно формировались в байкальское (пан-африканское) время – в конце венда, в каледонское – в ордовике-силуре, в герцинское – в карбоне и в альпийское (кайнозой) время. Считается, что после каждого из перечисленных орогенических событий возникали крупные суперконтиненты (например, позднепротерозойская Родиния, каледонская Гондвана, герцинская Пангея и т.п.), затем распавшиеся в результате рифтогенеза и раскрытия океанов.

В начальные моменты континентально-океанической стадии еще сохраняются некоторые элементы более ранних стадий. Например, в интервале 1,7–1,6 млрд лет наступил "расцвет" анортозит-рапакиви-гранитной ассоциации, образующей Балтийско-Украинский, Транссибирский, Северо-Американский пояса. Фиксируется мощный всплеск кислого магматизма позднепротерозойского цикла, отраженный на рис. 1.25 и рис. 1.26.

В целом в континентально-океаническую стадию происходит в основном перераспределение сиалической коры, в меньшей степени ее наращивание ювенильным материалом. Наличие широкого разнообразия щелочных пород свидетельствует о плавлении мантии на все более глубоких горизонтах и с привносом вещества из нижней мантии, что нередко называют метасоматической переработкой мантии. Механизмы тектоники литосферных плит получают широкое развитие, что фиксируется по наличию офиолитов и метаморфических пород высокого давления (глаукофановые сланцы). В более явном виде необратимые изменения магматизма проявлены в практическом исчезновении одних магматических ассоциаций и появлении других. Так, к концу нуклеарной стадии почти исчезают перидотитовые коматииты и анортозиты, но появляются некоторые первые щелочные породы. В конце кратонной стадии возникают, а затем исчезают граниты-рапакиви, проявляется все разнообразие щелочных пород, включая карбонатиты.

Некоторые геологи придают большое значение границе между докембрием и фанерозоем (544 млн лет). Действительно, на этой границе, а точнее, в позднем рифее, как считается, изменилась экологическая обстановка на поверхности Земли: крупнейшие и частые позднедокембрийские оледенения сменились теплым климатом, состав морской воды обогатился радиогенным стронцием, азотом, фосфором, кремнеземом, органическим углеродом, резко изменился и расцвел органический мир, появились *Metazoa* и многоклеточные организмы с кремнистым и фосфатным, а затем и карбонатным скелетом. Это вызвало интенсивное образование черных сланцев, нефти, фосфоритов, эвапоритов [*Windley*, 1995]. На характере магматизма

в глобальном масштабе это не сказалось, но отчетливо проявилось в характере метаморфизма: появились в массовом масштабе комплексы ультравысоких давлений (например, алмазоносные породы Кокчетавской глыбы). Породы этих комплексов извлечены из самых глубоких (до 200 км) частей зон субдукции. В палеозое изменились и параметры метаморфизма большинства поясов в сторону большей контрастности, в частности, в фанерозое более широко распространены глаукофановые сланцы и эклогиты [*Maruyama*, 1998].

Главный вывод, вытекающий из анализа общей направленности эволюции магматизма в истории Земли, сводится к утверждению последовательного расширения спектра составов магматических пород. В процессе эволюции к древнейшим ассоциациям магматических пород толеитовой и известково-щелочной серий последовательно подключаются все более многочисленные ассоциации субщелочных и щелочных пород, приводя в итоге к имеющемуся в настоящее время разнообразию магматических пород (см. рис. 1.22).

Магматизм и метаморфизм в процессе эволюции превращается из площадного явления в локальные (поясовые и очаговые). По мере кратонизации континентальной коры и литосферы все большее развитие получает приуроченность магматизма и метаморфизма к разломам и трещинам или к границам разнообразных, в том числе крупных литосферных плит. Метаморфизм с повышенными величинами температура/давление (*T*/*P*) (гранулиты) дополняется метаморфизмом с пониженными значениями *T*/*P* (глаукофановые сланцы, алмазоносные эклогиты). В процессе эволюции в земной коре заметно снижается геотермический градиент (см. рис.1.22 и рис. 1.23).

При общем расширении спектра составов магматических пород отмечается смена примитивного коматиит-базитового и трондъемит-тоналитового магматизма глубоко дифференцированным с усилением роли K–Na сиалического и щелочного магматизма. Эта направленность эволюции магматизма подтверждается эволюцией состава осадочных пород, отражающей специфику размываемых коренных пород. По данным В.Н. Холодова [1981] в нуклеарную стадию размывались и выветривались преимущественно ультрабазиты и базиты, в связи с чем формировались специфические железистые кварциты. В кратонную стадию за счет размыва кислых пород кратонов появляются мощные толщи граувакк, аркозов, конгломератов (в том числе золотоносных и ураноносных), кремнистых осадков, реже карбонатов. С фанерозоя роль магматических пород в образовании осадков резко падает за счет роста площадей древних осадочных пород. Эволюция осадочных пород шла от планетарных и однородных составов к локальным литологически пестрым составам.

В процессе геологической истории отмечается уменьшение относительных площадей земной поверхности с повышенной эндогенной активностью, т.е. проявляется известная тенденция к стабилизации тектонических структур, а к концу докембрия кратонизации подвергаются все более широкие площади земной поверхности.

Наиболее очевидными и важными факторами, определяющими направленность эволюции магматизма и метаморфизма во времени, являются изменения теплового режима Земли (см. рис. 1.23), источников магматизма и механизмов дифференциации магм [*Магматические горные*...,1987]. Максимальными запасами тепла наша планета обладала вскоре после образования, когда, по мнению многих исследователей, за счет энергии аккреции, гравитационного уплотнения и радиоактивного распада элементов произошло плавление и дифференциация ее внешней оболочки. Не случайно средний геотермический градиент, обеспечивший архейский метаморфизм, оценивается в 54 °С/км, и он уменьшился к концу среднего протерозоя (~1,0 млрд лет) до почти современной величины – 35 °С/км. В условиях высокого геотермического градиента в архее и раннем протерозое превалировал гранулитовый метаморфизм и был невозможен глаукофановый метаморфизм, для которого нужно высокое давление и низкая температура, реализуемые в современных зонах

субдукции. Многие исследователи поэтому считают, что тектоника плит или не проявилась в заметных масштабах в архее или имела большое своеобразие (тектоника малых плит в условиях высокого геотермического градиента). Большую роль в это время играл внутриплитный магматизм, связанный с поднимающимися из глубинной мантии плюмами.

Высокий тепловой поток в ранние стадии эволюции Земли был благоприятен образованию ультраосновного вулканизма (коматиитов), требующего высоких степеней частичного плавления мантии, а также массовому формированию гранитов и других кислых пород. Последнее обусловлено тем, что более крутые архейские палеогеотермобары пересекают поле стабильности магм в системе гранит–вода в области гораздо более низких давлений и в более широком интервале концентраций воды в магме по сравнению с фанерозоем, что и объясняет более широкую площадную распространенность гранитообразования в архее и раннем протерозое [*Магматические горные...*, 1987]. В связи со сказанным понятно также, что кора в нуклеарную стадию была горячей и отчасти расплавленной и текучей. Так создалась коматиит-базитовая специфика магматизма зеленокаменных поясов и трондъемит-тоналитовая специфика гранулит-гнейсовых областей нуклеарной стадии.

Постепенное снижение в процессе эволюции теплового потока сводит на нет роль ультраосновного вулканизма, приводит к возрастанию роли других магм, образующихся при более низких степенях частичного плавления мантии и на больших глубинах (субщелочные и щелочные магмы), к увеличению мощности литосферы и кратонизации коры, к смене площадного корового магматизма и регионального метаморфизма линейно-поясовым и локальным. Литосфера становилась мощной и жесткой, способной к горизонтальному перемещению по астеносфере даже в виде больших по площади плит, как это предполагается в ныне действующей тектонике литосферных плит.

Наряду со снижением теплового потока из недр Земли, важной причиной эволюции магматизма является изменение химического состава его источников. Так, коматииты нуклеарной стадии выплавлялись из относительно примитивной мантии, а гранитоиды этой стадии – из базитовой коры. Но уже с нуклеарной стадии, а возможно и раньше, все большую роль начинает играть сначала деплетированная мантия, т.е. мантия, обедненная несовместимыми элементами, образованная из примитивной мантии не позднее 3,8–4,0 млрд лет, а затем и обогащенная несовместимыми элементами мантия, являющаяся источником для щелочных магм. Обогащенная мантия могла образоваться за счет поглощения (рециклинга) корового материала в зонах субдукции либо за счет вовлечения в магматизм нижнемантийных источников. За счет увеличения величины K_2O/Na_2O в коре среди гранитоидов поздних стадий эволюции все большую роль играют нормальные K–Na гранитоиды.

Кратонизация коры, усиление ее стабильности и увеличение мощности было благоприятно для ассимиляции корового материала мантийными магмами, увеличению роли глубоко дифференцированных магм. Поэтому именно с кратонной стадии возникают расслоенные базитовые плутоны, проявления Li–F гранитов и онгонитов, глубоко дифференцированных щелочных пород.

На основании сказанного можно заключить [*Магматические горные...*, 1987], что такие факторы, как снижение энергетического потенциала Земли, прогрессирующее обеднение верхней мантии несовместимыми, летучими и радиоактивными компонентами, вовлечение в процессы магмообразования континентальной коры, возрастание ее мощности и гетерогенности, возникновение благоприятных условий для глубокой дифференциации магм, рециклинг корового материала через мантию, увеличение доли магм с нижнемантийными источниками, обусловливают необратимый характер эволюции магматизма, выраженный в увеличении многообразия магматических пород, возрастании роли субщелочных и щелочных пород, сокращении пространственных границ проявлений магматической активности.

В заключение кратко покажем определенную корреляцию между направленной эволюцией магматизма, метаморфизма и геодинамики в геологической истории Земли с наиболее интригующими изменениями в составе атмосферы (и гидросферы) и биосферы [*Windley*, 1995]. Имеющиеся геологические данные, цитированные в только что упомянутой книге Б. Уиндли, свидетельствуют о направленной эволюции состава атмосферы и биосферы. Судя по наличию осадочных пород среди самых древних геологических образований и предполагая вынос самыми ранними на Земле вулканами тех же главных компонентов (вода, углекислота), что и современные вулканы, гидросфера и атмосфера появились на Земле практически одновременно с наиболее ранними горными породами. Изотопный состав углерода самых ранних осадочных пород свидетельствует также о появлении в них органического вещества и, скорее всего, жизни. Это предположение вызывает сейчас особый интерес в связи с открытием бактериальной жизни в метеоритах [*Розанов*, 2000]. Если это так (хотя имеется обоснованная критика этого мнения, см., например, [*Маракушев*, 2000]), то жизнь могла зародиться не только на Земле, а Земля создала уже условия для такой эволюции жизни, при которой возникали наиболее ее сложные формы, включая человека. Начало же жизни, конечно, было наиболее примитивным. Это вытекает из состава древней атмосферы, которая, скорее всего, состояла в первую очередь из углекислоты и метана при очень низком парциальном давлении кислорода. Последнее подтверждается, в частности, наличием неокисленных уранинита и пирита в раннеархейских конгломератах, которые должны были бы быть окисленными при наличии в атмосфере и гидросфере ранней Земли хотя бы небольших количеств свободного кислорода, а также наличием больших количеств легко окисляемых низковалентных железа, марганца и т.п. Специалисты считают, что ранняя жизнь была представлена одноклеточными прокариотами, использующими реакции как фотосинтеза, так и хемосинтеза. Содержание кислорода в атмосфере в это время составляло не более 10% современного. Считается, что ранняя биосфера Земли была микробной [*Заварзин*, 2000]. В этой же работе на основе значительного сходства микробных цианобактерий в течение многих миллиардов лет (вплоть до современности) делается вывод о "недарвиновской" линии развития микробных сообществ. Приведем цитату из этой работы: "....На очень обширном материале микропалеонтология показала, что....*цианобактерии не изменялись в течение более чем 2 млрд лет и вполне сходны с современными видами. Им не было нужды в эволюции... Представители древнейшей биосферы сохранились и продолжают процветать на Земле, несмотря на то что функционально аналогичные цианобактериям зеленые водоросли и их потомки – растения – прошли длительную историю изменений и приспособления*". В протерозое (1,6–1,4 млрд лет) появились эвкариоты, способные к половому делению клеток, и только 700–600 млн лет назад произошел расцвет мягкотелых *Metazoa* в виде эдиакарской фауны с разнообразными функциями тканей, требующие свободного кислорода для их роста. С начала фанерозоя проявился "взрыв" уже скелетной моллюсковой жизни, а при переходе жизни на сушу растения способствовали резкому скачку содержания кислорода в атмосфере, вплоть до современного. Если идеи микробиологов верны, то биота вплоть до позднего рифея развивалась не по-дарвиновски, и только после того, как в биосфере были заняты все экологические ниши, начался отбор видов по Дарвину [*Каныгин*, 2000]. Удобно напомнить здесь, что за геологическую историю Земли огромное количество CO_2 было выведено из атмосферы с помощью образования живого вещества и карбонатов. В связи с этим некоторые ученые считают даже полезным ожидаемое некоторое повышение углекислоты в атмосфере в XXI веке, поскольку оно может быть использовано для повышения урожайности сельскохозяйственных культур, необходимого для растущего населения Земли.

1.5.5. Периодичность магматизма и метаморфизма

Главной закономерностью периодичности или цикличности геологических процессов является ее разномасштабность и способность к наложению друг на друга разномасштабных пиков проявлений тех или иных процессов. В этом отношении, по-видимому, общая теория периодичности геологических процессов близка к волновой теории колебаний. Наиболее обоснован этот вывод на примере периодичности климатических колебаний в течение геологической истории Земли [*Чумаков*, 1995; *Добрецов, Чумаков*, 2001]. Здесь мы кратко рассмотрим периодичность в основном магматизма и метаморфизма и возможные их причины.

Вне всякого сомнения, существует разномасштабная периодичность магматизма и метаморфизма в геологической истории Земли. Как и для климата, можно выделить сверхдлинные, длинноволновые, средневолновые и многочисленные коротковолновые колебания интенсивности магматизма и метаморфизма. Сверхдлинная периодичность магматизма и метаморфизма четко продемонстрирована на рис. 1.26 и 1.27. Данные по интенсивности мантийного и корового магматизма, а также метаморфизма в геологической истории Земли взяты из работы [*Балашов*, 1985; *Богатиков и др.*, 1989].

На рис. 1.26 представлено количество датировок по цирконам (в основном из гранитов), которые отражают интенсивность в первую очередь образования кислых пород в геологической истории Земли. Могут быть выделены в первом приближении три сверхдлинных цикла наибольшей интенсивности магматизма и метаморфизма, разделенные периодами минимума активности. Главными составляющими для каждого из циклов являются сквозные магматические и метаморфические ассоциации пород, практически развитые на протяжении всей геологической истории Земли. Наиболее ранний (архейский) цикл в геологической истории Земли начался на границе лунной и нуклеарной стадий и завершился около 2,5 млрд лет назад. Последний рубеж соответствует границе архея и протерозоя Канадского щита. Этот архейский цикл мантийного и корового магматизма проявился практически на всех древних щитах кроме пока недостаточно изученного Антарктического. После этого цикла наступил относительно длительный (до 0,5 млрд лет) период слабой активности магматизма и метаморфизма. К рубежу 2,5 млрд лет приурочен конец массового формирования перидотитовых коматиитов и связанных с ними базитов архейских зеленокаменных поясов, начало появления первых щелочных пород, конец исключительного развития специфических для раннего докембрия гранит-зеленокаменных поясов [*Greenstone belts*, 1997] и гранулит-гнейсовых областей ("серых гнейсов").

С рубежа 2,0 млрд лет начинается новый позднепротерозойский цикл мантийного и корового магматизма и метаморфизма, в течение которого возникают и затем исчезают в полном объеме граниты-рапакиви, появляются и развиваются специфические глубоко дифференцированные Li–F граниты и онгониты, некоторые субщелочные и щелочные породы, получают широкое распространение самые крупные расслоенные (перидотит-габбро-норитовые) плутоны с сульфидным медно-никелевым оруденением. Но преобладают в течение этого цикла нормальные гранитоиды и плагиограниты и базит-андезит-дацитовые ассоциации.

Третий цикл высокой интенсивности магматизма и метаморфизма начинается для мантийного магматизма с рубежа примерно 1,2 млрд лет, для корового кислого магматизма – с 0,8 млрд лет и продолжается до настоящего времени.

Периодичность рассмотренных сверхдлинных циклов составляет от ~1,5 млрд лет (архей) до 500–450 млн лет (другие циклы), т.е. кратна последней величине. Периодичность около 450–500 млн лет (рис. 1.27) установлена на примере возрастов цирконов из обломочных пород Новой Зеландии [*Ireland, Gibson*, 1998], которая отвечает крупным тектоническим эпохам: каледонско-байкальской 450–850 млн лет, гренвильской 850–1300 млн лет, карельской 1550–2000 млн лет и трем более ранним

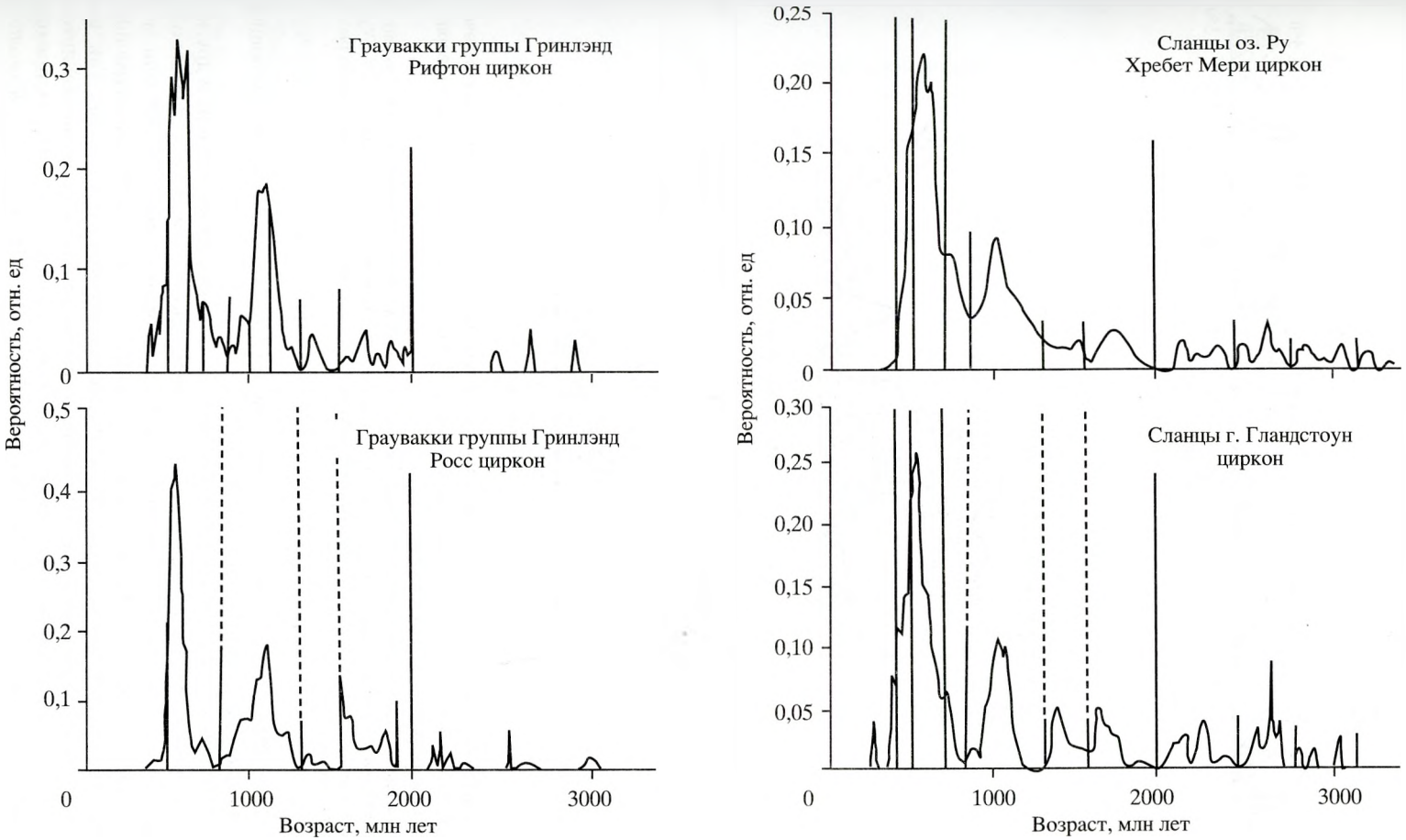


Рис. 1.27. Гистограммы распределения возрастов цирконов из осадочно-метаморфических толщ Новой Зеландии [*Ireland, Gibson*, 1998], иллюстрирующие разнопорядковую периодичность (цит. по: [*Добрецов*, 1999])

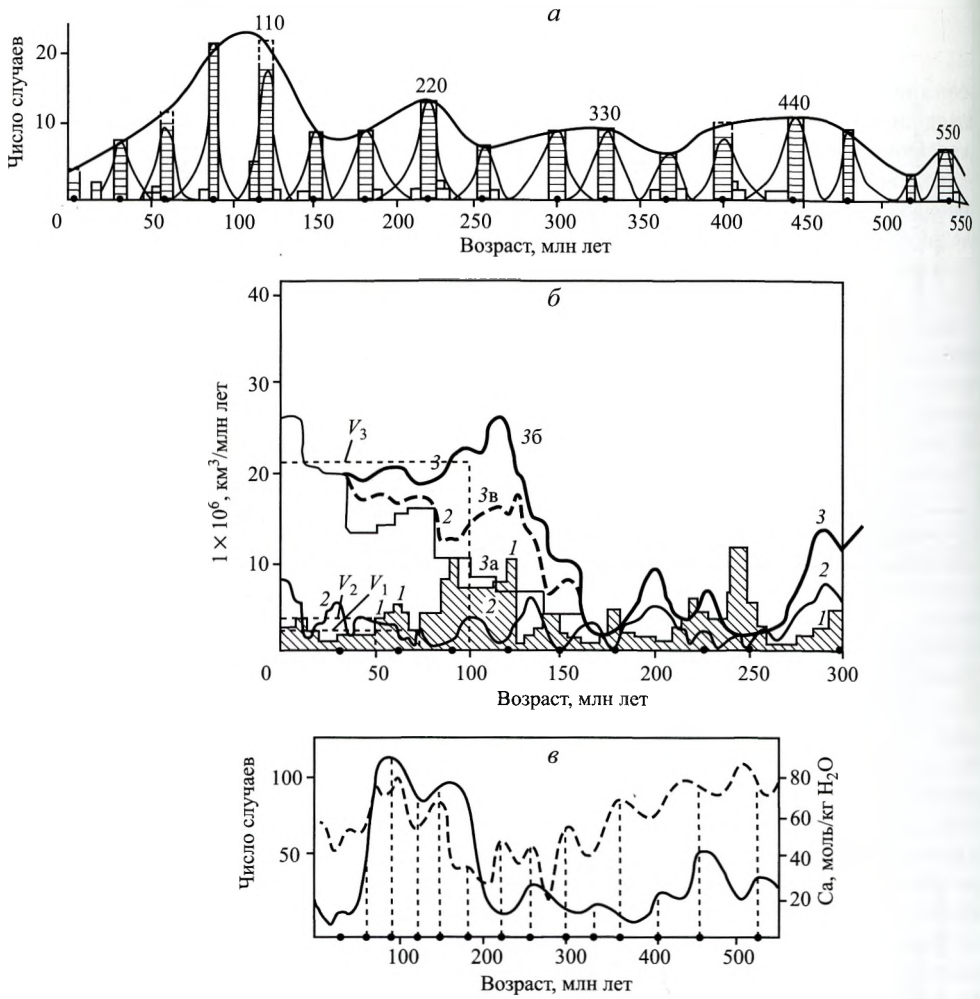


Рис. 1.28. Пики глаукофансланцевого метаморфизма в течение последних 550 млн лет (*а*); эволюция объемов магматизма (*б*); распространенность офиолитов (сплошная кривая) и вариации состава морской воды (пунктирная) (*в*);

1 – мантийно-плюмовый магматизм, *2* – известково-щелочной в зонах субдукции, *3*а, б в – толеитовый в срединно-океаническом хребте (с разным учетом мантийно-плюмового магматизма), V_1, V_2, V_3 – средние значения для последних 50–100 млн лет, точки на рис. *б* и *в* соответствуют максимумам на рис. *а* (цит. по: [*Добрецов*, 1999])

эпохам (2000–2500, 2500–3000 и 2900–3300 млн лет [*Добрецов*, 1999]), не имеющих установившихся названий.

Аналогичная картина, по-видимому, может быть показана на примере и других осадочных толщ, образовавшихся в процессе длительного размыва складчатых областей разного возраста. А.Г. Кирдяшкин и Н.Л. Добрецов цикл 450–500 млн лет обосновывают особенностями конвекции в нижней мантии. Очевидно к сверхдлинным относятся также циклы рециклинга океанской литосферы в мантии. Так, по геохимическим и изотопным данным оценивают время рециклинга океанской литосферы при двухслойной конвекции (через раздел ~670 км) в 0,8–1,0 млрд лет, при однослойной конвекции (через раздел D″) в 2,0–2,5 млрд лет [*Hofman*, 1997; *Ярмолюк и др.*, 2000].

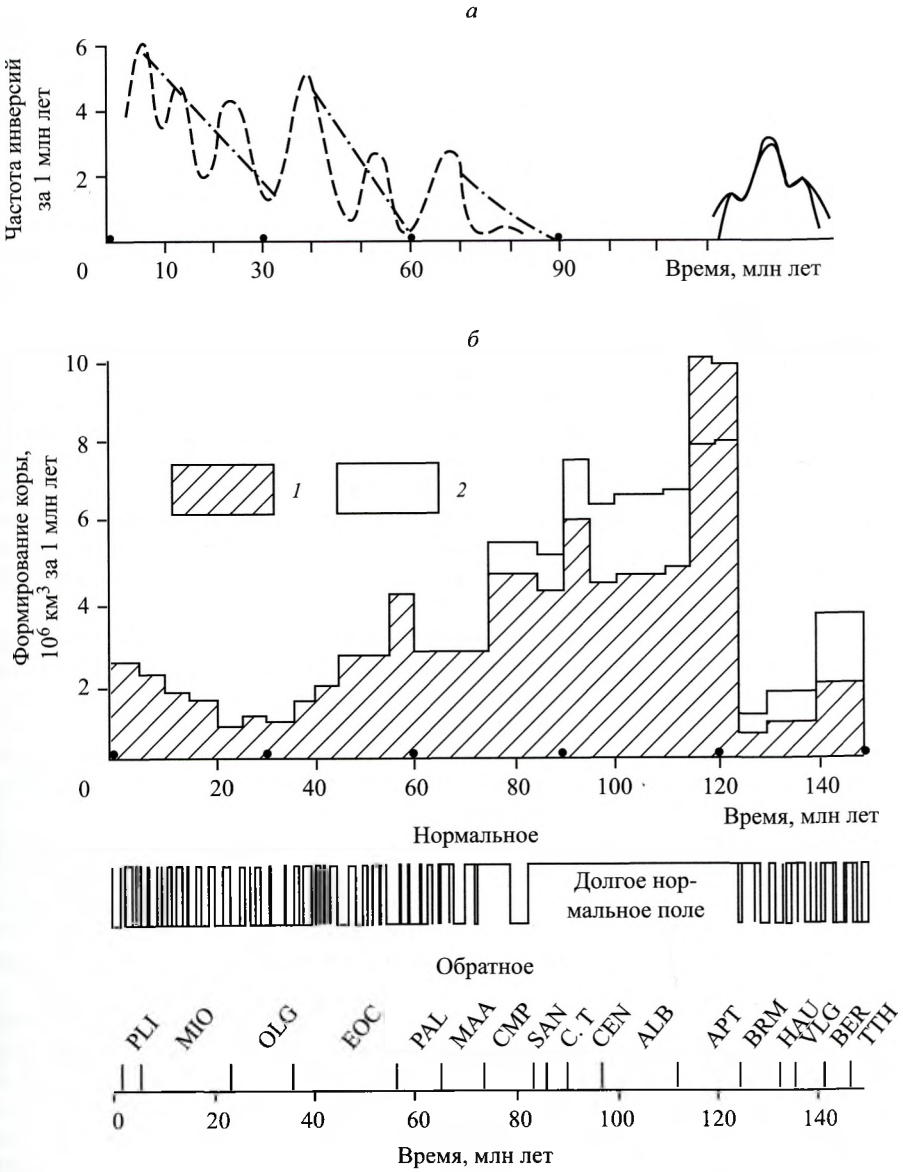


Рис. 1.29. Частота магнитных инверсий (*а*) и временная шкала магнитных инверсий (*б*), сопоставленные с интенсивностью мантийно-плюмового магматизма:

1 – океаническая кора; *2* – дополнительный объем коры, теперь субдуцированной. Каждая ступенька на гистограмме (*б*) соответствует объему океанической коры, сформированной в течение 5 млн лет

Среди длинноволновой периодичности магматизма и метаморфизма особенно характерны ~30-миллионные периоды [*Добрецов,* 1999; *Добрецов, Коваленко,* 1995]. Этой величине периодичности очень большое внимание уделяли в своих публикациях Н.Л. Добрецов и многие ученые-катастрофисты [*Global Catastrophes...*, 1990]. В последней из своих публикаций, посвященной этой теме, Добрецов [1999] показал, что на основе геохронологических данных по фанерозойским метаморфи-

ческим комплексам Японии, Корякии, Сахалина, Калифорнии и других районов мира устанавливается правильная периодичность глаукофанового метаморфизма в 27–30 млн лет (рис. 1.28, *а*). Эти периодические максимумы глаукофанового метаморфизма вполне удовлетворительно коррелируют с минимумами островодужного магматизма (рис. 1.28, *б*, *2*), с максимумами мантийно-плюмового магматизма (рис. 1.28, *б, 1*) и периодическими колебаниями содержания кальция в морской воде (рис. 1.28, *в*). Слабее периодичность эклогит-глаукосланцевого метаморфизма коррелирует с интенсивностью спрединга и магматизма в срединно-океанических хребтах и с интенсивностью офиолитообразования (см. рис.1.28). Но эта корреляция становится более четкой для "длинной" периодичности с интервалом 110–120 млн лет, кратной периодичности 27–30 млн лет.

Напомним также, что близкая к упомянутой ~30-миллионной цикличность установлена и для проявлений других геологических явлений. Так, в интервале 0–250 млн лет для излияния траппов установлена периодичность 32 ± 1 млн лет [*Caldeira, Rampino,* 1990], в интервале 0–1840 млн лет для образования карбонатитов 34 ± 1 млн лет, в интервале 0–420 млн лет для образования кимберлитов 35 ± 1 млн лет, глобальный уровень океана колебался в течение последних 250 млн лет через 33 ± 1 млн лет, максимумы тектонической активности в течение последних 600 млн лет через 33 ± 3 млн лет, частота геомагнитных обращений в течение последних 170 млн лет через 30 ± 2 млн лет [*Global Catastrophes...*,1990]. Последняя закономерность показана на рис. 1.29.

Анализируя приведенные данные можно видеть, что в течение мелового хрона интенсивного внутриплитного магматизма магнитное поле Земли было спокойным, но при снижении интенсивности внутриплитного магматизма отмечается усиление частоты магнитных инверсий с упомянутой периодичностью около 30 млн лет, а также 15 и 3–4 млн лет [*Larson, Olson,* 1991]. Периодичность изменения частоты магнитных инверсий коррелирует с частотой климатических оптимумов и интенсивностью нефтеобразования.

Наконец, напомним также, что границы геологических периодов стратиграфической шкалы фанерозоя чередуются примерно через 30 или 60 млн лет. Учитывая, что эти границы устанавливались по наиболее резкой смене видового состава органических остатков в осадочных породах, можно полагать достаточно резкую смену органического мира в геологической истории каждые 30 (реже 60) млн лет.

Коротковолновая периодичность геологических процессов показана на многих примерах, но, конечно, в течение более коротких отрезков геологической истории Земли. Так, периодичность оледенений и других климатических изменений в плейстоцене и голоцене соответствует циклам Миланковича длительностью 100, 41, 23 и 19 тыс. лет и связаны с периодическими изменениями положения Земли на гелиоцентрической орбите. Периодичность изменений климата в голоцене и в историческое время, составляющая 2 тыс. лет, 500–600 лет, 20–22 года связана с периодичностью солнечной активности.

На рис. 1.30 приведен еще один пример короткопериодических изменений температуры и содержания аэрозолей, а также содержания парниковых газов в кернах льда Антарктиды и Гренландии за последние 420 тыс. лет [*Котляков*, 2001].

Здесь намечается периодичность в 90–120 (100) тыс. лет для колебаний содержаний дейтерия, парниковых газов и пыли, около 40 тыс. лет (пыль) и 10–12 тыс. лет для мелких пиков указанных параметров. Периодичность в 100 и 40 тыс. лет обусловлена циклами Миланковича. Обращает на себя внимание незначительное несовпадение некоторых циклов (например, запаздывание пиков CH_4 и пыли по сравнению с пиками температуры) при наилучшем совпадении пиков CO_2 и температуры, а также отрицательная корреляция пиков дейтерия, парниковых газов с пиками пыли и натрия. Отрицательная корреляция пиков пыли и натрия с температу-

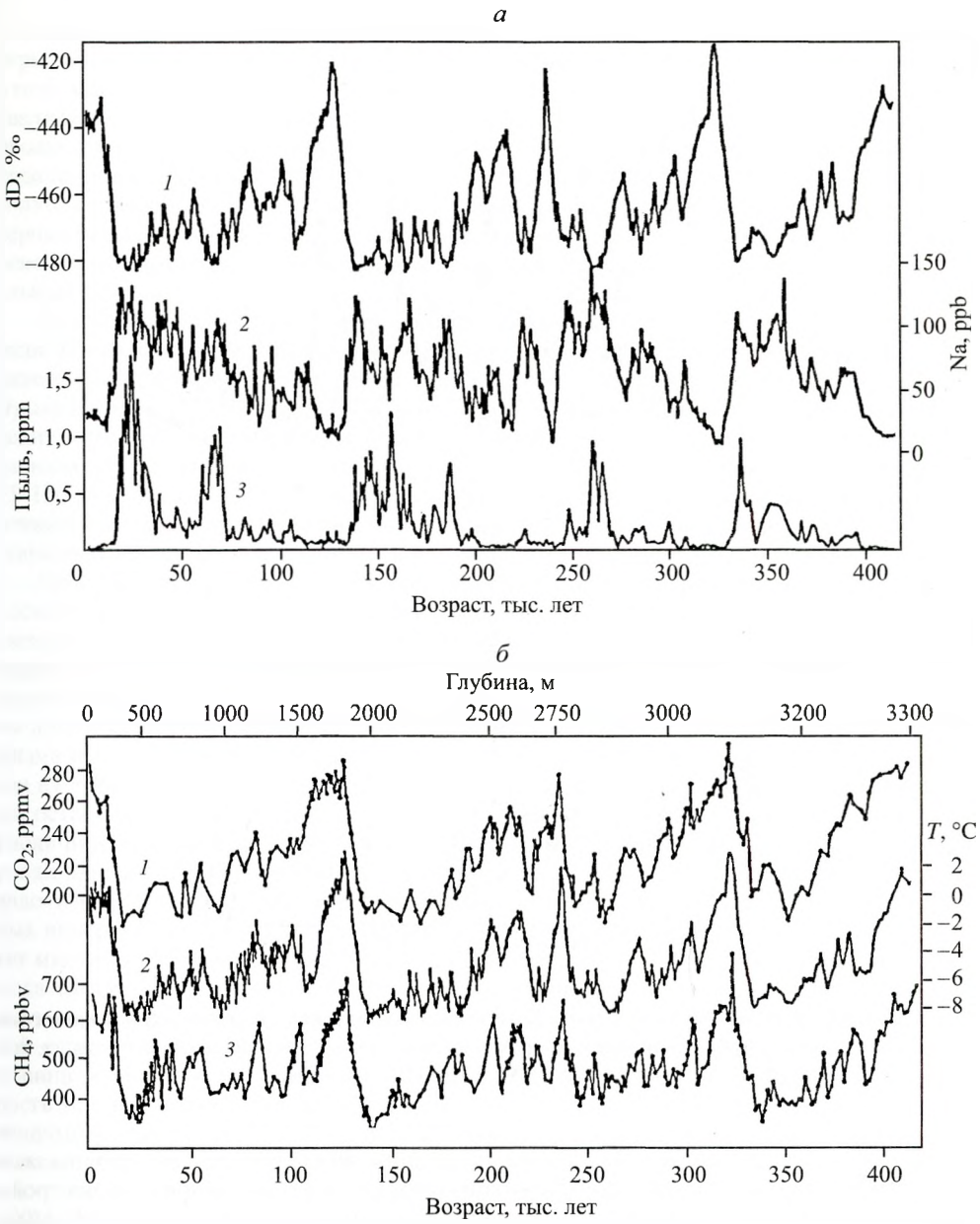


Рис. 1.30. Изменение температуры и содержания аэрозолей во льду за 420 тыс. лет (*а*) и изменение температуры и содержания парниковых газов во льду за 420 тыс. лет:

а – дейтерий (*1*), найтрий (*2*), пыль (*3*); *б* – CO_2 (*1*), изотопная температура атмосферы (*2*), CH_4 (*3*); шкале времени для льда соответствуют глубины на верхней оси. Данные [*Котляков*, 2001]

рой, видимо, связана с нарастанием активности пыльных и морских бурь при общем росте солености Мирового океана в холодные периоды.

На основе многолетнего изучения режима активности вулканов Камчатки в последние 10 000 лет [*Брайцева и др.*, 1991; 1995–1998; *Мелекесцев и др.*, 1990, 1993] показана периодичность извержений для индивидуальных вулканов (см. табл. 1.2). Ин-

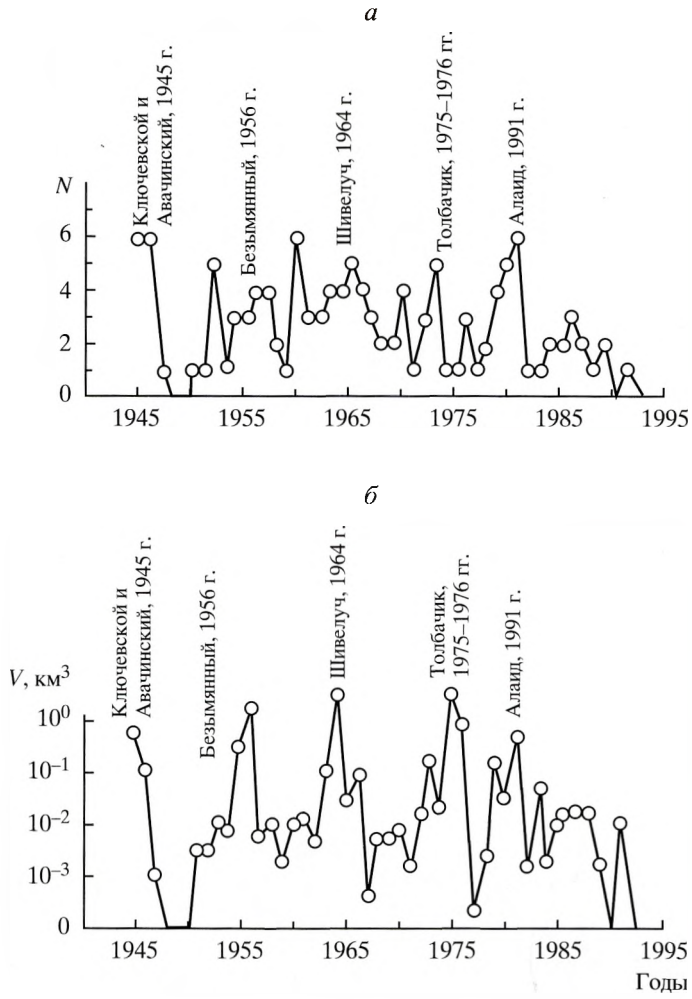


Рис. 1.31. Производительность вулканов Камчатки и Курильских островов (*N* – количество извержений в один год) (*а*) и вариации общего объема (*V*) изверженных продуктов (лавы, пирокластика, газы) (*б*) за период с 1945 по 1992 г. (по И.А. Меняйлову)

тенсивность эксплозивных извержений вулкана Шивелуч резко повышалась 8000–7500 и 1500–1300 л. н. (^{14}C). Извержения с обрушением вулканической постройки (типа вулкана Сент-Хеленс 1981 г.) происходили 500, 1100, 1450, 2000, 2760, 3700, 5500, 5700 л.н. (^{14}C). Установлена периодичность в активности вулкана Шивелуч длительностью 1000–1500 лет и частота умеренных и крупных извержений раз в 50–200 лет. Наиболее мощные доисторические и исторические извержения вулканов Камчатки по данным этих авторов нашли отражение в кислотных пиках Гренландского ледникового щита и внесли существенный вклад в похолодание климата голоцена. И.А. Меняйловым установлена еще более коротковолновая периодичность в извержениях активных вулканов Камчатки и Курильских островов с 1945 по 1992 год.

Периодичность проявлена как в количестве извержений, так и в производительности вулканов (рис. 1.31). Периодичное усиление вулканической активности Курило-Камчатского региона за исследованные 50 лет составляет 10 ± 3 года.

По данным И.А. Меняйлова для периодов усиления активности вулканов характерно двукратное увеличение числа извергающихся вулканов (до шести извержений в год), многократное увеличение расхода лавы и пирокластики (более 1 км^3 в год) и увеличение масштабов эмиссии вулканических газов (до 0,1 млн т в год). В такие периоды отмечались крупные (катастрофические) извержения, после которых происходили нарушения климата и природной среды на значительной площади. Коротковолновая, в основном 20-летняя, периодичность вулканических извержений за интервал времени 1800–1970 гг. показана и в книге [*Атлас...*, 1998]. Там же рассмотрена многопорядковая цикличность для многих природных, антропогенных и социальных процессов.

Отметим также, что цикличности подчиняется и поведение важнейших для климата Земли компонентов (вода, углекислота, сера и др.) в процессе взаимодействия литосферы с гидро- и атмосферой. Цикл углерода рассмотрен в статье [*Добрецов, Чумаков*, 2001]. К этим данным можно добавить, что морская вода гидросферы проходит через стадию гидротерм всего за 5–8 млн лет, и за фанерозойский этап, по данным А.П. Лисицина, вода гидросферы "прокачана" через океанскую кору 75–120 раз [*Лисицин*, 1991]. Напомним, что воды, оцененной по расплавным включениям и выделенной мантийными магмами, достаточно для массы воды всех существующих ныне оболочек Земли [*Коваленко и др.*, 1998].

Причины периодичности геологических процессов эмпирически связывают с космическими (изменения солнечной активности, прецессии, наклона эклиптики, эксцентриситета Земли, с импактными явлениями и т.п.), эндогенными и смешанными факторами. Например, периодичность в 22 года связана с "солнечным годом", другие коротковолновые изменения коррелируют с циклами Миланковича. Причины длинноволновой и сверхдлинноволновой периодичности магматизма, метаморфизма и геодинамики Земли остаются предметом дискуссий (эндогенная и импактная их трактовка). Однако, не исключая отдельных импактных явлений на Земле, мы остаемся сторонниками в первую очередь эндогенной трактовки этого рода периодичности. При ее аргументации напомним, что длинная, наиболее типичная периодичность в 30 млн лет определенно связана с процессами в глубокой мантии вплоть до ее границы с ядром Земли, поскольку она коррелирует с частотой магнитных инверсий (см. рис. 1.29). Магматизм, подчиняющийся этой периодичности, носит мантийно-плюмовый характер (траппы, кимберлиты, карбонатиты и т.п.). Отсюда следует, что главным регулятором периодичности геологических процессов выступают периодически возникающие крупные мантийные плюмы. Причину такой периодичности крупных мантийных плюмов видят в специфике процессов на границе ядра и мантии [*Добрецов, Коваленко*, 1995]. Предполагается, что интенсивность течений и теплопереноса в жидком ядре не компенсируются медленными течениями в нижней мантии. В результате внешнее ядро "перегревается", и в нем повышается неустойчивость течений и возрастает частота магнитных инверсий. Но как только отрывается мантийный плюм от границы ядро–мантия, эта область внешнего ядра охлаждается, устанавливаются более стабильные течения во внешнем ядре и частота магнитных инверсий снижается, либо сходит на нет (мел или пермь). По мнению Шеридан ([Sheridan, 1983], цит. по [*Global Catastrophes...*, 1990]) утонение слоя *D"* на границе ядра и мантии, где возникают наиболее глубинные и крупные плюмы, вызывает термальную нестабильность этого слоя каждые 22–30 млн лет и соответствующее увеличение частоты магнитных инверсий. Хотя данная оценка является вероятностной, но трудно представить случайной такое совпадение теоретически установленной периодичности нестабильности слоя *D"* и реальной периодичности плюмового магматизма и других геологических процессов.

Сверхдлинная периодичность, фиксируемая рис. 1.25, скорее всего, также связана с периодичностью внутриплитного магматизма. Но ответственными за эту периодичность должны были быть крупнейшие в геологической истории суперплюмы ти-

па действующего ныне Южно-Тихоокеанского суперплюма [*Maruyama*, 1994]. Не случайно минимумы магматической и метаморфической активности в геологической истории Земли (2,5; 1,6; около 1,0 и 0,6 млрд лет) совпадают с существованием суперконтинентов, в состав которых входили практически все континентальные блоки соответствующего возраста [*Windley*, 1995]. Образование суперконтинентов связано со снижением активности суперплюмов. На примере суперконтинентов Родиния (1,0–0,76 млрд лет), Гондвана (0,60–0,55 млрд лет) и Пангеи (0,21–0,19 млрд лет) показано, что их образование коррелирует с ростом величины $^{87}Sr/^{86}Sr$ в морских карбонатах, со снижением уровня океана и другими параметрами эволюции гидросферы [*Maruyama, Liou*, 1998]. Возникновение мантийных горячих суперплюмов под суперконтинентами приводит к расколу последних, "разбеганию" их фрагментов, формированию новых океанов с соответствующими геологическими и экологическими следствиями и повышению активности мантийного и корового магматизма. В цитированной работе Маруямы и Лю предполагается, что архейский мегацикл магматизма и метаморфизма обусловлен двухслойной конвекцией Земли, протерозойские циклы – двухслойно-однослойной, фанерозойские – однослойной конвекцией.

Логично предположить, что между суперплюмами и плюмами и интенсивностью конвекции в мантии существуют разные промежуточные варианты, способные накладываться друг на друга и интерферировать, что и создает сложности в выявлении строго закономерной периодичности геологических и климатических явлений и в создании теории таких явлений, в частности теории климата. Напомним, что сверхдлинные циклы с образованием суперконтинентов В.Е. Хаин назвал циклами Вильсона, циклы 150–250 млн лет – циклами Бертрана, а 30 млн – циклами Штилле [*Хаин*, 2000].

Примеры коротковолновых колебаний разнообразных геологических процессов и их взаимной корреляции с космическими причинами (вариации эксцентрицитета Земли, наклона земной оси, прецессии и т.п.) приведены во многих публикациях.

Подводя итоги сказанному о периодичности магматизма, метаморфизма и геодинамических процессов в геологической истории Земли, еще раз подчеркнем, что мы выступаем с гипотезой мантийно-плюмового регулятора "главной" (30-миллионной и более длительной) периодичности геологических процессов. Такие плюмы действуют подобно мантийной капельнице, уводя избыточное тепло ядра и переходного к мантии слоя к поверхностным оболочкам Земли. Появление крупных мантийных плюмов приводит к перестройке движения плит, ускорению спрединга (через каждые 110–120 млн лет). В такие переходные периоды происходят более частые столкновения плит в зонах субдукции и более интенсивная эксгумация пород, подвергнутых эклогит-глаукофановому метаморфизму, периодическое прекращение или ослабление островодужного вулканизма. Вместе с тем усиление интенсивности островодужного магматизма приводит из-за широкого развития эксплозивных извержений к снижению прозрачности атмосферы и к общему похолоданию, вплоть до оледенений. Изменение геометрии и направления движения плит приводит также к изменению рельефа в океанах и на континентах, к трансгрессиям и регрессиям, к изменению течений в гидро- и атмосфере и, соответственно, опять к изменению климата. Все эти процессы взаимосвязаны и проявляются периодически. Мантийно-плюмовое регулирование периодичности геологических процессов, по-видимому, снижается при переходе ко все более коротковолновой периодичности, поскольку добавляется влияние, как уже говорилось, космических, смешанных и экзогенных факторов цикличности, хотя тепловая машина Земли и сама по себе наверняка имеет многопорядковую периодичность. Наложение разнопорядковых периодических процессов друг на друга может приводить к их интерференции, возникновению нелинейных эффектов [*Пущаровский*, 1998, 1999], в частности к резонансным, вплоть до катастроф. К сожалению, эти явления в геологии и особенно в магматических и метаморфических процессах изучены недостаточно, а без этого невозможно построение общей теории эволюции Земли.

1.5.6. Взаимосвязь магматизма, геодинамики и экологии

Изучение глобальных изменений природной среды показало, что геологическое прошлое является ключом для понимания настоящего не только в геологических процессах, но и в экологии. Наша планета за свою 4,5-миллиардную геологическую историю прошла через такое множество кардинальных перестроек, коренных изменений климата, геоморфологии, биосферы и т.п., что трудно себе представить, что будет еще что-то такое, чего еще не было. Нам представляется, что для оценки современной экологии особый интерес вызывают следующие аспекты глобальных изменений природной среды. Во-первых, это – возможность найти в геологическом прошлом похожие на интересующие человечество сейчас экологические ситуации и использовать их как модели, во-вторых, это – использовать выявленные пока даже эмпирически закономерности по направленной или циклической эволюции природных процессов для прогнозов нашего ближайшего будущего. Попытаемся показать это на некоторых примерах, в первую очередь на примере вулканизма.

Как будет показано в следующих главах книги, вулканизм влияет на природную среду по разным направлениям: прямое воздействие самой извергаемой лавы или пепловых туч, связанные с извержениями землетрясения, изменения рельефа, образование катастрофических лахаров, цунами и т.д. Но особенно долговременны и глобальны воздействия вулканического вещества на атмосферу, отражающиеся на изменении климата Земли. Природная модель "ядерной зимы" на примере извержений крупнейших вулканов показывает, что последствия ядерной войны действительно соответствуют в экологическом отношении теоретической модели "ядерной зимы". На примере извержений вулканов могут создаваться модели и других катастрофических явлений: огромных селей, уничтожающих крупные города и их население, палящих туч типа уничтоживших города Помпеи и Геркулан и др. Такие модели уже широко используются в целях прогноза возможных последствий вулканических процессов.

На рис. 1.3 показаны масштабы воздействия на температуру земной поверхности пыли и пепла вулканического и техногенного происхождения [*Mitchell*, 1970]. Несмотря на то, что к настоящему времени увеличилось влияние техногенных выбросов в атмосферу на процессы изменения климата, им еще безусловно, очень далеко до влияния на климат вулканической деятельности. По крайней мере, можно с уверенностью говорить, что по интенсивности (хотя и относительно кратковременной) главными загрязнителями атмосферы, влияющими на глобальный климат сейчас и в обозримом будущем, являются вулканы, а не цивилизация.

Большую роль в вариациях климата Земли играют изменения содержания углекислоты в атмосфере и цикл этого компонента между главными оболочками нашей планеты. Так, судя по включениям CO_2 в антарктическом льду [*Joursel et al.*, 1989] концентрация этого компонента в атмосфере составляла 185 ppmv (количество частиц на миллион в объеме) для ледникового максимума и 285 ppmv для межледникового периода. Вулканы вносят свой вклад в этот цикл, рассмотренный подробнее в статье [*Добрецов, Чумаков*, 2001]. Вулканы в этом цикле играли главную роль в начале геологической истории Земли, когда парциальное давление углекислоты в земной атмосфере было максимальным. Затем роль углекислоты в земной атмосфере неуклонно понижалась и усиливалось влияние кислорода, связанного с активностью биосферы и почв. Однако углекислота и сейчас является после воды главным компонентом вулканических газов, не исключены кратковременные всплески повышения концентрации вулканической углекислоты в атмосфере и сейчас.

Короткопериодные изменения климата больше коррелируют с колебаниями содержания углекислоты в атмосфере, обусловленными биохимическими процессами и циклами Миланковича, а также перераспределением тепла океаническими

течениями, зависящими от рельефа Земли и расположения континентов [*Chandler, Rind*, 1992]. В частности, в только что цитированной работе предполагается, что глобальное потепление 80-х годов коррелирует с ростом содержания CO_2 в атмосфере. Используя этот факт и метод построения моделей на основе современных палеоанологий, было спрогнозировано максимальное увеличение концентрации CO_2 к 2025–2050 гг. до 520 ppm/моль (концентрация, аналогичная рисс-вюрмскому межледниковью) или 750 ppm/моль (как это было в плиоценовом оптимуме), когда среднеглобальная температура была на 2–4° выше современной. Имеются и другие прогнозы по лессам в Китае, по осадконакоплению в озере Байкал или в океанических областях.

Напомним, что методом палеоаналогов выполнены пространственные реконструкции-сценарии (климатические карты) для среднеглобального потепления на 1 и 2°C [*Величко*, 1992; *Величко, Нечаев*, 1992; *Величко, Лаухин и др.*, 1992]. В соответствии с этими моделями показано, что при повышении среднеглобальной температуры на 1–2° наибольшее потепление испытывают области высоких широт. К югу положительные отклонения температуры сокращаются, и в низких широтах преобладает фон со слабыми отрицательными отклонениями.

На базе климатических сценариев разрабатываются также сценарии состояния компонентов ландшафтной оболочки Земли в виде так называемых равновесных и неравновесных моделей. Первые используют в качестве палеогеографических аналогов реконструкции состояния ландшафтов в определенные моменты прошлого, характеризовавшиеся интересующей нас величиной отклонений среднеглобальной температуры от современных значений. Подобные модели, построенные для растительности, почв, многолетней мерзлоты и др., позволяют оценить тенденцию изменения состояния. Однако, учитывая короткие сроки антропогенного воздействия на климат, разрабатывают также неравновесные модели изменения многолетней мерзлоты, растительности, рельефообразующих процессов, факторов почвообразования с учетом быстрого времени их изменения под антропогенным воздействием.

Все сказанное выше показывает, что мы еще далеки от разработки строгой теории эволюции геологических процессов, включая магматизм, метаморфизм и геодинамику. Нет и строгой теории климата, способной не только объяснить имеющиеся закономерности, но и предсказать климат будущего. Тем не менее прогнозы изменения природной среды разрабатываются и нередко вполне удовлетворительно подтверждаются. В области вулканизма разработка таких прогнозов идет по двум главным направлениям: 1) на основе выявленной периодичности извержений вулканов, 2) на основе слежения за предвестниками вулканических извержений.

Оба эти направления носят эмпирический характер. В связи с этим детальность исследования имеет решающее значение для надежности прогноза. Качественный прогноз на основе периодичности, например, разработан для кайнозойского вулканизма Центральной Азии, из которого следует, что современный этап вулканизма этого региона находится на стадии повышения его активности, и есть основание ожидать здесь продолжения активного вулканизма [*Ярмолюк* и др., 1995]. Для Камчатки периодичность извержений установлена для индивидуальных вулканов.

Аналогичная работа проведена для вулкана Эльбрус на Кавказе [*Богатиков и др.*, 2001]. Показано, что этот вулкан активен и возможно его извержение с катастрофическими последствиями, прогноз которых разрабатывается. Более детальная периодичность в 10 ± 3 года для Камчатки и Курильских островов установлена И.А. Меняйловым, который прогнозировал увеличение вероятности крупных извержений в регионе начиная с 1993 г. Судя по извержениям многих вулканов Камчатки с 1997–98 гг., этот прогноз оказался достаточно правдоподобным. С.А. Федотов на основании изучения предвестников извержений точно (до часов) предсказал извержение вулкана Толбачик. За началом его извержения могли наблюдать приглашенные журналисты.

Глава 2

НОВЕЙШИЙ $\left(N_2^2 - Q_4\right)$ ВУЛКАНИЗМ КАМЧАТКИ

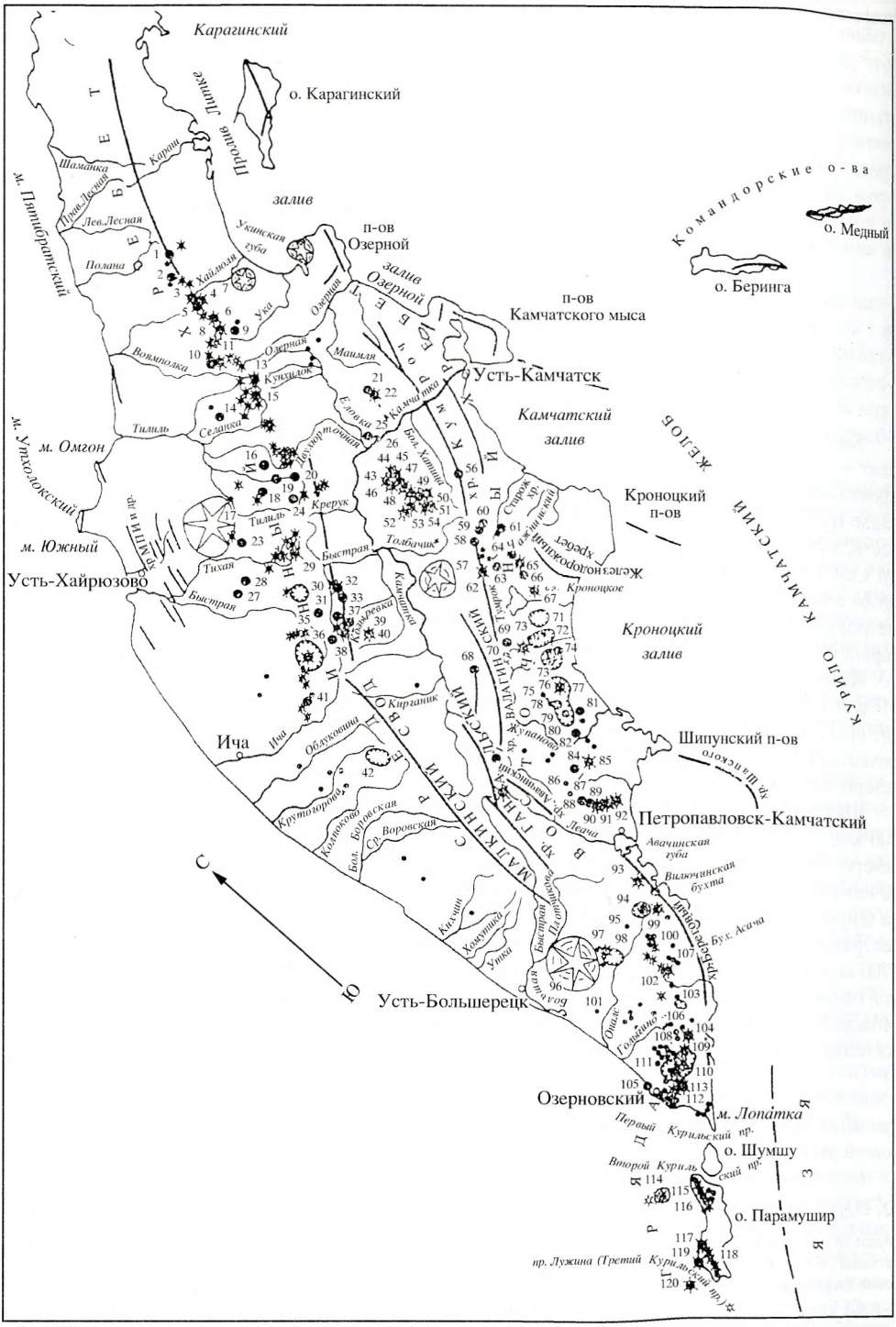
Камчатка и Курильские острова, приуроченные к зоне перехода океан–континент – самые обширные на территории Российской Федерации регионы массового проявления молодого вулканизма, где сосредоточены сейчас и все действующие вулканы (рис. 2.1). Вместе они составляют Курило-Камчатскую вулканическую область, пространственно совпадающую с одноименным звеном системы островных дуг Северо-Западной Пацифики. В настоящее время п-ов Камчатка и Курильские острова являются выступающими над уровнем моря вершинными частями 2000-километрового слабо выпуклого к востоку-юго-востоку надводно-подводного хребта, который отделяет Охотское море от остальной акватории Тихого океана (рис. 2.2).

Камчатский сегмент хребта имеет протяженность ~ 800 км (между 60° и 51° с.ш.), Курильский ~ 1200 км (между 51° и 44° с.ш.), граница между ними проходит по Первому Курильскому проливу. По всей своей длине хребет резко асимметричен: его выпуклый восточно-юго-восточный склон в 2–3 раза выше, чем западно-северо-западный.

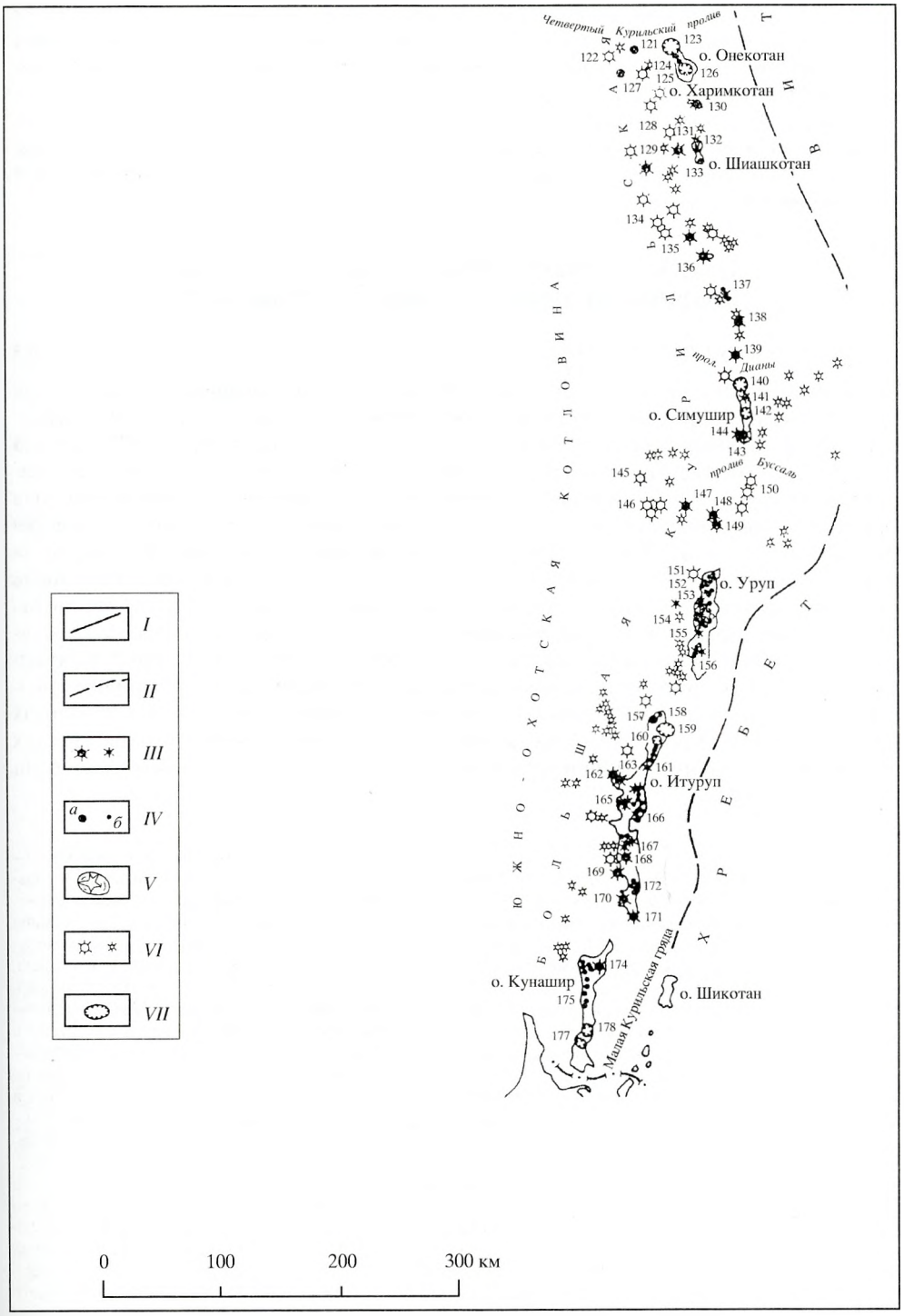
Ширина подводного основания камчатской части хребта колеблется от 300 до 700 км, максимальная ширина полуостровной суши достигает 340 км. На самом севере (район Камчатского перешейка) высоты западно-северо-западного и восточно-юго-восточного склонов хребта равны соответственно ~ 1100 и ~ 4000 м, на широте п-ва Озерного – 2800 и 5200 м, на широте вулкана Шивелуч (в районе северного окончания Курило-Камчатского глубоководного желоба) – 3700 и 7700 м, на широте г. Петропавловска-Камчатского – 4000 и 11500 м, вблизи южной оконечности полуострова (на широте вулкана Камбального) – 2700 и 10200 м. Молодые вулканические образования, включая все выраженные в рельефе положительные вулканические формы и действующие вулканы, "обеспечивают", как

Рис. 2.1. Схема расположения крупнейших вулканов и орография Курило-Камчатской островной дуги:

I – оси наземных хребтов; *II* – оси подводных хребтов, *III* – наземные позднечетвертичные $(Q_3^3 \pm Q_4)$ вулканы (высотой > 1000 м (*а*) и < 1000 м (*б*)), *IV* – наземные четвертичные $(Q_1 \pm Q_3^2)$ вулканы (высотой >1000 м (*а*) и < 1000 м) (*б*)), *V* – крупнейшие щитовые и щитообразные вулканы, *VI* – подводные вулканы (высотой > 1000 м (*а*) и < 1000 м (*б*)), *VII* – кальдеры и вулканотектонические депрессии. Арабскими цифрами на схеме обозначены вулканы: *1* – Паук, *2* – Тылеле, *3* – Острая, *4* – Снеговой, *5* – Острый, *6* – Снежный, *7* – Хайлюля, *8* – Хувхойтун, *9* – Ука, *10* – Теклетунуп, *11* – Алигей, *13* – Шишель, *14* – Шлен, *15* – Горного института, *16* – Мал. Чекчебонай, *17* – Бол. Кетепана, *18* – Чекчебонай, *19* – Переваловый, *20* – Алней, *21* – Старый Шивелуч, *22* – Молодой Шивелуч, *23* – Мал. Кетепана, *24* – Тигильский, *25* – Харчинский, *26* – Заречный, *27* – г. Большая, *28* – выс. 1401, *29* – Анаун, *30* – Уксичан, *31* – Бонгабти, *32* – Дыгерен-Оленгенде, *33* – Бол. Романовка, *34*–1742, *35* – Ичинский, *36* – Оччамо, *37* – г. Козыревка, *38* – Сухарики, *39* – Большой Козыревский, *40* – Ахтанг, *41* – Лаучан, *42* – кальдера и в. Хангар,



43 – Ближняя Плоская сопка, *45* – Ключевская сопка, *46* – Дальняя Плоская сопка, *47* – Камень, 48 – Безымянный, *49* – Овальная Зимина сопка, *50* – Острая Зимина сопка, *51* – Горный Зуб, *52* – Острый Толбачик, *53* – Плоский Толбачик, *54* – Бол. Удина, *55* – Мал. Удина, *56* – Шиш, *57* – Николка, *58–60* – вулканы хр. Тумрок, *61* – г. Конечная, *62* – Кизимен, *63* – Конради, *64* – Высокий, *65* – Гамчен,



66 – Шмидта, *67* – Кроноцкий, *68* – Безымянный, *69* – Унана, *70* – Тауншиц, *71* – кальдера и в. Крашенинникова, *72* – кальдера Узон, *73* – Узон, *74* – г. Зубчатая и другие вулканы группы Бол. Семячика, *75* – Березовый, *76–77* – кальдера и в. Мал. Семячик. *78* – Двор, *79* – кальдера и в. Карымский, *80* – кальдера Карымского озера, *81* – Пирог, *82* – Жупановские Востряки, *83* – Бакенинг, *84* – Дзендзур, *85* – Жупановский,

правило, 1/3 – 2/3 общей высоты наземной части хребта. На Камчатке с вулканами связаны и максимальные абсолютные отметки горного рельефа: Ключевская сопка – 4835 м, Камень – 4585 м, Кроноцкий – 3528 м, Корякский – 3456 м, Ичинский – 3621 м и т.д.

Высоты вершин, сложенных древними породами, не превышают 2000–2160 м. Общая длина ареала молодого вулканизма достигает почти 700 км, ширина – 250 км (см. рис. 2.2). Распространение эруптивных центров в пределах этого ареала см. в монографии [*Мелекесцев*, 1980, рис. 22].

2.1. Вулканическая предыстория и критерии выделения этапа новейшего вулканизма

Следует сразу отметить, что новейший $\left(N_2^2 - Q_4\right)$ вулканизм Камчатки начался в верхнем плиоцене отнюдь не внезапно. Известно, что интенсивная вулканическая деятельность на территории, занятой современной Камчаткой, если судить по сводке K–Ar дат вулканических и магматических пород в монографии Э.Н. Эрлиха [1973] и изотопным датировкам из более поздних работ, уже происходила, как минимум 80–100 млн л.н., а началась, по-видимому, еще раньше. В верхнем мелу она проявлялась преимущественно в глубоководных морских акваториях. Считается [*Геология СССР*, 1964; *Шанцер*, 1974; и др.], что именно тогда была сформирована эвгеосинклинальная ирунейская серия и ее возрастные аналоги, представленные преимущественно вулканогенно-кремнистыми образованиями с пластами спилитов. Для них были характерны туфы основного состава с разной крупностью обломочного материала и яшмо-кварциты (окремнелые витрокластические туфы). Ирунейская серия и ее аналоги распространены сейчас в северной части Срединного хребта Камчатки, в пределах Тигильского поднятия на Западной Камчатке, в хребтах Валагинском и Кумроч, входящим в систему Восточного хребта, в окрестностях г. Петропавловск-Камчатский и других местах. Развитие меловой эвгеосинклинали

---

86 – Вершинский, *87* – Купол, *88* – Ааг, *89* – Арик, *90* – Корякский, *91* – Авачинский, *92* – Козельский, *93* – Вилючинский, *94* – кальдера и в. Горелый, *95* – Толмачева, 96 – Бол. Ипелька, *97, 98* – кальдера и в. Опала, *99* – Мутновский, *100* – Асача, *101* – Мал. Ипелька, *102* – Ходутка, *103* – кальдера и в. Ксудач, *104* – Желтовский, *105* – хр. Явинский, *106* – вулканы хр. Детинка, *107* – вулканы гор Ходутка, *108* – вулканы Голыгинских гор, *109* – Ильинский, *110* – Паужетская вулканотектоническая депрессия, *111* – вулканические образования северной части хр. Камбального, *112* – Кошелевский, *113* – Камбальный, *114* – Алаид, *115* – вулканы хр. Вернадского (Эбеко и др.), *116* – Ферсмана, *117* – Чикурачки, *118* – вулканы хр. Карпинского (Татаринова, Ломоносова, Карпинского и др.), *119* – Пик Фусса, *120* – Ширинки, *121* – Макануруши, *122* – Авось, *123* – кальдера и в. Немо, *124* – г. Лысая, *125* – Шестакова, *126* – кальдера Тао-Русыр и в.Пик Креницына, *127* – безымянный (глубина – *132* м), *128* – Чиринкотан, *129* – безымянный (глубина – *162* м), *130* – Севергина, *131* – Экарма, *132* – Синарка, *133* – Кунтомintар, *134* – безымянный (глубина – 580 м), *135* – Райкоке, *136* – вулканы о-ва Матуа (Сарычева и др.), *137* – вулканы о-ва Расшуа (Расшуа и др.), *138* – Ушишир, *139* – вулканы о-ва Кетой (Палласа и др.), *140* – кальдера Броутона и в. Уратман, *141* – Пик Прево, *142* – кальдера Заварицкого, *143* – Мильна, *144* – Горящая сопка, *145* – Обручева, *146* – Вавилова, *147* – Броутона, *148, 149* – вулканы о-ва Черные Братья (Чирпой, Среднего, Сноу и др.), *150* – вулканический хребет на дне пролива Буссоль, *151* – вулканы района г.Десантной, *152* – вулканы северного участка хр. Шокальского (Трехглавая, Ирина и др.), *153* – вулканы южного участка хр. Шокальского (Берга, Колокол и др.), *154* – вулканы хр. Петра Шмидта, *155* – Рудакова, *156* – вулканы хр. Криштофовича (г. Высокая, Струве, Шабалина и др.), *157* – Камуй, *158* – Демон, *159* – кальдера Медвежья, в. Медвежий, Кудрявый, *160* – кальдера Цирк, *161* – вулканические образования перешейка Ветрового, *162* – Чирип, *163* – Богдана Хмельницкого, *164* – Баранского, *165* – г. Поворотная, *166* – вулканы хр. Грозного (Тебенькова, Иван Грозный, Ребуншири и др.), *167, 168* – вулканы хр. Богатырь (Буревестник, Стокап и др.), *169* – Атсонупури, *170* – кальдера и в. Львиная Пасть, *171* – Берутарубе, *172* – кальдера Урбич и другие вулканы р-на оз. Красивого, *173* – вулканы группы Руруй (Руруй, Глинки и др.), *174* – Тятя, *175* – вулканы хр. Докучаева (Герасимова, Треугольник и др.), *176* – кальдера и в. Менделеева, *177* – кальдера и в. Головнина. Хр. МПИ и др. – хребты Медвежий, Пансайтан, Ируней и др.

завершилось в самом начале кайнозоя складчатостью и общим кратковременным поднятием [*Шанцер, Шапиро*, 1984; *Авдейко и др.*, 1987].

С нижнепалеоценового времени общекамчатская палеогеография, в том числе и эволюция вулканизма, были в самом общем виде описаны А.Е. Шанцером [1974], а позднее – в еще более кратком варианте – им же с соавторами [*Авдейко и др.*, 1987] в коллективной монографии "Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей". Было показано, что в палеоцене-эоцене на Восточной Камчатке исторически развивалась зона подводного вулканизма, которая рассматривалась как вторичный регенерированный геосинклинальный прогиб. Однако более характерными для кайнозоя Камчатки являлись, по данным этих авторов, протяженные пояса континентального вулканизма, первый из которых заложился в палеоцене–раннем эоцене на крайнем западе и северо-западе Камчатки, а активное существование закончил к началу олигоцена. В олигоцене и миоцене узкий пояс наземного вулканизма возник в центральной части и на юге полуострова. Развитие вулканических зон в пределах Восточной Камчатки произошло уже в плиоцене и плейстоцене.

Предполагается, что по ряду признаков кайнозойский вулканизм района камчатского полуострова был близок к орогенному или субсеквентному вулканизму многих других складчатых областей, но обладал и рядом специфических особенностей. Элементами сходства могут служить следующие признаки: заложение вулканического пояса на складчатом эпигеосинклинальном фундаменте; преобладающий субареальный характер вулканической активности; известково-щелочной состав пород с доминированием контрастных разностей и с большой ролью андезитовых комплексов. Однако в явном виде не выражена, например, такая важная черта типичного орогенного режима как преобладание поднятий над опусканиями. Кратковременные поднятия здесь относительно быстро разрушались нисходящими тектоническими движениями с образованием грабенообразных прогибов, часто перекомпенсированных накоплением очень мощных вулканогенных толщ.

В целом схема эволюции региональной структуры Камчатки, по данным цитированных работ, представляется в следующем виде: эвгеосинклиналь – в верхнемеловое время, не до конца сформированный ороген, часто разрушаемый нисходящими тектоническими движениями – в течение большей части кайнозоя, островодужная система – в плиоцене–плейстоцене. Однако наряду с этим традиционным представлением, когда Камчатка совместно с Курилами рассматривается в виде единой островодужной системы, разрабатывается и несколько иное направление. Доказывается [*Волынец*, 1998; *Колосков*, 2001], что по некоторым моментам истории развития, структурной неоднородности, характер вулканизма (сочетанию островодужных и близких к внутриплитным вулканических проявлений, наличию поперечных вулканических поясов) и геофизическим параметрам этот регион следует относить к активной континентальной окраине.

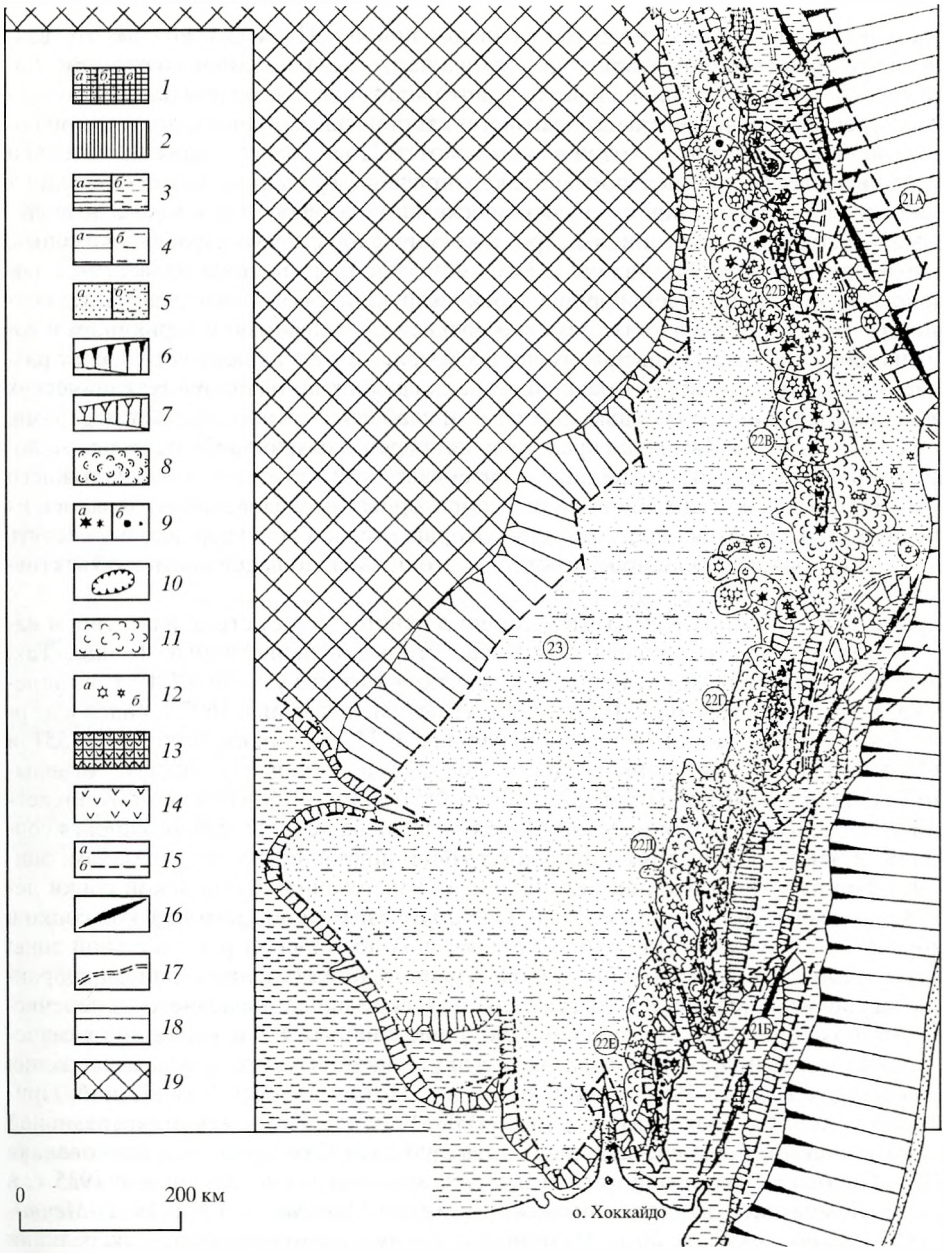
История и эволюция вулканизма и изверженных продуктов во времени и пространстве для интервала K_2-N_2^1 реконструировалась на Камчатке лишь на основании комплексного изучения фрагментов вскрытых вулканогенных толщ, когда-то слагавших конкретные вулканические постройки. Последние же в сколько-нибудь целостном виде практически не сохранились. Все это не позволило по ряду неблагоприятных обстоятельств (относительно небольшой процент из-за интенсивного размыва сохранившихся частей вулканогенных толщ, недостаточное количество надежных изотопных датировок вулканических пород, нерешенная проблема корреляции удаленных друг от друга разрезов вулканитов, сложные условия залегания, труднодоступность и т.д.) восстановить детальную приближенную к реальной картину эволюции вулканической деятельности для указанного интервала.

Гораздо более информативным в данном отношении оказался верхнеплиоцен-голоценовый этап вулканической активности длительностью порядка 3 млн лет, чему



Рис. 2.2. Схема современной морфоструктуры Курило-Камчатской островной дуги:

1 – денудационно-тектонические горы горстовых и горст-антиклинальных поднятий: участки интенсивных дифференцированных поднятий (*а*), средних (*б*) и медленных (*в*) по интенсивности поднятий; *2* – останцевые денудационно-тектонические массивы Северной и Восточной Камчатки; 3 – цокольные равнины активизированных зон, расположенные выше (*а*) и ниже (*б*) уровня моря; *4* – цокольные равнины стабилизированных участков, расположенные выше (*а*) и ниже (*б*) уровня моря; *5* – аккумулятивные равнины современных впадин, расположенные выше (*а*) и ниже (*б*) уровня моря; *6* – склоны глубоководных желобов (включая континентальный склон); *7* – континентальный склон и прочие подводные склоны; *8* – вулканические горы и равнины современных грабен-синклиналей; *9* – наземные четвертичные вулканы выше 1000 м (крупные значки) и ниже 1000 м (мелкие значки): а – позднечетвертичные, б – прочие; *10* – кальдеры и вулканотектонические депрессии; *11* – подводные вулканические горы и равнины; *12* – подводные вулканы выше 1000 м (*а*) и ниже 1000 м (*б*); *13*, *14* – аккумулятивно-тектонические поднятия, характеризующиеся большими (*13*) и малыми (*14*) скоростями тектонических движений; *15* – крупнейшие разломы, установленные (*а*) и предполагаемые (*б*); *16* – оси подводных хребтов; *17* – оси подводных впа-



дин; *18* – ложе океана; *19* – прочие морфоструктуры. Цифрами в светлых кружочках на схеме обозначены: 1–5 – горстовые и горст-антиклинальные хребты восточного побережья Камчатки (1А и 1Б – поднятия о. Карагинского и п-ва Озерного, 2 – п-ва Камчатского мыса, 3 – Кроноцкого п-ва, 4 – п-ва Шипунского, 5 – Юго-Восточной Камчатки); 6–8 – горстовые и горст-антиклинальные поднятия системы Восточного хребта (6 – хр. Кумроч, 7 – хр.Валагинского, 8 – хр. Ганальского); 9 – Малкинский свод, 10, 11 – аккумулятивно-тектонические поднятия хр. Тумрок и северной части хр. Ганальского; 12–15 – вулканические горы и равнины современных грабен-синклиналей (12 – Восточной Камчатки, 13 – Южной Камчатки, 14 – Центральной Камчатской депрессии, 15 – Срединного хребта); 16 – Центральная Камчатская депрессия, 17 и 20 – низкогорные денудационно-тектонические массивы (17А и 17Б – Тигильско-Паланская система поднятий, 20 – Хавывенская возвышенность); 18, 19 – цокольные равнины (18 – Западной Камчатки, 19 – Восточной Камчатки); 21 – геоантиклинальное поднятие внешнего хребта Курильской островной гряды (21А – северная часть, 21Б – южная часть); 22 – аккумулятивно-тектоническое поднятие внутреннего хребта (22А – Парамуширский блок, 22Б – Онекотанский блок, 22В – Симуширский блок, 22Г – Урупский блок, 22Д – Итурупский блок, 22Е – Кунаширский блок); 24 – Командорский блок Алеутской островной дуги

способствовало достаточно много объективных причин. Прежде всего то, что возникшие в это время вулканические образования чаще всего выражены в рельефе, более же древние формы по большей части уничтожены, погребены или настолько кардинально преобразованы денудационными и тектоническими процессами, что при помощи геоморфологических методов не выявляются. Подобная ситуация значительно облегчила выявление, диагностирование, картирование вулканических проявлений и установление их соотношений с невулканическими образованиями, а также позволила широко использовать материалы аэро- и космической съемки. Правда, оказалось, что верхнеплиоцен-эоплейстоценовые вулканические формы тоже подверглись интенсивному разрушению, а дешифровке и реконструкции с большим трудом поддаются только самые крупные из них. Заметно обеднен по сравнению с первичным и состав вулканических форм рельефа, имеющих возраст в сотни тысяч лет, за счет разрушения множества мелких (в меньшей степени средних по размеру) вулканических образований, особенно сложенных рыхлыми и слабосцементированными породами. Наиболее же полно на Камчатке представлены хорошо сохранившиеся самые молодые вулканические формы, возникшие в интервале от 40–50 тыс. л.н. до настоящего времени. При этом образцы пород для лабораторных исследований отбирались из конкретных вулканических построек, для которых можно было уверенно определять их тип, способ образования и происхождение, что повышало надежность и объективность вулканологических реконструкций.

Кроме того, вулканы Камчатки (особенно действующие) стали известны и начали изучаться намного раньше, чем более старые вулканогенные толщи. Так, впервые об извергающемся вулкане на Камчатке в Москве узнали в 1701 г. из донесения казачьего пятидесятника Владимира Атласова, который в 1697 г. видел извержение Ключевской сопки, а в монографиях С.П. Крашенинникова [1755] и Г.В. Стеллера [1774] приведены сведения еще о семи активных вулканах: "огнедышащих" Авачинской и Толбачинской сопках, "дымящихся" Камбальной, Кошелевской, Жупановской сопках и вулкане Шивелуч, а также недавно извергавшейся сопке Опала. В этих монографиях также достаточно подробно, по тем временам, описаны морфология действующих вулканов и их извержения: Авачинской сопки летом 1737 г.; самого сильного за последние 300 лет извержения Ключевской сопки в сентябре 1737 г.; вулкана Плоский Толбачик и Толбачинской региональной зоны шлаковых конусов в декабре 1740 г. С.П. Крашенинников первым описал собранный им на снегу в долине р. Камчатка вулканический пепел последнего из перечисленных извержений, А.П. Карпинский [1908] еще в начале XX в. выполнил химический анализ и дал подробную характеристику вулканического пепла извержения вулкана Ксудач в марте 1907 г., выпавшего в г. Петропавловск-Камчатский. Примерно тогда же по результатам работ 1908–1910 гг. Камчатской экспедицией Ф.П. Рябушинского была составлена "Карта вулканов Камчатки", опубликованная в 1928 г. Особенно интенсивно стали изучать вулканы после создания в 1935 г. в п. Ключи Камчатской вулканологической станции [*Влодавец*, 1940, 1949; *Меняйлов*, 1955; *Пийп*, 1956; *и др.*]. Материалы Аэровулканологической экспедиции 1946 г., которые послужили основой для монографии А.Н. Заварицкого [1955], "Каталог действующих вулканов СССР" [*Влодавец и др.*, 1957], "Атлас вулканов СССР" [*Святловский*, 1959] позволили уже тогда реально оценить масштабы проявления четвертичного вулканизма на Камчатке. Первые же систематические исследования на Камчатке более древних толщ вулканитов начались только при геологическом картировании (м-б 1:500000) территории Камчатки в 50-е годы XX в.

Немаловажным положительным моментом для решения задач проблемы молодого вулканизма оказалось создание непосредственно на Камчатке в конце 50-х – начале 60-х годов Камчатской комплексной экспедиции СОПС АН СССР, Геолого-геофизической обсерватории СО АН СССР и возникшего на их базе Института вулканологии, одними из главных объектов исследования которых были молодые и

действующие вулканы, их корни и строение фундамента под вулканами. При этом применялся обширный комплекс вулканологических, геофизических, геологических, геоморфологических методов исследований.

К благоприятствующим факторам можно отнести и сравнительно простое разделение по возрасту выраженных в рельефе вулканических построек: по соотношению друг с другом, по морфологии и степени разрушенности, по соотношению с лучше датированными невулканическими формами рельефа (моренами, карами, морскими и речными террасами). Особенно широко эти методы применялись в 60–70-е гг. [*Мелекесцев и др.*, 1970; *Огородов и др.*, 1972; и т.д.], когда изотопные методы датирования молодых вулканических пород еще не получили широкого распространения. Достаточно перспективным оказался и палеомагнитный метод. С конца 70-х годов удалось наладить массовое ^{14}C датирование вулканических проявлений позднего плейстоцена-голоцена (последние 45–50 тыс. лет). К настоящему времени для этих целей использовано более 1000 дат. Разработанный на основе ^{14}C датирования тефрохронологический метод позволяет сейчас успешно датировать вулканические события голоцена с точностью порядка 100–200 лет. С 90-х годов относительно неплохие результаты по датированию молодых вулканических пород и форм рельефа получены с помощью усовершенствованного K–Ar метода [*Шеймович, Карпенко*, 1996; *Шеймович, Хацкин*, 1996; *Шеймович, Головин*, 2003].

В итоге, к настоящему времени вулканические образования $N_2^2 - Q_4$ в целом на Камчатке оказались лучше изученными по сравнению с большинством других молодых вулканических областей земного шара. То же относится к эволюции вулканической активности и вещественному составу изверженных продуктов этого временного интервала, интенсивности выноса вещества на разных его этапах, проблеме формирования и разрушения вулканических построек разных типов и размеров, оценке продуктивности вулканических аппаратов, взаимодействию вулканических и невулканических процессов и многим другим аспектам. Получен ряд интересных выводов (см. ниже). Именно это и будет изложено в следующих разделах.

2.2. Типы и комплексы вулканических образований

Вулканы Камчатки и Курильской островной дуги доминируют по количеству (в сумме > 95% от общего числа вулканических форм) среди молодых вулканических образований Российской Федерации. По результатам исследований 50–80-х гг. XX в. на Камчатке выявлено ~ 7100 выраженных в рельефе разных по возрасту (от 2–2,5 млн лет до современных), типам, размерам, степени сохранности вулканических построек и их фрагментов, на Курильских островах – более 800. Здесь представлены почти все типы одноактных и многоактных вулканов вулканических плато и вулканических равнин, известных для молодых вулканических областей земного шара. Вулканические формы рельефа старше 2–2,5 млн лет на Камчатке не сохранились: они разрушены или погребены под более молодыми геологическими образованиями [*Камчатка...*, 1974; *Мелекесцев*, 1980; и др.].

Многократный, "взрывной", характер увеличения количества вулканических форм разного генезиса и возраста на Камчатке и Курилах по сравнению с предшествующим периодом объясняется прежде всего тем, что на 50–90-е гг. XX в. здесь пришелся расцвет геологических, геоморфологических, вулканологических работ, выполненных учреждениями Министерства геологии и Академии наук. Было завершено среднемасштабное (1:200000) геологическое картирование КГТУ, а также геолого-геоморфологическое дешифрирование аэрофотоснимков и космических изображений всей территории Камчатки и Курильских островов [*Камчатка...*, 1974]. На кораблях "Витязь" и "Крылатка" Института океанологии и "Вулканолог" Института вулканологии были выявлены и исследованы 97 подводных вулканов и гор



Рис. 2.3. Фрагмент лавового плато, Восточная Камчатка. (*Аэрофото*)

предположительно вулканического происхождения в Охотском море и в проливах между островами Курильской гряды, открыт громадный массив Вулканологов с действующим вулканом Пийпа в Беринговом море.

Породы камчатских и курильских вулканов отличаются большим разнообразием по химическому составу (от риолитов до базальтов), фациям, степени литификации (от рыхлых до сильно сцементированных и спекшихся) и сохранности (от совершенно свежих до интенсивно измененных агрессивными вулканическими газами и термальными растворами), физическим характеристикам (твердости, пористости, объемному и удельному весам) и другим параметрам. Самые старые из выраженных в рельефе вулканических образований на Камчатке – фрагменты (рис. 2.3) вулканических плато, крупные, сильно разрушенные щитовые и щитообразные вулканы. От небольшой части некогда существовавших, весьма многочисленных мелких положительных форм (шлаковых и лавовых конусов, экструзивных куполов и др.)

остались лишь их следы в виде отпрепарированных процессами денудации подводящих каналов – некков. Мелкие отрицательные формы (кратеры, воронки взрыва, маары и др.) уничтожены полностью. Фрагменты вулканических плато – это остатки (10–20% первичной площади) бывших обширных лавовых равнин и покровов трещинных и ареальных базальтовых излияний, поднятых позднее восходящими тектоническими движениями, а также периферических частей щитовых и щитообразных вулканов.

Они сложены преимущественно субгоризонтально залегающими 100–500-метровыми пачками базальтовых и андезибазальтовых лав, которые часто подстилаются тоже субгоризонтальными пачками пирокластики (туфы, игнимбриты), и вулканогенно-осадочных отложений. Возраст лав плато, по данным палеомагнитных определений, 600–900 тыс. лет, подстилающие породы – старше (верхний плиоцен–эоплейстоцен). Сохранившиеся под лавами плато туфы и игнимбриты – остатки еще более обширных, чем лавовые плато, пирокластических покровов, но из-за слабой стойкости к процессам денудации эти покровы к настоящему времени практически полностью уничтожены, за исключением тех мест, где они бронированы мощными лавовыми толщами. Лавы плато нередко перекрываются более молодыми вулканогенными и осадочными породами. Щитовые и щитообразные вулканы имеют сходный возраст с лавами плато. Крупнейший, пологосклонный щитообразный вулкан Уксичан (Срединный хр.) имел поперечник основания ~ 45 км и первичный объем ~ 300 км^3 [*Огородов и др.*, 1972]. Щитообразные вулканы отличаются от чисто лавовых щитовых присутствием в верхней части их построек небольшого количества пирокластического материала, большим разнообразием пород (базальты-андезиты) и несколько более крутыми склонами (4–6° – в нижней части конусов, 10–15° – в верхней). Поперечник основания у крупнейших форм (Бол. Ипелька, г.Николка и др.) достигал 35–40 км, полная высота (от подошвы до вершины) – 1,5 км, объем – 400–500 км^3 [*Камчатка...*, 1974; *Мелекесцев*, 1980].

Крупные и средние по размерам положительные формы последующих сотен лет (до 100–150 тыс. л.н.) представлены главным образом существенно лавовыми (лав в их разрезах до 60–80%) стратовулканами (СЛС): Горный Зуб, Арик, Ааг, г. Толмачева и др. Это сравнительно небольшие конуса объемом 0,5–10 км^3, поперечником основания 3–5 км и полной высотой – 0,5–1,5 км. Крутизна склонов в нижней части конусов – 6–7°, в верхней – 20–25°. Конусы вулканов умеренно и сильно (особенно их вершины) разрушены (рис. 2.4.).

Большинство шлаковых и лавовых конусов, лавовых куполов, экструзий разрушены еще сильнее и часто с трудом распознаются. Крупнейшие отрицательные формы этого времени – кальдеры обрушения. Чаще всего они разрушены или погребены под более молодыми вулканическими постройками, толщами вулканических и невулканических отложений. Видны только Паужетская кальдера (26 × 20 км, ~ 450 км^2) на самом юге Камчатки, кальдеры Хангар I (15 × 12 км, ~ 140 км^2) и Уксичан (14 × 16 км, ~ 170 км^2) в Срединном хребте, фрагмент кальдеры Горелая I на севере Южной Камчатки. Все они предположительно среднеплейстоценовые. С этими кальдерами ассоциировались громадные (сотни и тысячи квадратных километров) игнимбритовые покровы. Сейчас они почти полностью размыты, а их небольшие фрагменты сохранились лишь в окрестностях кальдер Паужетская и Хангар. Мелкие отрицательные вулканические формы рельефа по большей части уничтожены, оставшиеся сильно разрушены и видоизменены.

В современную эпоху вулканические ландшафты Камчатки в основном определяют ~ 4000 разнообразных по размерам и происхождению вулканических образований, возникших за последние 40–50 тыс. лет. К тому же возрастному интервалу относится формирование всех действующих и потенциально активных вулканов [*Мелекесцев*, 1980]. Из крупных форм самые заметные – существенно пирокласти-



Рис. 2.4. Сильно разрушенный существенно лавовый вулкан Горный Зуб (Q_2). Ключевская группа вулканов. (*Фото И.В. Мелекесцева*)

ческие стратовулканы (СПС), конусы которых на 70–80% сложены пирокластикой и на 20–30% лавами (рис. 2.5).

Они же на Камчатке обладают и максимальными абсолютными высотами: в Центральной Камчатской депрессии – вулканы Ключевской (4835 м на 19.09.1988 г.) и Камень (4579 м), на Западной Камчатке – Ичинский (3607 м), на Восточной Камчатке – Кроноцкий (3521 м), на Южной Камчатке – Опала (2460 м). Следует отметить, что наивысшая абсолютная отметка в хребтах, сложенных древними невулканическими породами, не превышает 2062 м. Состав пород СПС варьирует от базальтов до андезитов, редко до андезидацитов и дацитов. Все вулканы имеют ярко выраженную конусовидную форму с плавно изменяющейся крутизной склонов: от 8–10° в нижней части до 30–35° – в верхней. Основания конусов СПС сопрягаются с обширными поясами равнин их подножий, сформированных временными водотоками и лахарами из переотложенных продуктов извержения этих вулканов. Облик вершин конусов прямо зависит от наличия или отсутствия там кратера и его размера: острая или почти острая вершина – при отсутствии или небольших размерах кратера, усеченная, если вершина срезается крупным кратером или системой из нескольких слившихся кратеров. Наиболее крупные СПС имеют поперечник основания конусов до 15 км, полную высоту 1–3,5 км, объем построек вместе с подножиями 100–300 км^3 (Ключевская сопка, Кроноцкий, Корякский и др.). Самый мелкий СПС – конус Савича с объемом 0,3–0,35 км^3. Среди СПС часты отдельно стоящие, изолированные друг от друга формы, но нередко два или более конусов, сливаясь между собой, образуют короткие вулканические хребты: Гамчен (рис. 2.6), Крашенинникова, Малый Семячик, Жупановский, Авачинский, Горелый, Ходуткинский, Камбальный. Независимо от размеров, одиночного или группового расположения, СПС делятся на простые конусовидные с острой или усеченой вершиной и сложные (конус в конусе) типа Сомма-Везувий, похожие на знаменитый вулкан Везувий, а у вулканов Крашенинникова и Заречный наблюдается сочетание даже трех вложенных друг в друга конусов.



Рис. 2.5. Вулкан Ключевская сопка и вулканогенно-пролювиальные равнины его подножия

На переднем плане внизу – шлаковые и лавовые конусы его побочных прорывов. На заднем плане слева – вершина вулкана Камень. (*Перспективное аэрофото*)

Вулканы (Асача, Унана, Вершинский и др.), сформировавшие свои постройки до начала позднеплейстоценового оледенения, в полной мере испытали воздействие ледниковой деятельности: их вершинные части и склоны расчленены карами и торогами, а у подножий располагаются морены. После исчезновения ледников кары стали водосборными колонками верховий рек и ручьев, а троги превратились в верхние части их долин. На вулканах, активно строивших свои конуса во время оледенения, интенсивная вулканическая деятельность подавляла ледниковую, не давая возникать трогам и карам. Содержавшие до 40–50% обломочного вулканического материала ледники на конусах существовали в виде ледяных шапок толщиной не более 100–150 м. Медленно сползавшие ледники из этих шапок сгружали накопленные обломки к подножиям конусов, формируя там почти сплошные пояса холмисто-западинно-моренного рельефа – характерный признак вулканов такого возраста (Кроноцкий, Корякский, Авачинский-сомма и др.). В послеледниковье склоны конусов были расчленены густой сетью барранкосов с временными водотоками на их дне. Существенно пирокластические стратовулканы (Ключевская сопка, Карымский, Ильинский и др.), возникшие и действовавшие в голоцене, по окончании оледенения, почти не затронуты процесса-



Рис. 2.6. Вершинная часть вулканического хребта Гамчен

На заднем плане существенно пирокластический вулкан Кроноцкий ($Q_3^3 \pm Q_4$, абс. высота 3521 м). (*Фрагмент перспективного аэрофото*)

ми разрушения и имеют очень свежий, почти первозданный вулканический облик. Существенно пирокластические стратовулканы всех возрастов характерны преимущественно для Центральной, Восточной и Южной Камчатки. В Срединном хребте и на Западной Камчатке крупные и средние положительные формы представлены главным образом ~ 105 СЛС и небольшими щитовыми вулканами исландского типа. Их полная высота – от 300 до 1500 м, площадь основания – от 10 до 200 км^2, объем морфологически выраженных частей – от 2–2,5 до 35–40 км^3. Самые крупные из них – сложные многоцентровые постройки, образованные при слиянии двух и более СЛС и щитовых вулканов. Порядка десяти таких СЛС имеется и на остальной территории Камчатки. Другие крупные положительные формы последних 40–50 тыс. лет, распространенные повсеместно – экструзивные вулканы (Кизимен, Молодой Шивелуч и др.) и экструзивные массивы (Дикий Гребень, Бол. Семячик, г. Уксичан и др.) преимущественно андезитового и дацитового состава. Их полная высота достигает 1,5–2 км, а объем от 1,5–2 до 30–40 км^3.

Крупнейшие отрицательные формы представлены кальдерами типа Кракатау и гавайского типа. Одиночных кальдер типа Кракатау – четыре, а 18 входят в состав шести разновозрастных кальдерных комплексов. Все одиночные кальдеры и кальдеры трех комплексов возникли за последние 40–50 тыс. лет, в остальных трех более старые формы имеют предположительно среднеплейстоценовый возраст. Размер кальдер от 6,4 × 3,3 км, площадь 17 км^2 (Ичинская вершинная) до 13 × 19 км, площадь 160 км^2 (Опала). Время образования (45–1,75 тыс. ^{14}C лет) кальдер Крашенинникова, Узон, Карымская, Горелая II, Опала, Ксудач III–V, Паужетская II, Курильского озера–Ильинская, Хангар II определено ^{14}C методом; кальдеры Карымское озеро (Академия Наук) – уран-иониевым методом (30–40 тыс. лет). Кальдера Ксудач V, возникшая около 240 г., по параметрам – почти полный аналог своего прототипа, знаменитой кальдеры Кракатау 1883 г. Со всеми кальдерами типа Кракатау связаны обширные и большеобъемные пирокластические покровы: с позднеплейстоценовыми кальдерами – игнимбритовые и пемзовые, с голоценовыми – только пемзовые.

Все кальдеры гавайского типа объединены в комплексах Плоских сопок и Плоский Толбачик (Ключевская группа вулканов). В первом (7 × 6,4 км) – две формы: шестикилометровая позднеплейстоценовая и четырехкилометровая раннеголоценовая, ~ 9,5 ^{14}C тыс. лет. Во втором – три: внешняя раннеголоценовая, размером 3,5 × 3 км, и две внутренних, вложенных. Первая из вложенных, размером 2 × 1,8 км, возникла, вероятно, около 600 г., вторая – в ходе Большого трещинного Толбачинского извержения 1975–76 гг. Размер последней в 1977 г. – 1,615 × 1,220 км, объем полости – 0,347 км^3. Образование кальдер гавайского типа сопровождалось массовыми трещинными или многоцентровыми излияниями базальтов и андезибазальтов.

К крупным и средним по размерам отрицательным вулканическим формам относятся гигантские открытые кратеры шириной до 3,5–4,5 км, связанные с мощными направленными взрывами и обвалами на вулканах Шивелуч (рис. 2.7), Заречный, Безымянный, Тауншиц, Авачинский и др., замкнутые кратеры с поперечником 0,5–3,5 км (вулканы Крашенинникова, Хангар и др.) и такого же размера маары (Бараний амфитеатр, Ходуткинский и др.). Всего подобных форм насчитывается не менее 40. Возникновение каждой из них приводило к образованию гигантских обломочных лавин (площадь 100–300 км^2, объем до 20–30 км^3) и аллохтонов объемом до 1–3 км^3 у подножия вулканов, где эти взрывы и обвалы происходили.

Повсеместно же на Камчатке резко преобладают (их > 3500) мелкие положительные и отрицательные вулканические формы: небольшие щитовые вулканы, шлаковые и лавовые конусы, экструзивные купола разных типов, тюйя – положительные формы подледных извержений, кратеры, взрывные воронки и рвы из нескольких слившихся между собой воронок, небольшие маары (М). Почти все эти формы достаточно хорошо сохранились, легко распознаются и однозначно идентифицируются при дешифрировании аэрофотоснимков и исследованиях на местности,



Рис. 2.7. Открытый на юго – юго-запад сдвоенный кратер 1964 г. вулкана Молодой Шивелуч (южная часть – 2,2 × 2,3 км, 4 км^2; северная часть – *D* 1,75 км, 2,4 км^2) (*Фото В.Н. Набойченко*)

особенно самые свежие, созданные в голоцене по окончании позднеплейстоценового оледенения. Наиболее многочисленные из них – разнообразные по происхождению, морфологии и размерам шлаковые конуса с лавовыми потоками и без них, одиночные, объединенные в цепочки или группы. Самая большая часть их связана с площадными проявлениями базальтового ареального вулканизма в северной части Срединного хребта и на Южной Камчатке. В Северной группе вулканов Камчатки ~ 400 конусов ассоциируются с линейными региональными зонами шлаковых конусов Плоских сопок, Плоского Толбачика и Харчинско-Заречной, а также с побочными прорывами Ключевской сопки и других крупных вулканов. У самых крупных шлаковых конусов поперечник основания достигает 1,3 × 1,5 км, полная высота – 0,3–0,4 км, объем – 0,3 км^3. В среднем их параметры меньше: поперечник основания 0,2–0,3 км, высота – 0,05–0,1 км, объем 0,001–0,003 км^3, у самых мелких - < 10 тыс. м^3. Все они одноактные, время образования от нескольких дней до 1–1,5 лет. Объем мелких щитовых вулканов колеблется в пределах 0,1–1 км^3, их высота меньше, а поперечник основания намного больше (так как склоны очень пологие), чем у одинаковых по объему шлаковых конусов. Объем экструзивных куполов примерно такой же как шлаковых конусов, поперечник основания меньше, а склоны круче (до субвертикальных), преобладающий состав лав андезитовый. Тюйя на Камчатке всего несколько десятков, у них крутые склоны и плоская, иногда с небольшим уклоном, вершинная поверхность, состав пород от андезитов до базальтов. Количество простых и сложных отрицательных вулканических форм с поперечником (шириной у открытых кратеров) размером в первые сотни метров менее соизмеримо или даже превышает общее число положительных, так как почти все шлаковые конусы, многие лавовые конусы и экструзивные купола имеют, как минимум, по одной такой форме; на крупных вулканах их бывает иногда более десяти. По мере убывания размеров отрицательных форм их число очень быстро возрастает.

2.3. Структурная приуроченность участков новейшего вулканизма, вулканические районы

Районы развития $N_2^2 - Q_4$ вулканических форм приурочены на Камчатском полуострове к участкам интенсивных четвертичных прогибаний – грабен-синклиналям [*Эрлих*, 1965, 1973] Восточной и Южной Камчатки, Центральной Камчатской депрессии и Срединного хребта. Границы грабен-синклиналей являются одновременно и границами одноименных районов $N_2^2 - Q_4$ вулканизма, в которых сосредоточено ~90% всех вулканических форм этого возраста. Вулканические районы Центральной Камчатской депрессии, Восточной и Южной Камчатки традиционно объединяются в Восточную вулканическую зону протяженностью ~850 км. Соотношение структуры и современного рельефа в грабен-синклиналях не прямое, а обратное: вместо депрессий с преобладанием равнинных участков здесь развит типичный горный рельеф с относительными превышениями почти до 5 км. В отличие от других областей горный рельеф этих районов обязан своим возникновением не восходящим тектоническим движениям, а мощной вулканической аккумуляции. Практически грабен-синклинали – перекомпенсированные прогибы, в пределах которых молодым вулканизмом сформированы обширные нагорья. Главными эндогенными процессами здесь на всех этапах были вулканическая деятельность и вулканно-тектоника. Разнообразие типов вулканических проявлений и изменение их характера во времени обусловили разнообразие и закономерную смену вулканических форм. Вследствие этого история развития районов зависела в первую очередь от эволюции вулканизма. Экзогенные факторы лишь моделировали рельеф, причем часто результат их воздействия сводился на нет продолжавшейся вулканической деятельностью.

Как упоминалось выше, распространение вулканических форм и их предполагаемый структурный контроль в масштабах всей Камчатки приведены в монографии [*Мелекесцев*, 1980, рис. 22]. Вулканические образования разделены на две группы. К первой отнесены формы, возникшие за последние 50–60 тыс. лет, ко второй – все более древние, большинство из которых сформировано в эоплейстоцене-плейстоцене, но частично сюда включены выраженные в рельефе отпрепарированные вулканические и субвулканические тела плиоцена и миоцена (?). Реконструированы поля развития лавовых и лавово-пирокластических покровов верхнеплиоценового и четвертичного возраста. Разрывные нарушения определены по результатам дешифрирования космических фото- и телевизионных снимков, а также аэрофотоснимков. Подавляющее большинство их имеет молодой возраст, поскольку они рвут плиоцен-четвертичные толщи и хорошо выражены в рельефе. Однако на участках развития древних пород (Малкинский свод, хребты Валагинский и Кумроч, север Срединного хребта) наряду с молодыми закартированы и отпрепарированные (обновленные?) более старые разрывные нарушения. При картировке участков, расположенных ниже уровня моря, использованы материалы новейших океанологических и океанографических исследований.

При анализе карты [*Мелекесцев*, 1980, рис. 22] обращает на себя внимание ряд особенностей системы разрывных нарушений и распределения вулканических образований. Отмечается разный характер и рисунок сетки разрывных нарушений в пределах грабен-синклиналей, выполненных плиоцен-четвертичными толщами, с одной стороны, и участков, сложенных более древними породами – с другой. На территории грабен-синклиналей преобладающим распространением пользуются различные вулканотектонические нарушения, непосредственно связанные с вулканической деятельностью или образованием вулканотектонических структур. На участках с мощным проявлением ареального вулканизма (Южная Камчатка, север Срединного хребта) наиболее широко развиты трещины и малоамплитудные (мет-

ры–первые десятки метров) сбросы, контролирующие распределение эруптивных центров. В районах кислого вулканизма более типичны дугообразные и кольцевые разломы, ограничивающие вулканотектонические депрессии и пологие вздутия, на вершинах которых располагаются эти депрессии. Амплитуда сбросов, сопровождавших возникновение кальдер обрушения и вулканотектонических депрессий часто измеряется сотнями метров, а иногда превышает 1 км. Однако имеются и многочисленные прямолинейные трещины и малоамплитудные разломы. Особенно густая сетка разнообразных тектонических нарушений наблюдается в местах сочленения грабен-синклиналей и пограничных с ними горстовых и горст-антиклинальных поднятий.

Очень интересным образованием представляется впервые выявленная [*Мелекесцев*, 1980] крупная (280 × 130 км), овальная в плане структура в центре Камчатки. На востоке ее границей служит сложная система разломов, отделяющая эту структуру от смежных поднятий Восточного хребта. На западе граница проходит по долинам рек Быстрой и Анавгай, заложившимся по крупным разломам: на северо-западе и севере она идет через вулканический массив Алней-Чашаконджа, по долине р. Кирганик, а на правобережье р. Камчатки – по южному подножию Генерального поднятия. К северо-восточной части структуры приурочена крупнейшая на Камчатке Ключевская группа вулканов.

Быстрое накопление огромных объемов вулканитов (около 5000 км^3 за последние 250–300 тыс. лет и 7500–8000 км^3 за последние 800–850 тыс. лет) на территории Ключевской группы, вероятно, и было одной из главных причин образования этой структуры. Сама Ключевская группа вместе с ближайшим окружением стала областью интенсивного четвертичного прогибания. Реакцией на прогибание послужило компенсационное поднятие и растрескивание периферических участков (хребтов Козыревского, Быстринского, Тумрок, Кумроч). На границе зон поднятий и опусканий сформировалась сложная система разрывных нарушений и возникли многочисленные вулканические сооружения, в том числе очень крупные: Алней-Чашаконджа, Шивелуч, Кизимен и другие.

В пределах горстовых, горст-антиклинальных и сводовых поднятий, сложенных дислоцированными толщами, отчетливо картируются два типа разрывных нарушений, в целом различных по возрасту. Более древний представлен кольцевыми нарушениями, образование которых, вероятно, обусловлено процессами регионального метаморфизма, плутонизма и отчасти вулканотектоникой. Как правило, они лучше выражены на участках, сложенных наиболее древними на Камчатке меловыми, палеозойскими и допалеозойскими породами (юг Срединного хребта, Ганальский хребет), где величина общего денудационного среза измеряется многими километрами, по сравнению с районами развития более молодых толщ, характеризующихся величиной денудационного среза, не превышающей 0,5–1 км. Максимальный размер оконтуриваемых этими нарушениями структур достигает 100–120 км – крупное сводообразное поднятие, в центральной части которого располагается вулкан Хангар. Ко второму типу относится система наложенных разрывных нарушений, представленных тектоническими трещинами, сбросами, надвигами.

При дешифрировании космических снимков, сделанных с советских и американских спутников, удалось выявить большое количество дугообразных нарушений, распространенных на территории восточной части Камчатки вплоть до Центральной Камчатской депрессии. Наиболее часты нарушения, вогнутой стороной обращенные в сторону Тихого океана. Лишь на самом юге Камчатки дополнительно наблюдаются обратно ориентированные участки дуг.

Судя по тому что к нарушениям приурочены долины рек и ручьев, грабены южной части Центральной Камчатской депрессии, Средней Авачи и других, а также цепочки вулканов, эти нарушения можно трактовать как крупные зоны растяжения. На ряде участков, например в районе грабен-синклинали Восточной Камчатки, ду-

гообразные нарушения как бы дублируются, повторяясь в очертаниях параллельных друг другу бровки шельфа материкового склона, современной береговой линии и западной границы грабен-синклинали.

Избирательное распространение дугообразных нарушений (широкое развитие в грабен-синклиналях и прилежащих к ним участках морского дна и небольшое количество на восточных полуостровах) привело к характерному "пилообразному" в плане очертанию подводной и надводной частей Восточной Камчатки. Выходящие к берегам Кроноцкого и Авачинского заливов участки грабен-синклинали Восточной Камчатки напоминают как бы два гигантских "обвально-оползневых цирка", стенки которых сложены выступами дислоцированных пород миоценового и более древнего возраста, а дно занято молодыми верхнеплиоцен-четвертичными образованиями типа гигантских аллохтонов.

При рассмотрении распространения эруптивных центров хорошо видно намного более широкое и рассредоточенное распределение по площади древних образований по сравнению с молодыми. Последние по большей части оказываются приуроченными к трем линейным, кулисообразно смещенным друг относительно друга зонам северо-восточного простирания: восточной, длиной 650 км, протягивающейся от нижнего течения р. Камчатки до основания п-ова Лопатка; центральной, длиной 360 км, от вулкана Начикинского, на севере, до вулкана Николка, на юге; западной, идущей вдоль оси северной части Срединного хребта, длиной около 520 км. Восточная зона транзитная по отношению к грабен-синклинали Южной и Восточной Камчатки, так как она их пересекает, а на севере даже выходит за пределы последней. Ширина зон не превышает обычно 20–30 км. Только в некоторых местах (юг Камчатки, Ключевская группа вулканов, участок Срединного хребта к северу от вулкана Хангар) верхнеплейстоценовые-голоценовые эруптивные центры занимают более широкие участки.

Значительная протяженность, четкость и прямолинейность всех трех зон позволяет предполагать наличие под ними крупных глубинных расколов. Поэтому вполне вероятно, что структурный контроль молодых вулканов осуществляется разноглубинными разломами. Общая ориентировка зон обусловлена простиранием протяженных глубинных расколов, а расположение вулканических аппаратов в их пределах контролируется нарушениями более мелкого заложения, в том числе рассмотренными выше дугообразными зонами растяжения.

В результате совокупной деятельности эндогенных и экзогенных рельефообразующих процессов в вулканических районах были образованы: 1) вулканический (эндогенно-аккумулятивный), 2) денудационно-вулканический, 3) денудационно-вулканогенно-тектонический и 4) экзогенно-аккумулятивный типы рельефа.

Вулканический комплекс включает все неизмененные или слабо измененные процессами денудации вулканические формы независимо от их генезиса, морфологии и размеров. Сюда относятся активные вулканы и недавно возникшие вулканические образования верхнеплейстоценового и голоценового возраста. Постройки отличаются исключительным разнообразием: широко представлены существенно пирокластические и существенно лавовые стратовулканы, шлаковые и лавовые конусы, экструзивные куполы, кальдеры, кратеры, маары, равнины пирокластических и лавовых потоков. Возраст рельефа всех форм и слагающих их пород совпадает. Вулканические образования этого комплекса по большей части сосредоточены в центральных частях районов, совпадая с наиболее опущенными участками грабен-синклиналей.

К денудационно-вулканическому комплексу отнесены вулканические сооружения, средне и сильно переработанные денудационными процессами. Для всех них типично сочетание элементов слабо измененного первичного вулканического рельефа и форм, созданных другими процессами, как эндогенными, так и экзогенными. Составляющие этот комплекс постройки столь же разнообразны, как и входящие в

вулканический комплекс. Однако их возраст в целом более древний: эоплейстоцен-верхнеплейстоценовый. Характерной особенностью образований денудационно-вулканического комплекса является несовпадение возраста их рельефа и возраста слагающих пород. У менее разрушенных форм это несовпадение частичное, у сильно разрушенных – полное. Так, у относительно слабо преобразованных крупных щитовых и щитообразных вулканов этот возраст имеют только сохранившиеся от размыва участки первичных склонов основания конусов, а эрозионно-денудационный, экзарационный, нивальный рельеф расчлененных средней и верхней частей конусов – верхнеплейстоценовый-голоценовый. Сильно разрушенные стратовулканы того же возраста вообще лишены сколько-нибудь значительных фрагментов первичных склонов, поэтому их рельеф значительно моложе слагающих пород. Составляющие денудационно-вулканический комплекс постройки обычно располагаются ближе к периферии вулканических районов.

Образования денудационно-вулканогенно-тектонического комплекса созданы тремя различными типами процессов. Вначале они формировались как аккумулятивные вулканические сооружения в ходе интенсивного вулканизма верхнеплиоцен-нижнеплейстоценового возраста. Рост их проходил в прогибах, где фундамент дислоцированных пород был опущен. После прекращения вулканизма (как правило, в конце нижнего плейстоцена) возникшие вулканические формы превратились под действием процессов денудации в денудационно-вулканические. А позже, когда эти участки были вовлечены в нормальный процесс тектонического воздымания – в денудационно-вулканогенно-тектонические. В ходе последнего этапа фундамент (кавранские и более древние толщи) оказался поднятым на высоту до 200–400 м, а верхний денудационно-вулканический ярус рельефа испытал интенсивное расчленение. У денудационно-вулканогенно-тектонического комплекса наблюдается несовпадение возраста рельефа и слагающих пород – первый значительно моложе. Участки денудационно-вулканогенно-тектонического рельефа приурочены к самостоятельным поясам поднятий (своды центральной и северной части Срединного хребта), отдельным блокам в пределах горстов (бывшие поперечные прогибы, заполненные вулканическими породами и вовлеченные в поднятие вместе с горстами – хребет Тумрок, блок на стыке Ганальского и Валагинского хребтов) и воздымающимся периферическим частям грабен-синклиналей.

Экзогенно-аккумулятивный комплекс включает верхнеплейстоценовые и голоценовые экзогенные аккумулятивные равнины: аллювиальные, пролювиальные, вулканогенно-пролювиальные, ледниковые, флювиогляциальные, озерные, холмистые взрывные и обвально-взрывные.

Все вулканические районы сходны друг с другом по структуре и геоморфологии. Отличия между ними касаются главным образом относительной роли в рельефообразовании тех или иных типов вулканической деятельности, их возраста, распространения разных по генезису вулканических форм рельефа и экзогенных процессов. Наибольшим сходством обладают районы Восточной и Южной Камчатки. Для них типично широкое развитие разрушенных нижне-среднеплейстоценовых щитовых и щитообразных вулканов, обилие существенно лавовых и существенно пирокластических стратовулканов. Здесь интенсивно проявился среднеплейстоценовый-голоценовый кислый эксплозивный вулканизм, с которым ассоциируется большое количество крупных кальдер обрушения и обширные пирокластические покровы. Главная масса верхнеплейстоценовых-голоценовых эруптивных центров приурочена в них к единой полосе северо-восточного простирания. Но на территории Южной Камчатки гораздо шире представлены позднеплейстоценовые лавовые равнины, шлаковые и лавовые конусы, связанные с ареальным вулканизмом. В отличие от Южной, на Восточной Камчатке часть существенно лавовых стратовулканов сложена андезито-дацитами, а не только основными андезитами и андезибазальтами.

В вулканическом районе Центральной Камчатской депрессии главная площадь занята молодыми вулканическими постройками верхнего плейстоцена-голоцена. Специфическая его черта – преобладание крупных существенно пирокластических стратовулканов. Туфоигнимбритовые покровы и кальдеры обрушения отсутствуют. Срединный хребет – район массового проявления базальтового вулканизма в эоплейстоцене–раннем плейстоцене и в позднем плейстоцене-голоцене, а молодой кислый эксплозивный вулканизм сильно редуцирован по сравнению с Восточной и Южной Камчаткой. Детальное описание вулканических районов и отдельных их участков дано в работах, опубликованных в центральных изданиях [*Мелекесцев и др.*, 1970; *Огородов и др.*, 1972; *Камчатка...*, 1974; *Долгоживущий...*, 1980; *Мелекесцев*, 1980], поэтому ниже будут приведены лишь их краткие характеристики, снабженные геоморфолого-вулканологическими картами и схемами.

2.3.1. Вулканический район Восточной Камчатки

Вулканический район Восточной Камчатки пространственно почти совпадает с одноименной грабен-синклиналью. На большей его части распространены молодые, хорошо сохранившиеся вулканические формы с первичным рельефом или слабо разрушенные. На участках, втянутых в тектоническое поднятие, развиты преимущественно средне и сильно разрушенные вулканические образования. Наиболее крупные вулканические сооружения (Гамченский ряд вулканов, вулканы Кроноцкий, Крашенинникова, сложно построенные кальдерные комплексы Узон, Малый и Большой Семячик, Жупановская и Авачинская группа вулканов) образуют вытянутую вдоль берега океана полосу и приурочены к наиболее прогнутой части грабен-синклинали. Амплитуда относительных опусканий достигает или даже превышает 1500 м.

Грабен-синклиналь шириной 50–60 км и длиной 350 км выполнена эффузивно-пирокластической толщей плиоцен-четвертичного возраста, кровля которой образует платообразную поверхность с абсолютными отметками 700–1000 м. Движения по многочисленным разломам, секущим это плато, имеют небольшую амплитуду вертикальных перемещений (первые десятки, редко до 100–150 м).

Таким образом, можно заключить, что главные движения, сформировавшие структуру, происходили параллельно с накоплением заполнивших ее толщ или были более ранними, что менее вероятно. Сочленение грабен-синклинали со смежными участками горст-антиклинальных поднятий Восточного хребта Камчатки, Шипунского и Кроноцкого полуостровов происходит по системе крупноамплитудных сбросов. Однако последние на значительных участках перекрыты нижнечетвертичными базальтами, что определенно указывает на основные подвижки по разломам в начальный период образования структуры.

В грабен-синклинали в процессе новейшего вулканизма возникло обширное нагорье с четко выраженным двухъярусным строением рельефа. Нижний ярус (пьедестал) включает находящиеся на разных уровнях (от 0 до 1000 м) плато и равнины лавовых и пирокластических покровов, верхний – поднимающиеся над ними положительные вулканические формы: стратовулканы, щитовые и щитообразные вулканы, шлаковые конусы, экструзивные купола. В отличие от невулканических горных районов, где равнины имеют, как правило, незначительное развитие, здесь они занимают не менее половины площади района. Вулканы располагаются на поверхности плато и равнин или приурочены к крупным вулканотектоническим депрессиям – одним из важнейших элементов вулканического нагорья в средней части района.

По строению, вулканизму и истории формирования рельефа в пределах района отчетливо выделяются три участка: Кроноцко-Гамченский, Карымско-Узонский и Авачинско-Жупановский.

Кроноцко-Гамченский участок грабен-синклинали (рис. 2.8) протягивается от р. Кроноцкой на юге до г. Тумрок на севере.

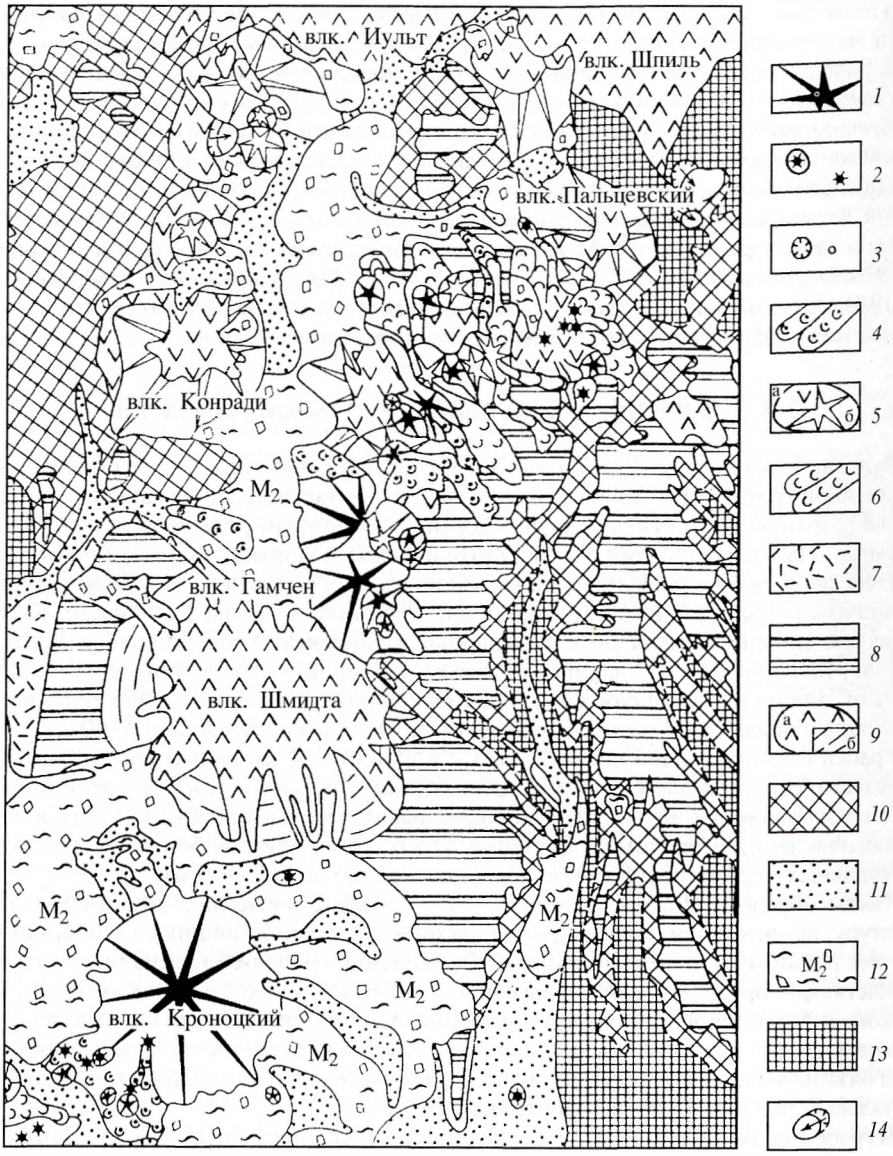


Рис. 2.8. Геоморфолого-вулканологическая карта Кроноцко-Гамченского участка:

1 – хорошо сохранившиеся и слабо разрушенные стратовулканы позднеплейстоцен-голоценового возраста; *2* – шлаковые и лавовые конуса позднеплейстоцен-голоценового возраста; *3* – кратеры и маары, выраженные и не выраженные в масштабе карты; *4* – лавовые потоки и лавовые равнины позднеплейстоцен-голоценового возраста; *5* – в разной степени разрушенные средне-верхнеплейстоценовые стратовулканы (разрушенные (*а*) и сохранившиеся (*б*) участки конусов); *6* – лавовые потоки и равнины средне-верхнеплейстоценового возраста; *7* – игнимбритовые покровы: *8* – лавовые плато; *9* – сильно разрушенные щитообразные вулканы (сохранившиеся (*а*) и разрушенные (*б*) участки); *10* – участки развития вулканогенно-тектонического рельефа; *11* – аккумулятивные равнины позднеплейстоцен-голоценового возраста; *12* – морены II фазы верхнеплейстоценового оледенения (M_2); *13* – участки денудационно-тектонического рельефа; *14* – сейсмотектонические обвалы и оползни

Длина его более 100 км, ширина 25 км. На востоке структура ограничена поднятием дочетвертичного фундамента, занимающим всю площадь Кроноцкого полуострова. Породы палеогена и неогена здесь выведены на абсолютные отметки 1100–1200 м. На границе поднятия с грабен-синклиналью расположен узкий грабен р. Богачевки. К долине р. Богачевки поверхность фундамента понижается до 400–500 м, на ней залегают нижнечетвертичные лавы плато, образующие хр. Железнодорожный. На западе этот участок грабен-синклинали ограничен горст-антиклинорием Восточного хребта. Хотя непосредственно разлом на границе между обеими структурами не наблюдается, резкий перепад высоты положения кровли дочетвертичного фундамента (от 1000–1500 м на водоразделах северной части Валагинского хребта до менее 600 м в западной части грабен-синклинали при расстоянии между точками с минимальной и максимальной высотой всего 10 км) заставляет предполагать наличие здесь крупного нарушения, перекрытого четвертичными лавами и рыхлыми отложениями.

В состав западного и восточного обрамления структуры входят также участки распространения плиоцен-нижнечетвертичных отложений (хребты Тумрок и Железнодорожный), захваченные молодым поднятием. В отличие от этих участков обрамления, испытавших воздымание во второй половине четвертичного времени, осевая часть грабен-синклинали частично сохранилась как стабильная, отставшая в поднятии территории (севернее г. Шмидта), частично же (южнее г. Шмидта) оказалась областью четвертичного прогибания. В обоих случаях осевая зона была ареной мощного проявления средне-верхнечетвертичного вулканизма, сыгравшего ведущую роль в формировании современного рельефа.

Наиболее старые из выраженных в рельефе вулканических образований представлены комплексом платоэффузивов и крупных щитовых вулканов. Туфогенно-лавовые отложения, относимые к плиоцену, не образуют выраженных в рельефе построек и вскрываются в глубоком врезе р. Богачевки, а также в северной части хр. Гамчен.

Лавы плато, при общем сходстве их состава (базальты и андезибазальты), представляют собой генетически разнородные образования. С одной стороны, это остатки поднятых и расчлененных лавовых равнин, связанных с проявлением древнего ареального вулканизма. Таковы однородные фрагменты лавовых плато в основании вулканов Гамченского ряда и лавы хр.Железнодорожного. Первоначально они были сформированы как обширные лавовые равнины, превратившиеся к настоящему времени в столовые возвышенности, ограниченные крутыми уступами. Поверхность плато обычно ровная или очень слабонаклонная; наклон, как правило, совпадает с падением слагающих плато лавовых потоков, т.е. поверхность является структурной. Нередко она имеет ступенчатый характер, что связано с последующей препарировкой отдельных лавовых потоков. Некоторые уступы имеют тектоническое происхождение, амплитуда сбросов колеблется от нескольких метров до нескольких десятков метров. Сложены плато наслаивающимися друг на друга потоками андезибазальтовых и базальтовых лав, образующих толщи мощностью до 200 м [*Федоренко, Скрипко*, 1969]. Первичный микрорельеф лавовых потоков полностью уничтожен. Фрагменты этих плато не обнаруживают никакой связи с крупными вулканическими сооружениями того же возраста.

Другая часть лавовых плато, сохраняя в общем близкую морфологию, имеет иной генезис. Таковы наклонные участки лавовых плато, образующие подножие крупного щитового вулкана Шмидта. На аэрофотоснимках прекрасно видно, как поверхность лавового плато постепенно переходит в пологие склоны щитового вулкана и нет никаких оснований связывать его с трещинными или ареальными излияниями. Это просто сохранившиеся от разрушения части пологих склонов и лавовых равнин подножий крупных щитовых вулканов.

Щитовой вулкан Шмидта – одно из крупнейших раннеплейстоценовых сооружений Камчатки. Первоначально вулкан представлял собой пологий конус диаметром около 16 км со склонами крутизной до 10–15°, изначальная высота вулкана достигала 2000 м. К настоящему времени вулкан претерпел существенное преобразование под совокупным воздействием эрозионных и гляциальных процессов, в результате чего участки первичных склонов сохранились лишь в нижней части постройки. Привершинная часть вулкана оказалась полностью разрушенной.

В лавах плато и низах разреза щитовых вулканов зафиксированы породы с обратной магнитной полярностью, что позволяет относить начало их излияний ко времени древнее 0,7 млн лет. Сами щитовые вулканы и верхние части лавовых покровов формировались позже.

Средне-верхнеплейстоценовый возраст имеют вулканы, которые составляют целиком западный ряд построек, включающих вулканы Сокол, Иульт и Конради. В восточном ряду они образуют основание более молодых вулканов Гамченского ряда, насаженных на эти древние сооружения. Вулканические формы рассматриваемого этапа достаточно правильные крутосклонные конусы, четко морфологически отделяющиеся от поверхности подстилающих их лав плато. При значительных высотах (1700–1900 м) они отличаются от щитовых вулканов меньшим диаметром основания, который составляет для них 6–9 км. Все вулканы подверглись обработке верхнеплейстоценовыми ледниками и несут на себе хорошо выраженные скульптурные ледниковые формы. Привершинные части их нередко разрушены, однако конусы сохранили, в отличие от щитовых вулканов, значительные участки первичных склонов не только в нижней, но и в средней части постройки.

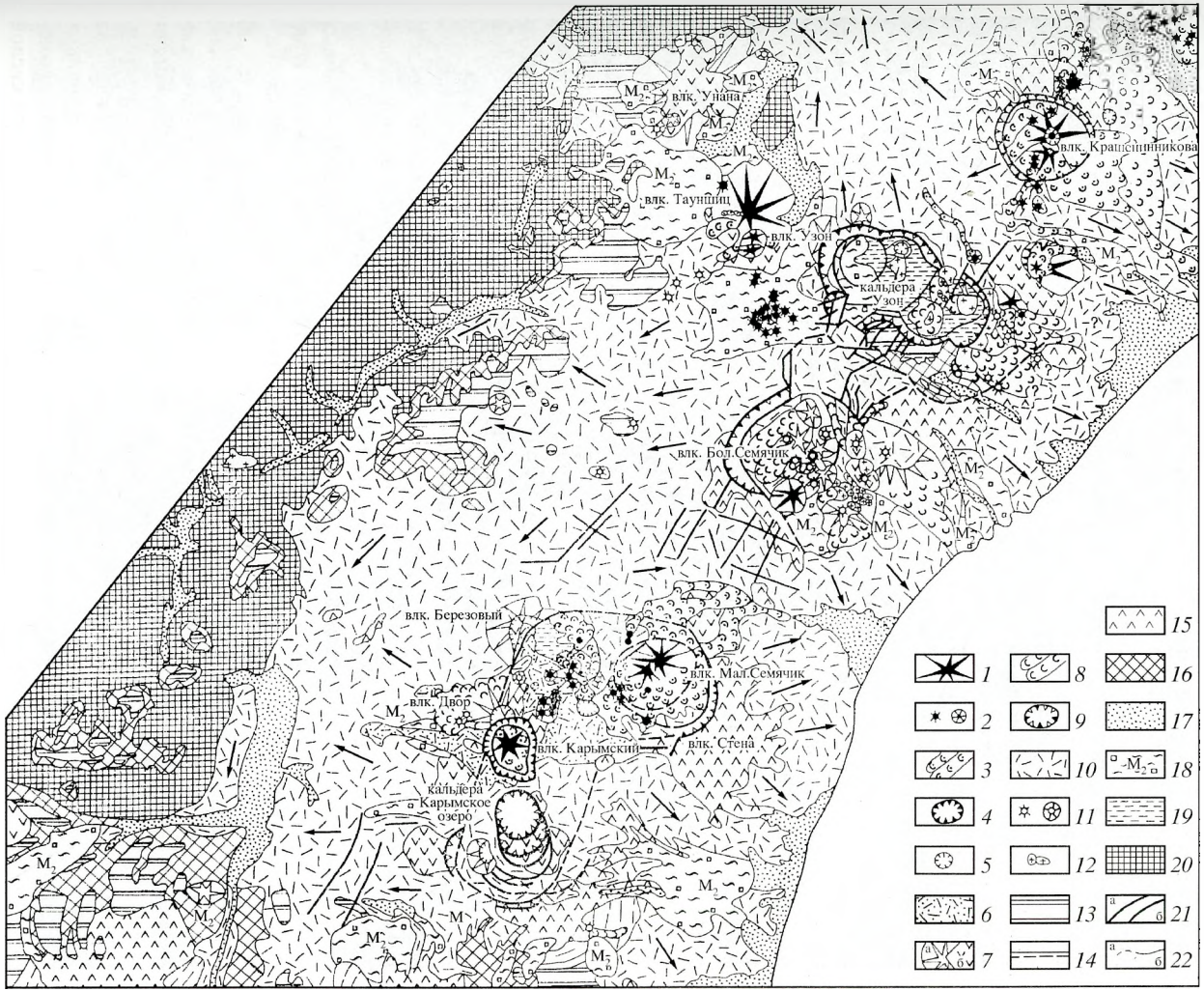
Характерные формы позднего плейстоцена – существенно пирокластические стратовулканы, шлаковые и лавовые конусы их подножий и ареальных зон, связанные с новым этапом базальтового вулканизма. Это стратовулканы Северный и Южный Гамчен, Комарова, Колхозный, Гаврилова и др. Они представляют собой прекрасно сохранившиеся вулканические конусы, иногда расчлененные барранкосами, причем степень этого расчленения зависит в первую очередь от высоты постройки и ее положения относительно базиса эрозии. На склонах и у подножия вулканов хорошо видны свежие лавовые потоки, а на вершинах многих построек имеются четко выраженные кратеры. Крупнейшее из этих сооружений – Кроноцкая сопка высотой 3528 м с диаметром основания 9 км. Остальные вулканы образуют в пределах Гамченского ряда линейно вытянутый хребет.

Среди вулканических построек верхнеплейстоцена-голоцена выделяются две разновозрастные группы, различия между которыми связаны не столько со строением самих конусов, сколько с рельефом их подножий. У подножия вулканов первой группы хорошо выражены мощные моренные накопления II фазы верхнеплей-

→

Рис. 2.9. Геоморфолого-вулканологическая карта Карымско-Узонского участка:

1 – хорошо сохранившиеся и слабо разрушенные стратовулканы позднеплейстоцен-голоценового возраста; *2* – шлаковые и лавовые конуса позднеплейстоцен-голоценового возраста; *3* – лавовые потоки и лавовые равнины позднеплейстоцен-голоценового возраста; *4* – голоценовые кальдеры; *5* – кратеры и маары; *6* – пемзовые пирокластические потоки голоценового возраста; *7* – в разной степени разрушенные стратовулканы средне-верхнеплейстоценового возраста (сохранившиеся участки (*а*) и разрушенные (*б*)); *8* – лавовые потоки и равнины средне-верхнеплейстоценового возраста; *9* – средне-верхнеплейстоценовые кальдеры; *10* – средне-верхнеплейстоценовые пирокластические покровы; *11* – мелкие вулканические образования средне-верхнеплейстоценового возраста; *12* – экструзивные купола; *13* – лавовые плато верхнеплиоцен-нижнеплейстоценового возраста; *14* – вулканические плато среднеплейстоценового возраста; *15* – фрагменты сильно разрушенных нижне-среднеплейстоценовых вулканических построек; *16* – участки вулканогенно-тектонического рельефа; *17* – аккумулятивные позднеплейстоцен-голоценовые равнины; *18* – морены II фазы верхнеплейстоценового оледенения; *19* – днища спущенных кальдерных озер; *20* – участки денудационно-тектонического рельефа; *21* – разломы, выраженные в рельефе (*а*) и предполагаемые (*б*); *22* – границы, установленные (*а*) и предполагаемые (*б*)


влк. Унана
влк. Тауншиц
влк. Узон
кальдера Узон
влк. Крашенинникова
влк. Бол. Семячик
влк. Березовый
влк. Мал. Семячик
влк. Двор
влк. Карымский
влк. Стена
кальдера Карымское озеро
M_2
M_1
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22

стоценового оледенения. Это позволяет полагать, что конусы стратовулканов уже существовали в конце верхнего плейстоцена и были крупными центрами оледенения. Ледники одевали склоны вулканов сплошным покровом и расползались на прилегающие равнинные территории.

Самые крупные ледники подножий, слившиеся в сплошное кольцо, существовали у подножия Кроноцкой сопки. Здесь прекрасно сохранились огромные массивы моренного рельефа, лишь местами перекрытые более молодыми лавовыми потоками вулкана или потоками лав ареальной зоны, прослеживающейся к югу от него. Продолжение вулканической деятельности в голоцене привело к затушевыванию следов ледниковой деятельности и формированию совсем свежего вулканического рельефа построек.

Вулканы второй группы – совсем недавние вулканические образования, возникшие в голоцене и не несущие никаких следов воздействия ледников (вулкан Комарова, Малый Колхозный, конус Южный, Высокий, последний – около 3 тыс. ^{14}С л.н.).

Центральный участок Карымско-Узонского участка грабен-синклинали ограничен на юге долиной р. Жупановой, а на севере долиной р. Кроноцкой. Западный борт, представленный хр.Валагинским, выражен очень четко, однако четвертичные движения по разлому, ограничивающему участок на западе, проявились слабо. На большей части протяжения этот разлом скрыт под покровами лав. На востоке горст-антиклинальная зона отсутствует и выполняющие грабен-синклиналь толщи подходят к океану.

Особенности строения этого участка (рис. 2.9) грабен-синклинали прямо отражают широкое проявление там кислого эксплозивного вулканизма и вулканотектоники. Если на северном и южном участках Восточно-Камчатской грабен-синклинали рельеф характеризуется сочетанием вулканических плато и возвышающихся над ними конусов стратовулканов, образующих линейные ряды, то на Карымско-Узонском участке облик района определяется не этими линейными рядами вулканических построек, а системой крупнейших на Камчатке кольцевых вулканотектонических депрессий. С образованием этих депрессий парагенетически связаны обширные пирокластические покровы, по сравнению с которыми обычные лавовые плато отходят здесь на второй план. Большинство конусов стратовулканов располагается внутри вулканотектонических депрессий. Некоторые вулканические сооружения разбросаны на плато вне пределов вулканотектонических депрессий, однако они немногочисленны и играют явно подчиненную роль по сравнению с крупными вулканическими группами внутри депрессий. Молодые конусы последних этапов вулканизма и создают современный горный рельеф Восточной Камчатки.

Общая черта вулканотектонических депрессий (по происхождению типичных кальдер обрушения) – их наложенный характер. Они приурочены к аккумулятивным щитообразным возвышенностям, представляющим крупные вулканические сооружения или группы сооружений предшествующего этапа. Вулканотектонические депрессии не располагаются на вершине не одного какого-либо такого сооружения, а срезают достаточно разнородные по генезису, составу и возрасту вулканические образования. Другая общая черта вулканотектонических депрессий – телескопичность их строения. Она выражается в последовательном развитии в пределах крупных депрессий кальдер всё меньших и меньших размеров, накладывающихся друг на друга. Отмечается закономерная связь вулканотектонических депрессий с крупными, изометричными в плане аномалиями силы тяжести. Предполагается, что аномалии эти отражают локализовавшиеся в коре крупные периферические очаги кислой магмы [*Зубин и др.*, 1971]. При этом положение депрессий относительно очага зависит от глубины залегания последнего. Так, когда центр тяжести аномалеобразующих объектов расположен на глубине около 10 км, контуры депрессий и аномалий совпадают. Когда же центр тяжести находится на глубине 15–20 км, депрессии располагаются по периферии контура аномалии.



Рис. 2.10. Кальдера и вулкан Крашенинникова
На переднем плане эруптивные трещинные зоны. (*Фото В.А. Подтабачного*)

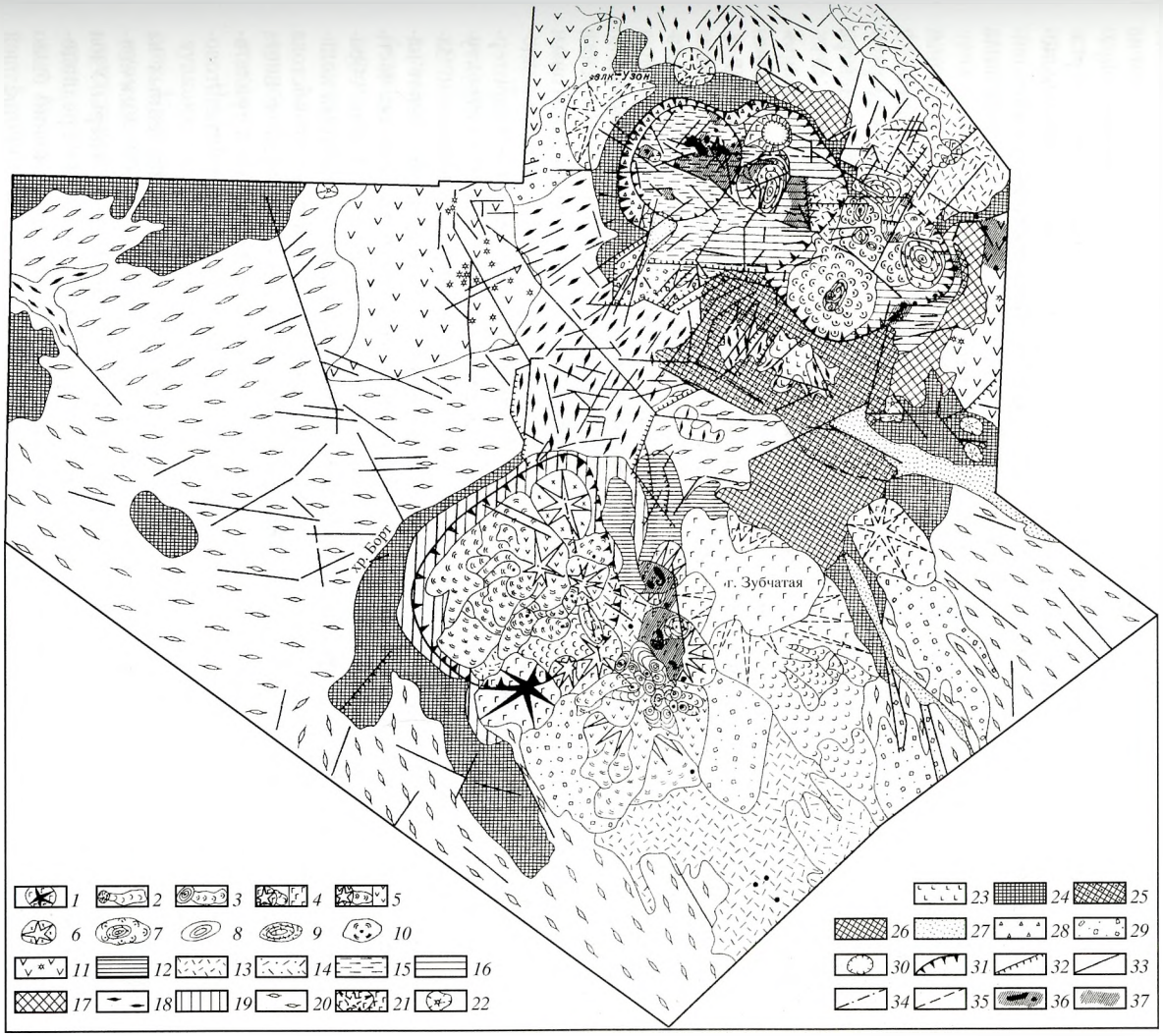
На рассматриваемом участке грабен-синклинали с северо-востока на юго-запад, т.е. по оси участка, последовательно размещаются кальдера Крашенинникова, Узонско-Гейзерная вулканотектоническая депрессия, состоящая из серии разновозрастных кальдер, депрессия Большого Семячика, а также Карымско-Семячинская вулканотектоническая депрессия с более молодыми кальдерами Малый Семячик, Карымского озера и Карымский.

Кальдера Крашенинникова – четко выраженная округлая депрессия размером 9 × 10 км, ограниченная кольцевым разломом. Борта кальдеры выражены очень четко за исключением юго-восточной части, где они перекрыты молодыми лавами посткальдерной постройки вулкана Крашенинникова и базальтами ареальных излияний. Видимая амплитуда смещения по кольцевому разлому составляет 400–600 м. Борт депрессии срезает различные по составу и морфологии докальдерные образования – крупный существенно лавовый стратовулкан в северной части, более мелкие андезитовые и андезитобазальтовые вулканы, экструзивные купола и шлаковые конусы на остальных участках, что позволяет определенно говорить о наложенном характере кальдеры. По геофизическим данным, кальдерообразующие сбросы почти вертикальны. Вместе с геологическими данными это позволяет полагать, что кальдера образована обрушением. Внутри кальдеры расположен массив вулкана Крашенинникова, состоящий из группы крупных сросшихся (и частично наложенных друг на друга) андезитобазальтовых вулканов. На севере и на юге на борт кальдеры наложены трещинные зоны мелких базальтовых вулканов и шлаковых конусов (рис. 2.10). Дно кальдеры залито лавовыми потоками, связанными с посткальдерным вулканизмом. Массы этих лав обусловливают четкую положительную аномалию силы тяжести над кальдерой. Возраст кальдеры ~40 тыс. ^{14}C лет [*Флоренский*, 1984]. Морфология кальдеры, продукты кальдерообразующего извержения, морфология и продукты посткальдерных извержений детально исследованы [*Пономарева, Цюрупа*, 1985; *Пономарева и др.*, 1991; *Пономарева*, 1994]. При

→

Рис. 2.11. Геоморфолого-вулканологическая карта Узонско-Семячинского района Восточной вулканической зоны Камчатки (по О.А. Брайцевой, Г.Е. Богоявленской, Э.Н. Эрлиху)

Вулканические образования посткальдерного комплекса: *1* – базальтовые стратовулканы – Q_4; *2* – базальтовые шлаковые конусы и их лавовые потоки – Q_4; *3* – андезибазальтовые экструзивные купола и их лавовые потоки – Q_4; *4* – базальтовые стратовулканы и их лавовые потоки (сохранившиеся части (*а*) и разрушенные – Q_3^{2-4} (*б*)); 5 – андезитовые стратовулканы и их лавовые потоки (сохранившиеся части (*а*) и разрушенные – Q_3^{2-4} (*б*)); *6* – дацитовые стратовулканы – Q_3^{2-4}; *7* – дацит-липаритовые экструзивные купола и их лавовые потоки – Q_3^4-Q_4; *8* – андезит-дацитовые экструзивные купола – Q_3^4; *9* – пемзовые купола – Q_3^4-Q_4; *10* – андезитовые и базальтовые эффузивные купола – Q_3; *11* – мелкие лавовые вулканы андезитового состава (а) и поля связанных с ними лавовых покровов (б) – Q_3; *12* – базальтовые лавовые равнины – Q_3; *13* – пемзовые покровы – Q_3^{3-4}; *14* – игнимбритовые покровы группы вулканов Бол. Семячика – Q_3^{3-4}; *15* – слоистые туфы – отложения III Узонского озера – Q_3^{2-3}; *16* – слоистые туфы – отложения I и II Узонских озер – Q_3^1. Вулканические образования этапа формирования кальдер: *17* – дацитовые и липаритовые экструзивные купола – Q_2-Q_3; *18* – игнимбритовые покровы, связанные с Узонско-Гейзерной депрессией – Q_2^2-Q_3^1; *19* – игнимбриты долины р. Семячик – Q_2-Q_3; *20* – игнимбритовые покровы, связанные с Больше-Семячинской вулканотектонической депрессией – Q_2^2. Вулканические образования докальдерного комплекса: *21* – базальтовые стратовулканы (сохранившиеся части (*а*) и разрушенные – Q_2 (*б*)); *22* – базальтовые шлаковые и лавовые конуса – Q_2; *23* – базальтовые лавовые плато – Q_2; *24* – лавовые плато и реликты вулканических построек (щитовых и существенно лавовых стратовулканов), сложенных породами преимущественно основного состава – N_2^3-Q_1; *25* – вулканические плато и подстилающие их туфогенно-лавовые толщи, сложенные породами преимущественно кислого состава – N_2^3-Q_1; *26* – лавовые плато и подстилающие их туфогенно-лавовые толщи, представленные чередованием пород кислого и основного состава – N_2^3-Q_1. Прочие условные обозначения: *27* – аллювиальные отложения – Q_4; *28* – делювиально-пролювиальные и обвально-осыпные отложения – Q_3-Q_4; *29* – морена II фазы верхнеплейстоцен нового оледенения – Q_3^4; *30* – взрывные воронки; *31* – кольцевые сбросы обрамления кальдер; *32* – сбросы; *33* – тектонические трещины без видимых смещений; *34* – разломы, маркированные рядами вулканов; *35* – разломы, нанесенные по геофизическим данным; *36* – современные термопроявления; *37* – зоны гидротермально-измененных пород


эдлк-Узон
хр. Борт
г. Зубчатая
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37

формировании кальдеры было выброшено ~70 км^3 пемзовой пирокластики дацитового состава весом (70–75) × 10^9 т [*Мелекесцев*, 1980].

Узонско-Гейзерная депрессия (рис. 2.11) включает несколько разновозрастных кальдер. Это крупная структура обрушения размером 18 × 7 км, единство современного плана которой определяется кольцевым разломом обрамления. Он выражен в рельефе в виде уступа, видимая амплитуда смещения по которому составляет 300–400 м, а с учетом мощности выполняющих депрессию отложений она может быть увеличена более чем в 2 раза. На севере и в юго-западной части депрессии на борт ее наложены более молодые грабены северо-восточного простирания, в пределах которых породы борта опущены и погребены. Сбросовый уступ срезает различные по возрасту, генезису и составу образования – ранне- и среднеплейстоценовые туфогенно-лавовые толщи как основного, так и кислого состава, среднеплейстоценовые базальтовые вулканы (Узон) и более молодые экструзивные купола (г. Озерная), что позволяет говорить о наложенном характере депрессии.

Северо-западная часть депрессии известна как кальдера Узон, а юго-восточная иногда называется Гейзерной кальдерой. Граница между ними устанавливается предположительно, в связи с широким распространением перекрывающих ее рыхлых отложений. Гейзерная кальдера наследует положение докальдерного центра кислого вулканизма, фиксирующегося толщами плато Широкого и Долины Гейзеров. Морфологически котловина здесь не выражена – она полностью скомпенсирована отложениями посткальдерного комплекса, представленного экструзивными куполами и подстилающими их озерными отложениями. Только долины рек Шумной и Гейзерной, заложившиеся по кольцевым разломам, подчеркивают границы структуры. Узонская кальдера в отличие от Гейзерной наложена на породы докальдерного комплекса, представленные базальтовыми лавами. Эта часть структуры прекрасно выражена морфологически как котловина, днище которой выполнено озерными отложениями. Вулканическая посткальдерная деятельность в Узонской части депрессии проявилась очень слабо и представлена экструзивным дацитовым куполом г. Белой и базальтовым мааром оз. Дальнего. Строение Узонской кальдеры осложнено молодой воронкой, к которой приурочена современная гидротермальная деятельность. Она наложена на уже существовавшую кольцевую структуру и связана, по-видимому, с крупной эксплозией и последующим обрушением. Заполнение возникшей впадины отложениями пониженной плотности объясняет наличие в этой части структуры четкого гравиметрического минимума. Верхняя часть заполняющих воронку отложений представлена озерными осадками. Таким образом, Узонско-Гейзерная депрессия в настоящее время выступает как система кольцевых структур, последовательно омолаживающихся в направлении с юго-востока на северо-запад. В этом же направлении происходила миграция глубинного очага кислой магмы, который, сформировавшись в восточной части депрессии и прилегающих к ней районах, постепенно распространялся в области типичного базальтового вулканизма западной части.

Узонско-Гейзерный кальдерный комплекс – один из наиболее изученных на Восточной Камчатке [*Пийп*, 1961; *Зубин и др.*, 1971; *Вулканизм...*, 1974; *Камчатка...*, 1974; *Леонов и др.*, 1991; *Леонов, Гриб*, 1998; и др.]. Возраст кальдеры Узон ~ 40 тыс. ^{14}С лет [*Флоренский*, 1984], возраст кальдеры Гейзерной – тоже предположительно позднеплейстоценовый. В ходе кальдерообразующих извержений было выброшено порядка 150 км^3 пирокластики дацитового состава, частично пошедшей на формирование обширных пемзово-игнимбритовых покровов в окрестностях кальдер [*Мелекесцев*, 1980].

Больше-Семячинская кольцевая структура (см. рис. 2.12) выражена значительно хуже, чем Узонско-Гейзерная. Хорошо виден западный борт депрессии (хр. Борт), где сбросовый уступ срезает как участки вулканического плато, сложенного основными и кислыми породами, так и остатки базальтовых вулканов. Види-

мая величина смещения по кольцевому разлому не менее 300–400 м. У подножия сбросового уступа заложилась долина р.Старый Семячик. Восточный борт Больше-Семячинской структуры в рельефе не выражен. Он полностью перекрыт лавами посткальдерной вулканической группы Большого Семячика. Западная и самая молодая часть получила название кальдеры Борт. Ее размер 12 × 10 км. Предположительный возраст позднеплейстоценовый.

На самом юге участка расположена крупная Карымско-Мало-Семячинская вулканотектоническая депрессия. Она состоит из двух депрессий – Мало-Семячинской размером 19 × 13 км и Карымской размером 16 × 10 км. Первая вытянута с северо-запада на юго-восток, вторая ориентирована почти в меридиональном направлении.

В Карымской кольцевой структуре имеется серия кальдер, последовательно омолаживающихся. На юге располагается кальдера Карымского озера. Она ограничена четко выраженными уступами, почти не изменена вторичными процессами и окружена обширными полями пемзовых покровов, парагенетически связанных с ее формированием. Кальдера Карымская, находящаяся севернее, представляет собой прекрасно выраженную морфологически правильную кольцевую депрессию диаметром 6 × 4 км, в северной части обрывающую постройки вулканов Пра-Карымского и Двор. Внутри этой кальдеры расположен действующий вулкан Карымский. Кальдера Карымское озеро имеет возраст 30–40 тыс. лет (определен уран-иониевым методом), ^{14}C возраст Карымской кальдеры ~ 7900 лет. Вулкан Карымский начал действовать ~ 5300 ^{14}C л.н. С каждой из кальдер связан выброс дацит-риолитовой пирокластики объемом от 15–20 до 150–200 км^3, пошедшей на формирование в их окрестностях обширных пемзовых, пемзово-игнимбритовых и игнимбритовых покровов. Морфология, геологическое строение, эруптивная история вулканических аппаратов, вещественный состав и эволюция изверженных пород детально описаны в многочисленных публикациях [*Влодавец*, 1947, 1958; *Иванов*, 1970; *Камчатка...*, 1974; *Селянгин*, 1977, 1987; *Вулканический центр...*, 1980; *Брайцева, Мелекесцев*, 1989; и др.].

Пирокластика кальдерообразующих извержений, как правило, лежит на раннеплейстоценовых лавовых плато, обнажающихся в бортах наиболее глубоко врезанных речных долин. Старше этих покровов и выступающие над их поверхностью в разной степени разрушенные и существенно лавовые стратовулканы, сложенные базальт-андезитовыми породами. Самый крупный из них Унана. Распространение пирокластических покровов на юге участка ограничивается фрагментами раннесреднеплейстоценовых щитообразных вулканов (Жупановские Востряки и др.).

Авачинско-Жупановский – самый южный участок вулканического района Восточной Камчатки (рис. 2.12). Его облик определяют две группы вулканов – Жупановская и Авачинская.

В состав Жупановской группы входит семь-восемь сближенных между собой вулканических образований, составляющих хребет северо-западного простирания. Крайний на северо-западе – крупный (объем постройки ~90 км^3), сильно разрушенный существенно лавовый стратовулкан Дзендзур. Слагающие его породы представлены андезитами – 65%, андезибазальтами – 20%, дацитами – 15%, их средневзвешенный состав соответствует кислому андезиту с 60,7% SiO_2 [*Масуренков, Комкова*, 1991].

Крайний на юго-востоке– действующий вулкан Жупановский из четырех слившихся своими основаниями существенно пирокластических стратовулканов высотой от 2505,6 до 2958 м. За последние 40–50 тыс. лет ими извергнуто ~ 350 км^3 продуктов: андезитов – ~ 50%, базальтов и андезибазальтов – 32%, дацитов – 18%, средневзвешенный состав пород отвечает андезитам с 59,66% SiO_2 [*Масуренков и др.*, 1991]. Имеется порядка 15 одноактных эруптивных центров – шлаковых и лавовых конусов с протяженными, мощными (до 100–150 м) лавовыми потоками.

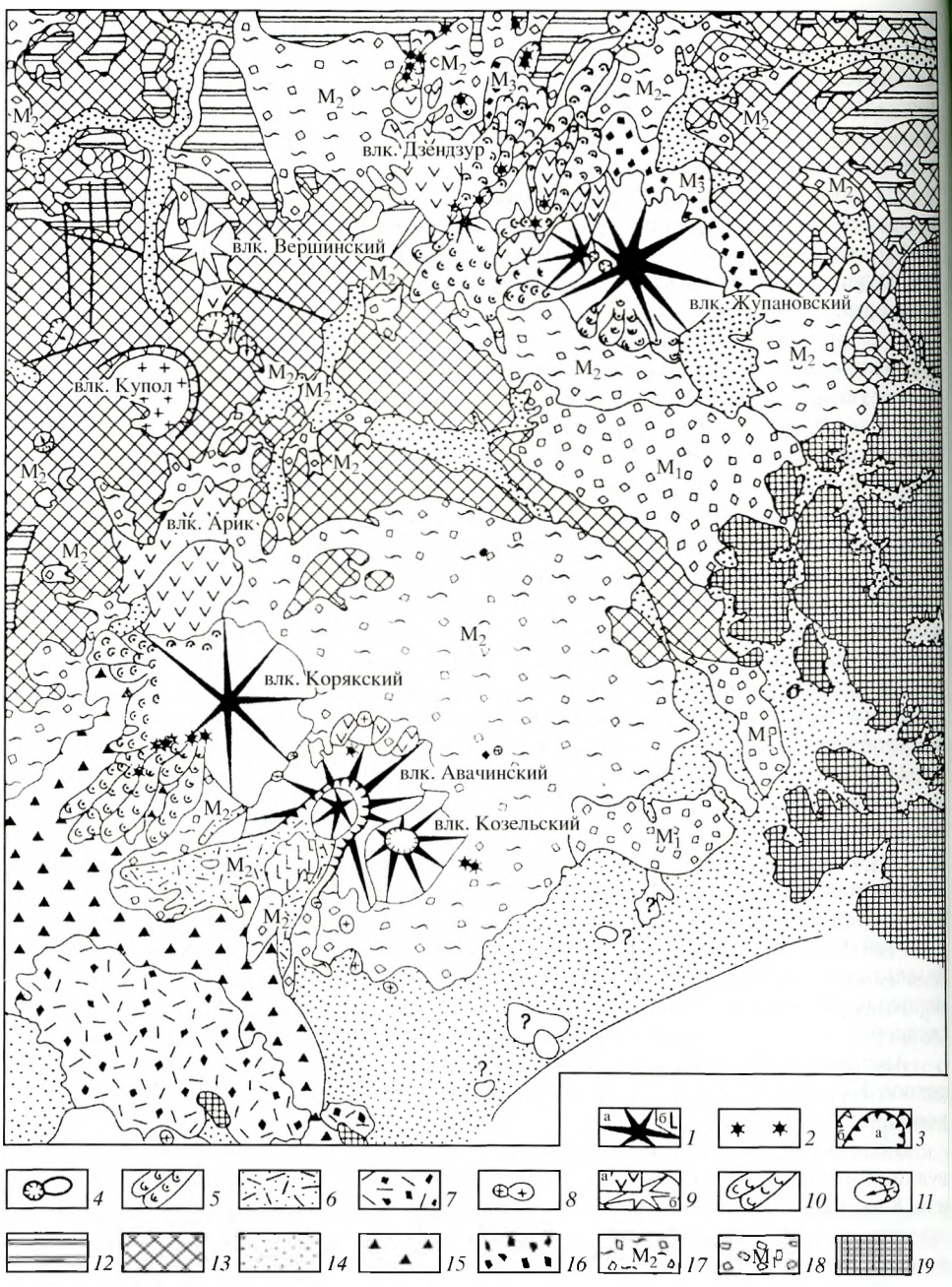


Рис. 2.12. Геоморфолого-вулканологическая карта Авачинско-Жупановского участка:

1 – хорошо сохранившиеся (а) и слабо разрушенные (б) стратовулканы позднеплейстоцен-голоценового возраста; *2* – шлаковые и лавовые конуса верхнеплейстоцен-голоценового возраста; *3* – кальдеры в. Авачинского (а) и в. Купол (б); *4* – кратеры, выраженные и не выраженные в масштабе; *5* – лавовые потоки и равнины позднеплейстоцен-голоценового возраста; *6* – пирокластические потоки голоценового возраста; *7* – отложения направленного взрыва; *8* – экструзивные купола; *9* – в разной степени разрушенные стратовулканы (сохранившиеся (*а*) и разрушенные (*б*) участки); *10* – лавовые потоки и равнины средне-верхнеплейстоценового возраста; *11* – сейсмотектонические обвалы и оползни; *12* – лавовые плато;

Авачинская группа вулканов включает пять крупных вулканов: сильно разрушенные существенно лавовые стратовулканы Арик и Ааг – возрастные аналоги вулкана Дзендзур, действующие существенно пирокластические стратовулканы Корякский (3456 м), Авачинский (2751 м) и потухший Козельский (2189 м), позднеплейстоцен-голоценового возраста (см. рис. 2.12.). Породы вулканов Арик и Ааг – андезиты, андезидациты, дациты, породы остальных вулканов – базальты, андезибазальты, андезиты. Вершинные части вулканов Авачинского и Козельского уничтожены. У первого – катастрофическим взрывом и обвалом ~ 30 тыс. ^{14}C л.н. [*Мелекесцев и др.*, 1989] с образованием открытого на юго-запад кратера шириной до 4,5–5 м и гигантской (~ 400 км^2) обломочной лавины с объемом отложений 15–20 км^3. Обломочная лавина погребла долину р.Авачи в ее нижнем течении, изменила положение и конфигурацию северного берега Авачинской бухты, передвинув его на несколько километров к югу. В настоящее время мощность обвально-взрывных отложений на берегу бухты (28 км от эруптивного центра) – до 40–50 м, а в скважине у Института вулканологии (26 км от эруптивного центра) она достигает 170 м. У второго – направленным взрывом с образованием ~ 9 тыс. ^{14}C л.н. – 1,5 км, открытого на северо-восток кратера. Было выброшено 0,7–0,8 км^3 пород постройки Козельского вулкана. В позднем плейстоцене-голоцене вулканом Авачинским было извержено ~ 160 км^3 пирокластики и лавы весом ~ 355 × 109 т, вулканом Корякским – соответственно 110 км^3 и 240 × 10^9 т [*Мелекесцев*, 1980]. Позднеплейстоценовый-голоценовый возраст имеют более 30 одноактных вулканических форм (шлаковых и лавовых конусов, экструзивных куполов, тюйя), расположенных на склонах и подножиях крупных вулканов. Слагающие их породы – базальты, андезибазальты, андезиты.

Материалы о вулканах, особенностях проявления вулканизма, изверженных породах Авачинской группы опубликованы в работах [*Заварицкий*, 1935, 1955, 1977; *Влодавец, Пийп*, 1957; *Маренина и др.*, 1962; *Мелекесцев и др.*, 1970; *Масуренков и др.*, 1991; *Брайцева и др.*, 1998; и др.].

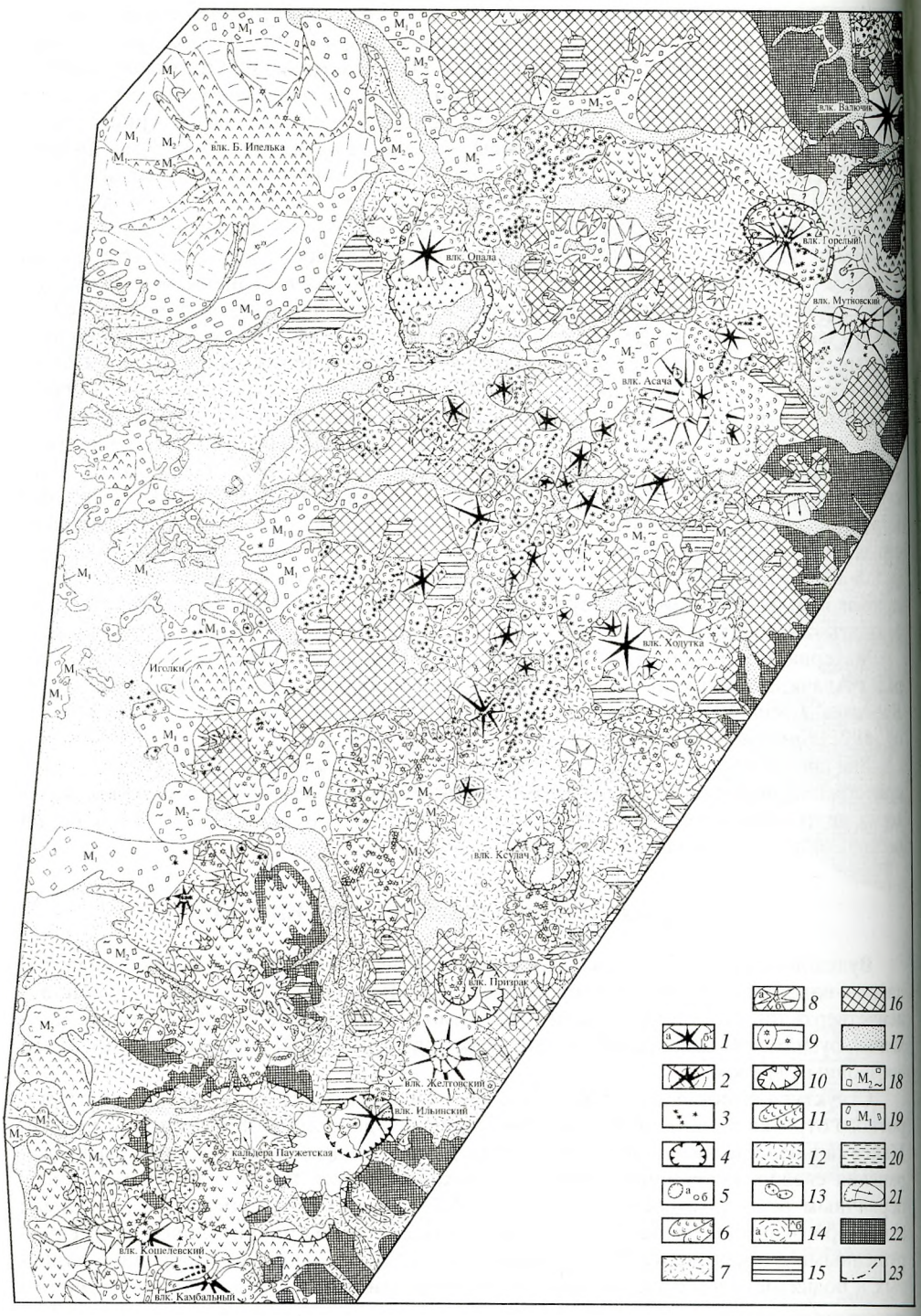
Вне пределов обеих групп вулканов количество вулканических форм невелико: существенно пирокластический верхнеплейстоценовый вулкан Вершинский, кальдера с внутрикальдерным экструзивным массивом Купол, экструзия г. Мишенная и несколько других одноактных форм.

2.3.2. Вулканический район Южной Камчатки

Вулканический район Южной Камчатки (рис. 2.13) почти точно совпадает в плане с одноименной грабен-синклиналью – депрессией, заполненной верхнеплиоценчетвертичными вулканическими породами. Дислоцированные неогеновые отложения фундамента здесь погружены и, как правило, не вскрываются современным эрозионным врезом.

Структура имеет общее северо-восточное простирание и протягивается от широтного отрезка долины р. Карымчины на севере до вулкана Камбального на юге. Максимальная ширина ее достигает 100 км, длина 170 км, общая площадь распространения свежих вулканических форм с сохранившимся и слабо видоизмененным первичным рельефом составляет около 7500 км^2. С севера, востока и юга ареал этих форм окаймляется разной ширины участками с уже в значительной форме разрушенными вулканическими образованиями, расположенными в пределах втянутых в поднятие периферическими частями грабен-синклинали. Вдоль восточного

13 – участки вулканогенно-тектонического рельефа; *14* – аккумулятивные равнины верхнеплейстоцен-голоценового возраста; *15* – голоценовые вулканогенно-пролювиальные равнины; *16* – морены голоценовых ледников; *17* – морены II фазы верхнеплейстоценового оледенения; *18* – морены I фазы верхнеплейстоценового оледенения; *19* – участки денудационно-тектонического рельефа


влк. Б. Ипелька
влк. Опала
влк. Горелый
влк. Мутновский
влк. Асача
влк. Хопутка
Иголки
влк. Ксудач
влк. Призрак
влк. Желтовский
влк. Ильинский
кальдера Паужетская
влк. Кошелевский
влк. Камбальный
влк. Валючик
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23

борта грабен-синклинали протягивается линейный ряд крупных вулканов центрального типа, характеризующихся глубокой дифференцированностью слагающих их пород. С вулканами этого ряда ассоциируются крупные кальдеры и вулканотектонические депрессии. На юге грабен-синклинали располагается Паужетская вулканотектоническая депрессия. С ней на северо-востоке смыкается вулканотектоническая эллипсообразная депрессия, длинная ось которой ориентирована в северо-восточном направлении. К ней приурочены стратовулканы Ильинский и Желтовский. Севернее следуют кальдеры Призрак и Ксудач, вулканы Асача и Ходутка. На крайнем северо-востоке грабен-синклинали расположен крупный вулкан Горелый, к которому с востока примыкает вулкан Мутновский. Все эти вулканы вытягиваются параллельно крупной зоне высоких градиентов силы тяжести, но несколько отодвинуты от нее на запад.

В западной, тыловой, части грабен-синклинали широко развит трещинный и ареальный базальтовый вулканизм. Небольшие щитовые вулканы исландского типа и многочисленные шлаковые конусы распределяются линейными рядами, ориентированными в меридиональном, северо-западном и северо-восточном направлениях. Крупные вулканы центрального типа здесь единичны и в основном относятся к бескальдерным щитообразным постройкам, сложенным базальтами. Важным фактором распределения центров кислого вулканизма являются изометричные в плане отрицательные аномалии силы тяжести: Паужетско-Курильская, Голыгинская, Толмачева Дола. Они имеют диаметр 25–30 км. К их периферии приурочены центры кислого вулканизма. Так, по периферии аномалии Толмачева Дола расположены кальдеры Опала, Горелая и вулкан Асача с многочисленными кислыми экструзивными куполами. По периферии Голыгинской аномалии находятся также центры кислого вулканизма, Ксудач и Ходутка, а в районе Паужетско-Курильской аномалии – проявления кислого вулканизма депрессии Курильского озера, Камбального хребта, вулканов Ильинского и Желтовского.

Молодые вулканические образования приурочены к тем участкам грабен-синклинали, где складчатый фундамент значительно опущен. По большей части породы фундамента здесь либо вообще не обнажаются, либо выходят в бортах наиболее глубоко врезанных речных долин на абсолютных отметках, не превышающих, как правило, 200–300 м по сравнению с 400–700 м в пределах участков с разрушенными вулканическими формами и 700–1100 м в пределах горстовых и горст-антиклинальных хребтов побережья Тихого океана. Поэтому вполне вероятно, что повсеместно ареал развития свежих вулканических форм отделен от периферических частей грабен-синклинали системой разрывных нарушений. Часть такого рода нарушений хорошо выражена в рельефе, но главная их масса погребена под толщей вулканогенных пород. Из этого следует, что основной этап тектонической перестройки струк-

Рис. 2.13. Геоморфолого-вулканологическая карта Южной Камчатки:

1 – хорошо сохранившиеся (а) и слабо разрушенные (б) стратовулканы позднеплейстоцен-голоценового возраста; *2* – мелкие щитовые вулканы позднеплейстоцен-голоценового возраста; *3* – шлаковые и лавовые конуса позднеплейстоцен-голоценового возраста; *4* – голоценовые кальдеры; *5* – кратеры, выраженные и не выраженные в масштабе; *6* – лавовые потоки и равнины позднеплейстоцен-голоценового возраста; *7* – верхнеплейстоцен-голоценовые пемзовые пирокластические покровы; *8* – в разной степени разрушенные стратовулканы средне-верхнеплейстоценового возраста (сохранившиеся (*а*) и разрушенные (*б*) участки); *9* – шлаковые и лавовые конусы; *10* – средне-верхнеплейстоценовые кальдеры и вулканотектонические депрессии; *11* – лавовые потоки и равнины средне-верхнеплейстоценового возраста; *12* – средне-верхнеплейстоценовые пирокластические покровы; *13* – экструзивные купола; *14* – щитовые и щитообразные вулканы верхнеплиоцен (?)-нижнеплейстоценового возраста (сохранившиеся (*а*) и разрушенные (*б*) участки); *15* – лавовые плато; *16* – участки вулканогенно-тектонического рельефа; *17* – аккумулятивные равнины позднеплейстоцен-голоценового возраста; *18, 19* – морены II (*18*) и I (*19*) фазы верхнеплейстоценового оледенения; *20* – днища спущенных кальдерных озер; *21* – сейсмотектонические обвалы и оползни; *22* – участки денудационно-тектонического рельефа; *23* – разломы, выраженные в рельефе

туры грабен-синклинали имел место, по-видимому, еще до накопления пользующихся здесь преимущественным распространением вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ второй половины четвертичного периода. Разрывные нарушения типа малоамплитудных сбросов и трещин контролируют распространение молодых шлаковых и лавовых конусов участков ареального и эксцентрического вулканизма.

В настоящее время район развития молодого вулканогенно-аккумулятивного рельефа представляет собой обширное нагорье, имеющее четкое двухъярусное строение. Нижний ярус включает находящиеся на разных гипсометрических отметках (100–800 м) фрагменты плато, равнины лавовых и пирокластических покровов, а верхний – поднимающиеся над ними постройки вулканов, шлаковые и лавовые конусы и экструзивные купола. Абсолютная высота наиболее крупных стратовулканов достигает 2000–2500 м. Таким образом, общая высота вулканического нагорья, приуроченного к наиболее опущенной части современной грабен-синклинали Южной Камчатки, во многих случаях значительно превышает высоту сопредельных горстовых и горст-антиклинальных хребтов. Следовательно, как и в грабен-синклинали Восточной Камчатки, наблюдается четкое несоответствие структуры и современного рельефа: вместо депрессии и приуроченных к ней аккумулятивных равнин здесь располагаются участки вулканического горного рельефа в типичном перекомпенсированном прогибе, выполненном изверженным вулканогенным материалом и продуктами его переотложения.

Древнейшие из выраженных в рельефе вулканических форм – в разной степени разрушенные щитовые и щитообразные вулканы и фрагменты лавовых плато. Геологическое строение перечисленных типов вулканических сооружений изучено весьма слабо. Известно только, что все они сложены преимущественно андезибазальтами и базальтами [*Апрелков и др.*, 1963; *Апрелков, Шеймович*, 1964; *Эрлих*, 1966; и др.].

Участки вулканических плато достаточно широко развиты на территории всего района, но наибольшим распространением они пользуются на его южной периферии. По данным В.И. Бондаренко, В.С. Шеймовича и других вулканические плато сложены основными породами (преимущественно оливиновыми базальтами). Мощность лавовых толщ, слагающих плато, колеблется от 50–60 до 300–350 м, но в среднем она равна 100–150 м.

Лавовые покровы лежат на породах алнейской[1] серии и более древних. Причем указанные выше авторы утверждают, что лавовые покровы отделены от алнейской серии стратиграфическим, а местами и угловым несогласием, а в работе [*Фаворская и др.*, 1965], наоборот, доказывают, что платоэффузивы составляют единое целое с алнейской серией. Однако все исследователи настаивают на том, что возраст вулканических плато не моложе нижнечетвертичного. Слагающие плато лавы лежат горизонтально или падают под небольшими (до 5–7°) углами.

По большей части участки лавовых плато представлены отдельно стоящими столовыми массивами – мезами, ограниченными крутыми, в верхней части до субвертикальных уступами, и не обнаруживают видимой связи с выраженными в рельефе вулканическими постройками. На поверхности плато нередко наблюдаются уступы. Последние имеют двоякое происхождение: они либо могут быть фронтальными уступами лавовых потоков, слагающих плато, либо связаны с разрывными тектоническими нарушениями. В первом случае уступы отличаются сложной конфигурацией в плане, во втором они более прямолинейные. Часть фрагментов плато возникла за счет разрушения древних щитовых и щитообразных вулканов, а часть связана с древними излияниями ареального типа. Связь отдельных участков

[1] В состав алнейской серии на Южной Камчатке геологи КТГУ включают вулканогенные отложения верхнего миоцен-плиоценового возраста ($N_1^3 - N_2$).

плато с ареальными излияниями подтверждается тем, что лавы плато имеют основной состав и очень сходны друг с другом на больших площадях. Никаких реальных предпосылок для вывода об излиянии лав плато из гигантских трещин в настоящее время не имеется.

По-видимому, субсинхронно с первыми ареальными излияниями начался рост крупных щитовых и щитообразных вулканов, возникших в местах пересечния различных по простиранию зон растяжения. Однако процесс формирования этих построек продолжался и после прекращения ареального вулканизма.

В настоящее время насчитывается более десяти сохранившихся щитовых и щитообразных вулканов: Бол.Ипелька, Иголки, Сыпучая, Ходуткинский и др. Все они уже в значительной мере разрушены и преобразованы экзогенными процессами. Насколько можно судить по сохранившимся остаткам перечисленных вулканических сооружений, последние обладали морфологией, весьма характерной для щитовых вулканов исландского типа.

Наиболее показателен в этом отношении вулкан Бол. Ипелька. Диаметр основания вулкана, имеющего в плане вид круга, около 35 км, крутизна склонов от 4–5° в нижней части конуса до 7–8° в средней его части. Предполагаемая крутизна склонов в верхней, ныне разрушенной части вулканического конуса не превышала, по-видимому, 12–15°. Несмотря на громадный диаметр, высота вулкана составляла всего 1500–1600 м. Поэтому отношение высоты вулкана к его диаметру достигало 1/23–1/25. Площадь основания вулкана ~900 км^2, а его первоначальный объем равнялся ~500 км^3.

На сохранившихся от размыва участках склонов вулкана видны многочисленные отпрепарированные некки шлаковых и лавовых конусов. С некоторыми из них связаны лавовые потоки. На аэрофотоснимках более или менее четко устанавливаются лишь границы потоков и то не везде. Микрорельеф на потоках полностью уничтожен. Несмотря на свой древний облик (они намного сильнее разрушены, чем аналогичные образования, сформированные в середине или в конце верхнего плейстоцена), шлаковые и лавовые конусы и излившиеся из них потоки производят впечатление насаженных и, соответственно, более молодых по сравнению с самой постройкой вулкана.

В настоящее время вулкан сильно расчленен глубокими (до 500 м) долинами временных и постоянных водотоков, радиально расходящимися от вершины. Они были выработаны совместным действием флювиальных и ледниковых процессов. Эти же процессы уничтожили и вершину вулкана. Причем последний разрушался как "своими" ледниками, которые на нем начинались, так и мощными транзитными ледниками, полностью перекрывавшими нижние части склонов вулканической постройки. В преобразовании вершинной части вулкана существенную роль играли крупные сейсмотектонические обвалы.

Породы вулкана Бол.Ипелька – базальты (преобладают) и андезибазальты, насаженных одноактных центров – андезибазальты и андезиты: SiO_2 48,56–59,60%, Na_2O 1,87–4,89%, K_2O 0,57–2,68% [*Долгоживущий*..., 1980]. Такой же примерно состав имеют породы вулканов Бол. и Мал.Иголки. Вершинный купол вулкана Мал.Ипелька – андезитовый: SiO_2 62,01%, Na_2O 3,20%, K_2O 3,13% [*Долгоживущий*..., 1980].

Остальные из перечисленных выше щитовых вулканов имели меньшие размеры: диаметр основания от 10 до 15 км, относительная высота – 500–800 м. Объем вулканических построек подсчитать очень трудно, так как они все сидят на пьедестале из более древних пород. Несмотря на меньшие размеры по сравнению с вулканом Бол. Ипелька, они обладали очень сходной с ним морфологией. Однако в настоящее время степень разрушенности этих вулканических построек значительно больше, чем вулкана Бол. Ипелька. По-видимому, худшая сохранность построек объясняется главным образом тем, что в их строении несколько большую роль

играл пирокластический материал, а сами они вследствие этого имели более крутые склоны.

Относительно возраста рассматриваемых вулканов трудно сказать что-либо определенное. Установлено, что большая часть их подвергалась ледниковой обработке обеих фаз верхнеплейстоценового оледенения. Причем к началу верхнеплейстоценового оледенения они уже были прорезаны глубокими долинами постоянных и временных водотоков. Насаженные на вулканы лавовые и шлаковые конусы почти полностью разрушены: их наличие устанавливается лишь по присутствию отпрепарированных некков. Это указывает на то, что они значительно древнее верхнеплейстоценовых лавовых и шлаковых конусов. В некоторых случаях (район гор Иголки, Сыпучей) удается наблюдать, что склоны щитовых вулканов перекрываются породами средне-верхнеплейстоценовых стратовулканов. Исходя из приведенных соображений, они отнесены предположительно к нижнему-среднему плейстоцену.

Нижний, средний и частично верхний плейстоцен – время образования широко распространенных на Южной Камчатке, разнообразных по размерам и степени сохранности существенно лавовых стратовулканов Мал. Ипелька, Утес, Толмачева, сопка Беленькая, Бол. Иголки и множества других. Все они сложены породами андезитового, андезитобазальтового и базальтового состава, с преобладанием последних. В разрезах вулканов наблюдается чередование прослоев лав и горизонтов пирокластического материала, находящихся примерно в равном отношении. Эти вулканы сравнительно небольшие образования: высота от 400 до 800 м, диаметр 3–5 км и объем 1–4 км^3. Среди них выделяются две разновидности: слабо расчлененные вулканы с преобладанием первичных склонов и более разрушенные вулканические постройки, у которых первичный рельеф занимает в общем подчиненное положение или совсем не сохранился. Типичными представителями первой разновидности являются вулканы Толмачева, сопка Беленькая, Желтая и др. Ко второй разновидности относятся Мал. Ипелька, Бол. Иголки, вулканы к югу от нижнего течения р. Озерной и др. Причем вулканы и первой и второй разновидности в своем первоначальном виде практически не отличались друг от друга: крутизна склонов конусов у вершины не превышала 20–25°, в средней части она была равна 12–15° и у основания – 6–8°. Величина B колеблется у этих вулканов от 1/7 до 1/9.

На Южной Камчатке, как и на Восточной, самые старые отрицательные вулканические формы связаны с проявлениями мощного кислого вулканизма среднего плейстоцена. Такова крупнейшая на Южной Камчатке (и вообще на Камчатке) Паужетская вулканотектоническая депрессия (кальдера с внутрикальдерными резургентными поднятиями) размером 26 × 20 км и площадью ~450 км^2. Она и наиболее долгоживущая и сложно построенная отрицательная структура на территории Южной Камчатки. В плане эта структура имеет близкую к прямоугольной форму и практически со всех сторон ограничена отчетливыми уступами высотой до 500 м. Уступы срезают породы широкого возрастного диапазона: от миоценовых до нижнеплейстоценовых. Последние слагают фрагменты вулканических плато и разрушенных щитообразных вулканов. Подобные же уступы, указывающие на телескопическое строение структуры, имеются и внутри нее.

Строение дна депрессии очень сложное. Здесь наблюдаются выступы-останцы миоцен-плиоценовых пород, широко распространены разнообразные вулканические формы рельефа (северная часть хр.Камбального, экструзивный массив Дикий Гребень и др.). Восточная часть осложнена молодой кальдерой Курильского озера и сидящим в ней крупным существенно пирокластическим стратовулканом – Ильинской сопкой. Обширные участки заняты отложениями пемзовых пирокластических покровов (см. рис. 2.13). Многоцентровый вулканический массив северной части хр. Камбального приурочен, по нашему предположению, к более раннему (средний–начало верхнего плейстоцена) резургентному поднятию, а экструзивный массив Дикий Гребень объемом ~20 км^3 – к более позднему (~7,5 тыс. ^{14}С лет).

Глубинное строение депрессии до настоящего времени изучено очень слабо за исключением участка Паужетского геотермального месторождения. По данным бурения, в пределах последнего мощность кальдерно-озерных и вулканогенных отложений паужетской свиты, выполняющих депрессию, достигает 500–600 м. Паужетская свита лежит на неровной поверхности более древних толщ предположительно миоцен-плиоценового возраста, подстилаемых в свою очередь отложениями, параллелизуемыми с вилючинской свитой. Паужетская свита выходит также и в других местах. Она, в частности, слагает основание северной части хр.Камбального, являясь фундаментом для имеющихся здесь вулканических построек.

По своему облику и особенностям геологического строения Паужетская структура подобна самым крупным кальдерам (Асо, Куччаро, Акан и др.). С двумя последними ее сближает также и сходное структурное положение: все они располагаются в месте сочленения нормальной островной дуги Курильских островов с модифицированными островными дугами Камчатки и Японии.

Возникновение Паужетской депрессии сопровождалось выбросом огромных масс пирокластического материала, сформировавшего игнимбритовые покровы в ее окрестностях – так называемые голыгинские игнимбриты. Последние были описаны С.Е. Апрелковым [1961] и В.С. Шеймовичем [1969], а также Е.Ф. Малеевым [1961]. По данным этих исследователей, игнимбриты по химическому составу соответствуют риолито-дацитам и дацитам. Мощность отложений пирокластического покрова изменяется от 30–40 м на поверхности вулканических плато до 300 м в крупных речных долинах. Столь большое колебание мощности сильно затрудняет определение ее средней величины. Поэтому принятая для расчета мощность отложений в 100–150 м очень ориентировочна. Очевидно, столь ориентировочным будет и подсчитанный объем (300–450 км^3) слагавших покров отложений. Породы покрова залегают на разных по возрасту толщах, в том числе на нижнечетвертичных эффузивах (правобережье р. Унканович).

Более молодые кальдеры и ассоциирующиеся с ними пирокластические покровы сохранились лучше и имеют позднеплейстоценовый-голоценовый возраст.

Самая крупная из кальдер – Опала, имеющая в плане вид почти правильного эллипса. Длинная ось эллипса ориентирована в западно-северо-западном направлении. Размер кальдеры 13 × 19 км, площадь 160 км^2. Вулкан Опала располагается в северной ее части. Ограничивающий кальдеру уступ имеет высоту до 300 м. В плане у него характерное фестончатое строение, как бы состоящее из пересекающихся друг с другом дуг разного радиуса кривизны. Помимо вулкана Опала на дне кальдеры имеются и другие вулканические центры: маар Бараний амфитеатр с экструзией на дне и три плоских лавовых вулкана с насаженными на них шлаковыми и лавовыми конусами в прижерловой части. Большая по площади часть днища занята вулканогенно-пролювиальными и озерными отложениями. В пределах восточного сектора днища кальдеры располагается пирокластический поток из Бараньего амфитеатра, описанный Т.Ю. Марениной [1960].

Кальдера Опала не обнаруживает видимой связи с каким-либо одним аппаратом центрального типа, более древним, чем она сама. Ее уступ сечет самые разнообразные по возрасту геологические образования. Кальдера – центр, откуда было выброшено колоссальное количество пирокластического материала, который пошел на формирование обширного покрова вокруг этой формы. Объем пород, слагающих пирокластический покров, составляет, по приблизительным подсчетам [*Мелекесцев*, 1967], около 90 км^3. Однако общий объем изверженного материала значительно больше. Естественно поэтому связывать образование кальдеры с обрушением, имевшим место после выброса пирокластического материала. На подобный генезис указывает также отсутствие в окрестностях кальдеры взрывных отложений и фестончатые очертания уступа. Возраст кальдеры Опала 39–40 тыс. ^{14}C лет. Пемза

кальдерообразующего извержения имеет риолитовый состав: 75,18–75,96% SiO_2, 3,83–4,25% Na_2O, 3,44–4,05% K_2O.

Действующий внутрикальдерный вулкан Опала (2475 м) – типичный существенно пирокластический стратовулкан. Его лавы – двупироксеновые андезиты и биотитовые дациты [*Влодавец, Пийп*, 1957]. В проанализированных образцах содержание SiO_2 – 56,28–61,62%, Na_2O – 2,55–5,25%, K_2O – 0,90–2,61% [*Долгоживущий...*, 1980]. Внутрикальдерные образования раннеголоценового возраста горы Плоская и Скалистая сложены андезибазальтовыми и андезитовыми лавами. Экструзии и пемзовая пирокластика (объем 9–10 км^3) субкальдерного извержения Бараньего амфитеатра (~600 г.) являются риолитовыми: SiO_2 – 73,68–74,37%, Na_2O – 3,80–4,07%, K_2O – 3,44–3,65% [*Мелекесцев и др.*, 1996].

К столь же крупным образованиям относится кальдера Горелая: 12,5 × 9 км, площадь 100 км^3. В центре располагается вулкан Горелый. Как и кальдера Опала, она имеет вид правильного эллипса, длинная ось которого ориентирована в западно-северо-западном направлении. Высота фестончатого в плане уступа кальдеры колеблется от 0 до 150–200 м. В некоторых местах уступ полностью погребен под более молодыми лавовыми потоками. Вокруг кальдеры располагаются фрагменты обширного игнимбритового покрова верхнеплейстоценового возраста. Образование кальдеры также связано с обрушением 34–35 тыс. ^{14}C л.н. [*Брайцева и др.*, 1994].

Пирокластический материал, выброшенный при образовании кальдер Опалы и Горелая, образовал покров, приуроченный к бассейнам рек Опалы и Карымчины, который в виде широкой и длинной (более 110 км) полосы тянется почти через весь полуостров. Его первоначальная площадь составляла ~2400 км^2. По строению поверхности и характеру слагающих пород пирокластический покров делится на две части: восточную и западную. Восточная имеет вид пологого щита с центром в районе кальдеры Горелая, с которого сносился пирокластический материал. Эта часть покрова подробно изучена И.Т. Кирсановым [1991], М.В. Федоровым [1969] и В.С. Шеймовичем [1996]. По их данным, здесь преобладают игнимбриты, однако имеются и неспекшиеся разности. Состав пород отвечает андезитодацитам и дацитам. Площадь, покрытая игнимбритами, определена в 300 км^2, а их объем в 80 км^3 исходя из средней мощности пород в 250 м. Приведенные цифры характеризуют только сохранившиеся от размыва участки пирокластического покрова. Проведенная реконструкция позволила предположить, что площадь последнего ~600 км^2 [*Мелекесцев*, 1980]. В связи с тем, что реконструировать пришлось в основном периферические части покрова, где мощность отложений была не столь велика по сравнению с центральной частью, объем пирокластических отложений возрос не столь сильно. Он приблизительно оценен в 120 км^3 (без учета пирокластики, унесенной за пределы покрова). В отличие от восточной части большая по площади (около 1800 км^2) западная часть покрова изучена слабо. По первичным уклонам поверхности и направлению движения слагающих покров толщ хорошо видно, что центр извержения материала располагается в районе кальдеры Опала. Нахождение отдельных участков покрова в местах, отделенных от кальдеры высокими горными сооружениями, свидетельствует об очень большой силе сформировавших его извержений. Картирование покрова произведено в основном по результатам дешифрирования аэрофотоснимков.

Расположенный южнее телескопированный кальдерный комплекс Ксудач (рис. 2.14) состоит из двух позднеплейстоценовых кальдер и трех голоценовых [*Мелекесцев и др.*, 1995]. От самой старой из них (Ксудач I) размером предположительно 7 × 9 км сохранился лишь юго-восточный фрагмент. Остальная часть была уничтожена при возникновении более молодой структуры, имеющей в плане округлую форму и диаметр около 7 км (Ксудач II). Именно к ней приурочены остальные три кальдеры, крупный экструзивный массив и действующий конус Штюбеля с полуторакилометровым кратером, заполненным водой (см. рис. 2.15).



Рис. 2.14. Кальдера Ксудач. (*Перспективное аэрофото*)

По очень приблизительной оценке, при образовании кальдер Ксудач I и II, в ходе эксплозивных кальдерообразующих извержений было выброшено порядка 100–110 км^3 пирокластики (тефра + материал пемзовых и игнимбритовых покровов) общим весом (150–160) × 10^9 т. Состав пирокластики дацитовый. Голоценовые же кальдеры Ксудач III-V и связанные с ними пирокластические покровы были изучены детально [*Брайцева и др.*, 1995; *Мелекесцев и др.*, 1995]. Параметры кальдер и характеристика пирокластических отложений представлена в табл. 2.1 и 2.2.

Реконструированы и датированы ^{14}C-методом четыре плинианских извержения вулкана Ксудач, сформировавших три кальдеры обрушения: $КС_1$ и кальдеру V – 1700–1800 л.н.; $КС_2$ + $КС_3$ и кальдеру IV – 6000–6100 л.н.; $КС_4$ и кальдеру III – 8700–8800 л.н. Самым мощным было извержение $КС_1$: 18–19 км^3 пирокластики, высота эруптивной колонны до 23 км. Объем продуктов извержений $КС_2$ + $КС_3$ – 10–11 км^3, $КС_4$ – не менее 1,5–1,7 км^3. Размер кальдер: V – 4 × 6,5 км, IV – 5 × 6 км, поперечник III – предположительно 2–3 км. Вынос ювенильной пирокластики в ходе извержений был ритмичным. Каждый ритм начинался выбросом тефры, а завершался формированием пирокластических потоков. Состав продуктов варьировал от андезитов до риодацитов: для $КС_2$ и $КС_4$ – преимущественно андезиты, $КС_3$ – дациты и риодациты, $КС_1$ – риодациты. Предполагается, что "спусковой механизм" для начала всех кальдерообразующих извержений – внедрение свежей сильно нагретой магмы основного состава и смешение ее с остывающей кислой магмой существовавшего ранее очага. В соответствии со своими масштабами извержения должны были оказать влияние на климат и озоновый слой Земли и найти отражение в виде кислотных пиков в Гренландском ледниковом щите.

Расположенный южнее (см. рис. 2.13) кальдерный комплекс Призрак [*Заварицкий*, 1955] состоит по крайней мере из двух крупных (поперечник 3–5 км) отрица-

Таблица 2.1

Кальдерообразующие извержения вулкана Ксудач в голоцене

Кальдера	Индекс извержения	Возраст, ^{14}C л.н.	Состав продуктов	Минеральная ассоциация	Объем, км^3			Длина ПП, км	Размер кальдеры, км	Объем полости кальдеры, км^3
					тефры	отложений ПП	общий*			
V	$КС_1$	1700–1800	Риодацит	Pl + Px + Mt	14–15	4	18–19(8)	20	4 × 6,5	6,5–7
IV	$КС_2$	6000	Андезит	Pl + Px + Mt	8–9	2	10–11(4,7)	10	5 × 6	5–6
	$КС_3$	6100	Дацит, риодацит							
III	$КС_4$	8700–8800	Андезит, дацит	Pl + Px + Mt	1,3–1,4	0,2–0,3	1,5–2(0,8)	–	2–3?	?

Примечание. ПП – пирокластические потоки; Pl – плагиоклаз, Px – пироксен, Mt – магнетит; * в скобках указан общий объем в пересчете на твердую породу.

тельных форм, частично наложенных друг на друга и осложненных присутствием мелких существенно лавовых стратовулканов и экструзивных куполов. Возраст отрицательных структур предположительно верхнеплейстоценовый.

Возраст крупнейших положительных форм рельефа – существенно пирокластических андезитобазальтовых и базальтовых стратовулканов – конец верхнего плейстоцена-голоцена. Таковы вулканы Горелый, Мутновский, Опала, Асача, Ходутка, Кошелевский, Камбальный, Ильинский, Желтовский. Большинство этих вулканов располагается в кальдерах, однако имеются и отдельные постройки, возникшие на лавовых плато вне пределов вулканотектонических депрессий. Перечисленные вулканы – крупные образования. Их относительная высота колеблется от 1000 до 2000 м, диаметр 5–8 км, а объем конусов 5–20 км^3.

Морфология стратовулканов обусловлена характером вулканической деятельности, определяющей возникновение простых и сложных построек стратовулканов. Первые из них встречаются наиболее часто. Они имеют типичную коническую форму и располагаются обособленно друг от друга. Сами конусы, как правило, усечены, так как на вершинах вулканов находятся кратеры. У некоторых конусов острые вершины. Обычно это связано с наличием в привершинных частях стратовулканов экструзий, закупоривающих жерло. Типичными простыми стратовулканами являются Опала и Ходутка.

Сложные стратовулканы имеют две основные разновидности: вулканические постройки типа Сомма-Везувий и вулканические хребты (условно можно выделить и третью разновидность, являющуюся комбинацией первых двух). К первой разновидности относятся вулканы Асача, Желтовский и Ильинский (рис. 2.15).

Вулканические хребты образовались при слиянии нескольких рядом расположенных простых одновозрастных или нескольких отличных друг от друга по возрасту стратовулканов. Таковы, например, вытянутые в субширотном направлении хребты вулканов Горелого (рис. 2.16), Мутновского, а также Камбального, имеющего северо-западное простирание. Каждый из них

Таблица 2.2

Представительные химические анализы голоценовых пирокластических отложений вулкана Ксудач

Окисел	Извержение															
	$КС_4$				$КС_3$				$КС_2$		$КС_{бт}$	$КС_1$		Конус Штюбеля		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO_2	62,48	65,78	64,69	68,70	62,82	65,50	69,30	70,89	62,57	63,10	63,66	71,78	70,93	55,25	56,74	64,09
TiO_2	0,96	0,90	0,98	0,80	0,88	0,82	0,67	0,59	0,78	0,76	0,82	0,55	0,51	0,97	0,98	0,72
Al_2O_3	16,31	15,67	15,79	15,23	16,20	16,05	15,43	15,73	16,51	16,45	16,32	14,68	15,25	17,02	15,76	15,51
Fe_2O_3	3,76	1,76	0,69	1,24	2,82	2,66	0,79	0,98	2,76	2,26	1,93	0,59	1,30	4,18	4,42	2,71
FeO	3,47	3,88	4,29	3,58	4,60	3,61	3,63	3,02	3,99	4,46	3,81	2,53	2,15	6,35	5,64	4,10
MnO	0,21	0,18	0,12	0,13	0,19	0,18	0,16	0,18	0,20	0,19	0,24	0,14	0,09	0,13	0,23	0,18
MgO	2,39	1,67	2,06	0,80	2,27	1,58	0,54	0,79	2,14	2,37	2,35	0,87	0,64	4,15	3,97	2,18
CaO	5,23	4,22	5,22	3,67	4,93	4,13	2,67	2,04	5,48	5,20	5,35	2,29	3,20	7,55	7,91	5,07
Na_2O	3,89	4,51	4,77	4,01	4,00	4,49	4,81	4,93	4,20	3,82	4,17	4,91	4,28	3,23	3,38	4,13
K_2O	1,08	1,22	1,17	1,50	1,15	0,79	1,50	1,49	1,15	1,18	1,09	1,67	1,50	0,62	0,78	1,22
P_2O_5	0,22	0,21	0,11	0,22	0,19	0,18	0,14	0,14	0,21	0,21	0,26	0,10	0,15	0,13	0,19	0,08

Примечание. Анализы даны в пересчете на безводный остаток: 1 – лапилли пемзы (образец № 8963/45); 2 – светлая пемзовая бомба (88151/4); 3 – пемза из отложений пирокластического потока (8892/1); 4 – лапилли пемзы (тефра начальной стадии извержения) (88151/1); 5 – темная бомба (8889/3); 6 – заполнитель пирокластического потока заключительной стадии извержения (89133/4); 7 – белая бомба (8889/2), образцы 5 и 7 отобраны из одного горизонта; 8 – материал пирокластического потока начальной стадии извержения (8639/19); 9 – бомба (8639/15); 10 – пемза из отложений пирокластического потока (88136/8); $КС_{бт}$ – "бомбовый туф"; 11 – лапилли пемзы (8894/1); 12 – белая пемзовая бомба начальной стадии извержения (8880/5); 13 – сизая пемзовая бомба заключительной стадии извержения (8638/3); 14 – черная грубая тефра (8885/6); 15 – черные лапилли основания тефры 1907 г. (8960/2); 16 – белая пемзовая бомба за тефры 1907 г. (8960/1). Анализы выполнены в ЦХЛ ИВ ДВО РАН. Аналитики: Л.А. Карташева, Г.В. Лец, Г.П. Новоселецкая.



Рис. 2.15. Вулкан Ильинский. Хорошо виден край кальдеры и взрывной кратер 1901 г. (*Фото Н.В. Огородова*)



Рис. 2.16. Вершинная часть вулканического хребта Горелого. Хорошо видны кратеры действующего вулкана Горелого. (*Фото Н.В. Смелова*)

образован двумя (вулкан Горелый, возможно, даже тремя) слившимися между собой простыми конусами. Вулканический хребет вулкана Мутновского можно отнести и к третьей разновидности, поскольку восточный конус имеет сложное строение (тип Сомма-Везувий).

Вероятно, простые конусы сформировались при постоянном в плане положении выводного канала и относительно слабо менявшейся интенсивности вулканической деятельности; сила отдельных извержений была более или менее близка. Наоборот, хорошо известно, что стратовулканы типа Сомма-Везувий сформировались в результате вулканической деятельности, резко менявшей свою интенсивность. Образование вулканических хребтов логичнее всего объяснить миграцией выводного канала.

Отмечается четкая связь между морфологией вулканов и их возрастом. Вулканы, сформировавшиеся в конце верхнего плейстоцена и в раннем голоцене, имеют характерную "гофрированную" поверхность склонов. Это связано с рачленением последних густой сетью глубоких барранкосов. У их подножья располагаются ледниковые отложения II фазы верхнеплейстоценового оледенения, однако скульптурные ледниковые формы на конусах отсутствуют. Последнее свидетельствует [*Мелекесцев и др.*, 1970] о том, что эти вулканы действовали во время оледенения. Кратеры на вершинах вулканов по большей части не сохранились. В отличие от них позднеголоценовые вулканы не расчленены или почти не расчленены. Особенно это относится к наиболее активным вулканам (Горелый, Мутновский), на вершинах которых наблюдаются прекрасно выраженные кратеры (см. рис. 2.15).

Породы вулканического хребта Горелый (1829 м) – базальты, андезибазальты, андезиты [*Кирсанов, Мелекесцев*, 1991] (табл. 2.3).

Расположенный к юго-востоку от вулкана Горелого сложно построенный вулканический массив Мутновский (2322 м) состоит из четырех слившихся построек, включая самую высокую из них типа Сомма-Везувий, сложен более однообразными по составу низкокалиевыми базальтами и андезибазальтами [*Петрохимия...*, 1966; *Долгоживущий...*, 1980; *Овсянников, Зубин*, 1991]: 48,66–52,50% SiO_2, 1,42–3,28% Na_2O, 0,16–0,66% K_2O.

Породы вулканов Асача (1909 м), Ходутка (2089 м), Желтовский (1957 м), Ильинский (1578 м) имеют состав от андезибазальтов до дацитов [*Долгоживущий...*, 1980]. Наиболее кислые породы слагают вершинные экструзии вулкана Желтовского: 65,19–68,70% SiO_2, 4,39–4,54% Na_2O, 0,89–1,38% K_2O. Самый южный вулкан Камбальный (2161 м) – базальтовый [*Долгоживущий...*, 1980]: 49,52–51,17% SiO_2, 2,55–3,24% Na_2O, 0,60–0,80% K_2O.

Однако морфология вулканов практически не зависит от химического состава слагающих пород. Об этом достаточно красноречиво свидетельствуют одинаковый для всех конусов характер профилей склонов и их крутизна. Крутизна склонов у всех вулканов в верхней части конусов равна 30–35°, в среднем – 15–20°, у основания – 8–10°.

В настоящее время существенно пирокластические стратовулканы – единственный на Южной Камчатке тип действующих вулканов. Однако в стадии активного роста находится только вулкан Горелый, тесно связанный с последним этапом базальтового ареального вулканизма. Остальные находятся в стадии затухания, когда вынос магматического вещества уже не компенсирует процесс разрушения построек. Самый молодой из действующих вулканов – конус Штюбеля, возникший ~350 г. Изверженные вулканом продукты представлены преимущественно андезибазальтами и андезитами с содержанием 54–62% SiO_2 [*Мелекесцев и др.*, 1995].

Проявление кислого вулканизма в голоцене на Южной Камчатке является слабым отголоском мощного средне-верхнеплейстоценового этапа эксплозивного вулканизма. Большеобъемные выбросы кислого пирокластического материала помимо кальдерного комплекса Ксудач происходили только в пределах Паужетской де-

Таблица 23

Средний химический состав (мас. %) пород вулкана Горелого

Окислы	Породы древней постройки				Породы современной постройки		
	1(3)*	2(1)	3(2)	4(3)	5(3)	6(3)	7(2)
SiO_2	50,82	52,26	60,38	67,63	51,68	54,87	57,38
TiO_2	1,07	0,98	1,20	0,80	1,08	1,23	1,30
Al_2O_3	17,01	17,65	16,16	14,69	18,04	16,89	16,52
Fe_2O_3	2,94	4,16	2,05	2,09	3,73	3,45	2,39
FeO	7,04	6,24	4,66	2,07	5,78	5,69	6,29
MnO	0,04	0,05	0,15	0,10	0,18	0,23	0,22
MgO	7,43	5,26	2,56	1,54	5,76	3,90	2,62
CaO	9,02	9,70	4,47	2,93	8,31	7,47	6,15
Na_2O	2,73	2,33	4,45	4,19	2,99	3,37	3,92
K_2O	0,99	0,73	2,55	2,82	1,65	1,86	2,33
H_2O^-	0,13	0,14	0,20	0,04	0,25	0,33	0,30
H_2O^+	0,19	0,12	0,85	0,30	0,57	0,54	0,44
P_2O_5	0,31	0,30	0,37	0,24	0,27	0,29	0,37
Сумма	99,81	99,78	99,95	99,44	100,29	100,12	100,23

Примечание. * В скобках указано количество анализов. 1, 5 – базальты; 2, 6 – андезито-базальты; 3, 7 – андезиты; 4 – дациты. Аналитики: Т.В. Долгова, Н.Р. Гусакова.

прессии при формировании молодой кальдеры Курильского озера – Ильинской. Правда, это кальдерообразующее извержение было не только самым мощным на Камчатке за последние 10 тыс. лет, но и одним из сильнейших (3–4 место) в мире за тот же срок [*Мелекесцев и др.*, 1997, 1998, 2002]. Тогда (~7600 ^{14}C л.н., ~6440 г. до н.э.) образовалась громадная (~152 км^2, первичный объем полости 70–80 км^3) сдвоенная кальдера Курильское озеро – Ильинская на юге Камчатки. Суммарный объем изверженной пирокластики оценен в 140–170 км^3, а вес – примерно в 180×10^9 т (в 7–8 раз больше, чем у Кракатау в 1883 г.). В 1200–1300 км к северо-западу от эруптивного центра в Магаданской области измеренная мощность тефры – 3–4 см, в 300 км к юго-западу (о. Онекотан) – 8–10 см. Не исключено, что тефра могла вообще выпадать на территории умеренных и высоких широт всего Северного полушария к северу от 50° с.ш. По своему климатологическому эффекту оно было, по-видимому, сравнимо с самым мощным катастрофическим извержением XIX–XX вв. – извержением вулкана Тамбора в 1815 г. Вслед за кальдерообразующим извержением в северо-восточном секторе новообразованной кальдеры стал расти действующий сейчас вулкан Ильинский, на дне появилось более десяти подводных и подводно-надводных экструзивных куполов, а у западного края начал формироваться экструзивный массив Дикий Гребень. Суммарный объем изверженных пород (дациты и риодациты) всего эруптивного этапа – 150,5–186 км^3, вес – порядка 215×10^9 т.

Позднеплейстоцен-голоценовый возраст имеют на Южной Камчатке многочисленные ареалы лавовых равнин, ассоциирующиеся с интенсивным проявлением базальтового ареального вулканизма. Ассоциирующиеся с ареальным вулканизмом формы пользуются повсеместным распространением. К ним относятся небольшие щитовые вулканы исландского типа, 250 шлаковых и лавовых конусов и обширные лавовые равнины. Начало последнего этапа ареального вулканизма падает на середину верхнего плейстоцена, ~40–50 тыс. л.н.

Щитовые вулканы располагаются в центральной части района. Большинство их сосредоточено в треугольнике между вулканами Опала, Асача и Ходутка. Всего насчитывается 17 щитовых вулканов. Диаметр вулкана от 3 до 10 км, высота от 100–150 м до 400–500 м. Точные данные о составе слагающих пород отсутствуют. Насколько можно судить по аэрофотоснимкам, с поверхности эти вулканы сложены потоками глыбовой и реже волнистой подвижной лавы.

Состав их лав преимущественно базальтовый. Излияния происходили либо из одиночного центра, либо из коротких (до 1 км длиной) трещин, фиксированных цепочками лавовых и шлаковых конусов. Вулканы имеют пологие, слабо вогнутые, иногда прямые склоны, крутизна в верхней части конусов 8–10°, в нижней и средней – 4–6°. Иногда строение верхних частей щитовых вулканов осложняется насаженными на них шлаковыми конусами. Кратеры чаще всего имеют небольшие размеры (первые десятки метров в поперечнике) и морфологически плохо выражены. Отношение высоты вулкана к его диаметру, если не учитывать насаженных шлаковых и лавовых конусов, составляет у вулканов 1/15–1/20, т.е. весьма близко к таковому у более древних раннеплейстоценовых форм. Все формы одноактные.

Общая площадь участков ареальных излияний составляет на Южной Камчатке 1250 км^2, а их объем достигает 140 км^3.

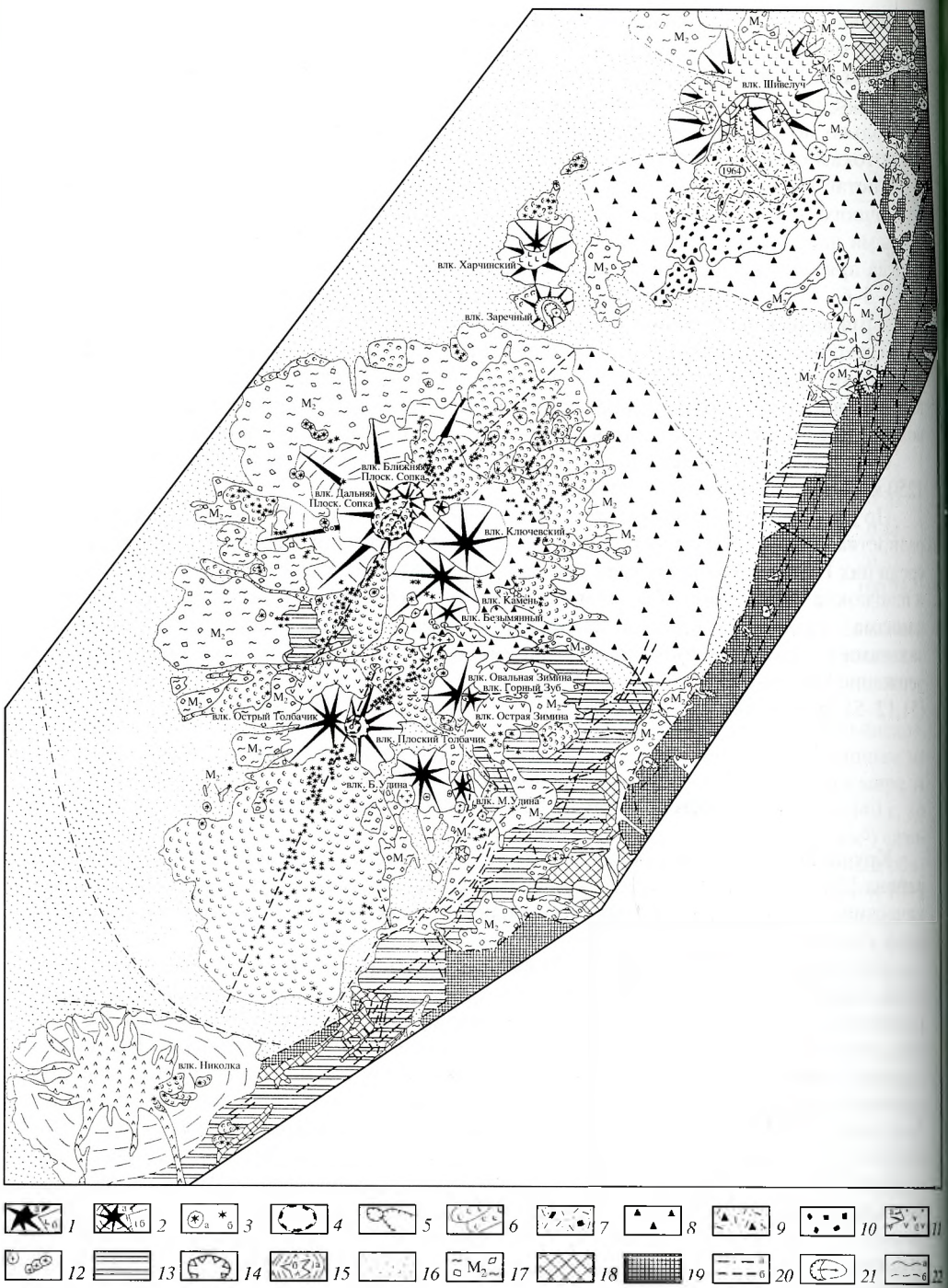
По данным А.А. Важеевской [*Долгоживущий...*, 1980] базальты представлены разностями от порфировых до афировых. По минеральному составу вкрапленников среди них Важеевская выделила три разновидности: только с оливином; с оливином и плагиоклазом; с оливином, плагиоклазом и пироксеном. Породы ареального вулканизма – самые основные по химическому составу. Они представлены только базальтами и андезибазальтами. Из 40 проанализированных образцов пород у 12 содержание SiO_2 менее 50% (47,00–49,98%), у 9 – 50–51% (50,09–50,86%), у 12 – 51–52% (51,12–51,58%) и лишь у 7 – более 52% (52,36–52,92%) [*Долгоживущий...*, 1980].

2.3.3. Вулканический район Центральной Камчатской депрессии

Крупнейшие вулканические образования грабен синклинали и вулканического района Центральной Камчатской депрессии – Ключевская группа вулканов, вулканический массив Шивелуч, щитообразный вулкан Николка – приурочены к северному участку этой структуры (рис. 2.17).

Длина его 170 км, ширина 50–70 км, т.е. имеет тот же порядок, что и смежные с ней структуры поднятий. Пограничные с депрессией поднятия имеют на рассматриваемом участке принципиально различную природу и возраст заложения. На востоке это все та же горст-антиклиналь Восточного хребта, заложившаяся в качестве поднятия начиная с миоцена. Границей между ней и депрессией служит система крупноамплитудных разломов, почти на всем протяжении выраженная в современном рельефе в виде тектонических уступов. На западе депрессия граничит со сложенной миоцен-плиоценовыми вулканическими породами Козыревско-Быстринской системой сводов. Имеет место пологое погружение вулканогенно-осадочных толщ, развитых в Козыревском и Быстринском хребтах на восток, в сторону Центрально-Камчатской депрессии. На самом севере района располагается щитообразный вулкан Начикинский, маар Начикинский и порядка 20 одноактных эруптивных форм п-ва Озерной (см. рис. 2.17, 2.18). На юге района находятся щитообразный вулкан г.Николка и экструзивный вулкан Кизимен.

Самая известная здесь и наиболее изученная во всех отношениях [*Влодавец*, 1940; *Пийп*, 1956; *Горшков, Богоявленская*, 1965; *Гущенко*, 1965; *Тимербаева*, 1967; *Сирин*, 1968; *Мелекесцев и др.*, 1970, 1974; *Эрлих*, 1973; *Балеста и др.*, 1976; *Ермаков*, 1977; *Большое...*, 1984; *Хренов и др.*, 1991 и др.] – знаменитая Ключевская груп-



1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11

12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22

Рис. 2.17. Геоморфолого-вулканологическая карта вулканического района грабен-синклинали Центральной Камчатской депрессии:

1 – хорошо сохранившиеся (а) и слабо разрушенные (б) стратовулканы позднеплейстоцен-голоценового возраста; *2* – щитовой вулкан основания Плоских сопок; *3* – шлаковые и лавовые конуса позднеплейстоцен-голоценового возраста, выраженные в масштабе (а) и не выраженные (б); *4* – кальдеры гавайского типа; *5* – кратеры; *6* – лавовые потоки и равнины позднеплейстоцен-голоценового возраста; *7* – отложения направленных взрывов и пирокластических потоков голоценового возраста; *8* – голоценовые вулканогенно-пролювиальные равнины; *9* – неразделенные голоценовые вулканогенно-пролювиальные равнины и равнины пирокластических потоков; *10* – отложения мощных направленных взрывов; *11* – в разной степени разрушенные стратовулканы средне-верхнеплейстоценового возраста (сохранившиеся (а) и разрушенные (б) участки); *12* – экструзивные купола; *13* – лавовые плато; *14* – древняя кальдера в. Шивелуч; *15* – верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовые щитообразные вулканы, сохранившиеся (а) и разрушенные (б); *16* – аккумулятивные равнины позднеплейстоценового возраста; *17* – морены II фазы верхнеплейстоценового оледенения; *18* – участки вулканогенотектонического рельефа; *19* – участки денудационно-тектонического рельефа; *20* – разломы, выраженные в рельефе (а) и предполагаемые и скрытые под толщей отложений (б); *21* – сейсмотектонические обвалы и оползни; *22* – границы, установленные (а) и предполагаемые (б)

па вулканов. Ее площадь ~6500 км^2. На территории группы насчитывается 12 крупных вулканических сооружений: вулканы Ключевской – 4750 м, Камень – 4575 м, Плоская Ближняя сопка – 4108 м, Плоская Дальняя сопка – 3943 м, Острый Толбачик – 3682 м, Плоский Толбачик – 3085 м, Безымянный[2] – 3085 м, Овальная Зимина – 2744 м, Острая Зимина, Горный Зуб – 2242 м, Большая Удина – 2920 м, Малая Удина – 1945 м (см. рис. 2.18) и около 400 более мелких вулканических форм (шла-



Рис. 2.18. Вулканы южной части Ключевской группы

На первом плане справа – разрушенный вулкан Горный Зуб (2242 м), за ним вулканический хребет Зимина (2744 м); на заднем плане слева направо – вулканы Мал. Удина (1945 м, Q_3^4), Бол. Удина (2920 м, Q_3^3-Q_4^1), Плоский Толбачик (3085 м, Q_3^3-Q_4) с вершинной кальдерой и Острый Толбачик (3682 м, Q_3^3-Q_4^1). (*Перспективное аэрофото*)

[2] Данные до извержения 1955–1956 гг., в настоящее время ~2900 м.

ковые и лавовые конусы, экструзивные купола, воронки взрыва). Вулканы Ключевской, Плоский Толбачик, Безымянный и Плоская Дальняя сопка (вулкан Ушковский) – действующие. Ранее отдельным вулканом считалась сопка Средняя - 3085 м. Однако она оказалась гигантским аллохтоном – перемещенной вниз вершиной Плоской Ближней сопки [*Мелекесцев*, 1980].

Наиболее старые вулканические образования в пределах Ключевской группы вулканов – нижние части лавовых плато Удинского и Хапичинского долов, а также центральных частей Ключевской группы (лавовые плато в верхнем течении р. Студеной). По данным О.А. Алыповой [1967], их лавы имеют прямую намагниченность. К сожалению, на большей части территории группы сформировавшиеся в это время лавовые равнины оказались позднее погребенными под более молодыми образованиями, поэтому судить о масштабах вулканизма данного этапа в целом пока нельзя. Их возраст, с учетом палеомагнитных измерений и материалов спорово-пыльцевого анализа, моложе 0,7 млн лет, вероятнее всего среднеплейстоценовый. Крупные вулканы центрального типа в среднем плейстоцене почти не формировались, так как единственным образованием такого рода является здесь вулкан Горный Зуб, а предполагать, что подобные сооружения были разрушены или погребены, нет оснований.

Вулкан Горный Зуб сложен андезитобазальтами и базальтами. В настоящее время он сильно разрушен. Обломки слагающих его пород обнаружены в моренах I и II фаз верхнеплейстоценового оледенения. Лавы вулкана, по измерениям О.М. Алыповой [1967], имеют нормальную намагниченность. Взаимоотношения пород, слагающих вулкан Горный Зуб, и описанных выше лав плато неясно. Вероятно, породы вулкана несколько моложе лав плато. Можно полагать, что вулкан Горный Зуб сформирован в среднем-верхнем плейстоцене, до начала верхнеплейстоценового оледенения.

Все остальные вулканические образования Ключевской группы имеют позднеплейстоцен-голоценовый возраст [*Мелекесцев и др.*, 1970, 1974]. Крупнейший (~1200 км^3) из них – гигантский вулканический массив Плоских сопок, весьма сложно построенный. Его основанием служит щитообразный вулкан с размером основания 70 × 40 км, лавы которого выходят по левому и правому берегам р. Камчатки от п. Козыревск до г. Ключи и еще ниже по течению реки. На вершине щитообразного вулкана располагаются два крупных существенно пирокластических стратовулкана – Дальняя и Ближняя Плоские сопки. В свою очередь, вершинные части обоих вулканов увенчаны комплексом из двух кальдер гавайского типа – шестикилометровой и вложенной в нее четырехкилометровой. К внутренней кальдере приурочен щитовой вулкан с насаженными на него шлаковыми конусами Херца и Горшкова. Каждый из них имеет кратер, почти доверху заполненный льдом. В ледовом колодце в кратере конуса Горшкова в 1983 г. была обнаружена [*Овсянников и др.*, 1985] фумарола с температурой до 83 °С и прогретые участки общей площадью ~5000 м^2. На вулканический массив Плоских сопок наложены две региональные зоны шлаковых конусов, имеющих дугообразную форму, общее северо-восточное простирание и длину до 50 км. Обе они генетически связаны с двумя крупными зонами растяжения, рассекающими этот массив, одна – в позднем плейстоцене, другая – в начале голоцена ~9500 ^{14}С л.н. Такой же возраст имеют ассоциирующиеся с ними шлаковые и лавовые конусы, а также кальдеры. Возраст вершинного щитового вулкана с конусами Херца и Горшкова – голоценовый, щитового вулкана основания Плоских сопок и насаженных на него существенно пирокластических стратовулканов – позднеплейстоценовый.

Породы щитового вулкана основания – базальты и андезибазальты мезо- и мегаплагиофирового облика, они вскрыты по долинам водотоков, расчленяющих вулкан, до высоты 1000–1500 м [*Сирин*, 1968]. Породы более молодых построек имеют состав от базальтов до андезитов и относятся к калиево-натриевой серии нормаль-

ного и субщелочного рядов [*Флеров, Овсянников*, 1991]. Содержание SiO_2 в них 49,6–61,5%. Вариации щелочности $Na_2O + K_2O$ = 3,2–5,5% – в базальтах и 5,3–7,3% – в андезитах.

Ближайший аналог массива Плоских сопок почти по всем параметрам – вулкан Врангеля на Аляске (США), а по размерам и объему постройки – вулкан Этна на о. Сицилия (Италия).

Принципиально сходное строение с массивом Плоских сопок имеет короткий вулканический хребет из слившихся своими основаниями вулканов Плоский и Острый Толбачики, несмотря на меньший (250–300 км^3) суммарный объем их построек. В основании его – тоже базальтовый щитовой (или щитообразный) вулкан с диаметром основания ~22 км [*Ермаков, Важеевская*, 1973], на который насажены два существенно пирокластических вулкана Острый и Плоский Толбачики. Все эти вулканические формы имеют, как и в ранее рассмотренном случае, позднеплейстоценовый возраст. В самом начале голоцена через вулкан Плоский Толбачик прошла протяженная (~70 км) дугообразная зона растяжения, с которой было связано формирование в голоцене обширного (875 км^2) лавового покрова – Толбачинского дола и еще двух участков лавовых покровов: северо-восточного (110 км^2) и Два Брата (50 км^2). Более чем 60-ю извержениями за 9–10 тыс. лет (самое молодое пока Большое трещинное Толбачинское извержение 1975–1976 гг.) здесь было вынесено на поверхность >80 км^3 лавы и пирокластики весом ~173 × 10^9 т [*Брайцева и др.*, 1984]. На вершине Плоского Толбачика в начальный этап лавовых излияний возникла кальдера (3,5 × 3 км) гавайского типа, в которой вырос щитовой вулкан, а на нем ~600 г. образовалась еще одна кальдера размером 2 × 1,8 км и глубиной 450 м. До извержения 1975–1976 гг. к ней был приурочен колодцеобразный провал диаметром 350–400 м и глубиной 150–200 м, на дне которого время от времени появлялось лавовое озеро – единственное на Камчатке в историческое время [*Мархинин*, 1964 и др.]. В ходе извержения 1975–1976 гг. провал постепенно трансформировался в современную кальдеру гавайского типа, как реакция на отток магмы из постройки Плоского Толбачика. Часть этой магмы вышла на поверхность, породив Южный прорыв Большого трещинного Толбачинского извержения (объем изверженных продуктов 1 км^3, вес 2,17 × 10^9 т), а часть, судя по продолжавшейся поверхностной сейсмичности южнее прорыва [*Большое...*, 1984], прошла еще дальше. По измерениям В.Н. Двигало [*Большое...*, 1984], в 1977 г. размер новой кальдеры был 1,615 × 1,220 км, а объем полости – 0,347 км^3. Определенный объем полости кальдеры равен менее 50% объема (в пересчете на плотную породу с объемным весом 2,6–2,7 г/см^3 – 0,80–0,83 км^3) изверженной базальтовой магмы Южного прорыва.

Наложение трещинной зоны, рассекшей постройку Плоского Толбачика, "гальванизировало" его активность и продлило жизнь этого вулкана, как минимум, до настоящего времени, а возможно, и намного дольше. Возникший же одновременно с Плоским Острый Толбачик давно прекратил свою деятельность.

В ходе формирования кальдеры вершинная часть вулкана Плоский Толбачик была уничтожена двумя синхронно протекавшими процессами: провалом в полость возникшей кальдеры и обвалом на северо-восток. Самый крупный обрушившийся туда блок вершины вулкана – г. Поворотная (1760 м), который переместился по горизонтали на 10 км. Одновременно произошел обвал на вулкане Острый Толбачик, его материал обрушился на юго-восток [*Мелекесцев, Брайцева*, 1987].

Породы щитового вулкана основания Толбачинского массива – оливин-пироксеновые и авгитовые базальты в основании разреза, плагиоклазовые базальты и андезибазальты в кровле [*Ермаков, Важеевская*, 1973]. Конусы Острого и Плоского Толбачиков сложены лавой и пирокластикой. Внизу лавы представлены пироксен-плагиоклазовыми и оливин-пироксен-плагиоклазовыми базальтами, вверху преобладают плагиоклазовые базальты с пироксеном, присутствуют андезибазальты [*Ермаков*, 1977].

Кроме четырех вулканов рассмотренных вулканических массивов позднеплейстоцен-голоценовый возраст имеют существенно пирокластические стратовулканы Большая и Малая Удины, Овальная и Острая Зимины, Камень. Самый крупный из них – базальт-андезитовый вулкан Камень (200 км^3), самый мелкий – базальтовый вулкан Малая Удина (5 км^3).

Наиболее четкое стратиграфическое положение занимают мегаплагиофировые лавы (базальты и андезибазальты), слагающие верхние части плато Удинского и Хапичинского долов: они подстилаются мореной I фазы верхнеплейстоценового оледенения и перекрываются ледниковыми отложениями II фазы этого оледенения. Можно уверенно полагать, что они излились в течение верхнеплейстоценового межстадиала (Q_3^2). Следует отметить, что помимо верхнеплейстоценовых мегаплагиофировых лав на территории Ключевской группы вулканов развиты мегаплагиофировые лавы голоценового возраста, близкие к ним по внешнему облику и химическому составу (район вулкана Овальная Зимина, лавовый Шиш и др.). Ранее [*Пийп*, 1956] все мегаплагиофировые лавы считались одновозрастными. Их суммарный объем ~100 км^3.

Излияние верхнеплейстоценовых мегаплагиофировых лав соответствует по времени массовым выбросам кислой пирокластики в вулканических районах Восточной и Южной Камчатки, а также начальному этапу базальтовых ареальных излияний в их пределах.

Голоценовый возраст имеют только самые известные действующие вулканы – Ключевская сопка и Безымянный, которым посвящена обширная литература [*Влодавец*, 1940, 1949; *Пийп*, 1956; *Богоявленская*, 1957; *Горшков*, 1957; *Горшков, Богоявленская*, 1965; *Брайцева и др.*, 1990; *Богоявленская и др.*, 1991; *Хренов и др.*, 1991; *Двигало, Мелекесцев*, 2000, *и др.*].

Ключевская сопка – самый высокий (абс. высота в 1987 г. – 4835 м) действующий вулкан Евразии, возник ~6100 ^{14}C л.н. (или ~5000 г. до н.э.) [*Брайцева и др.*, 1994]. За время жизни им было извергнуто ~270 км^3 базальт-андезибазальтовой лавы и пирокластики общим весом ~ 600 × 10^9 т. Сейчас высота его постройки от подошвы (абс. высота 1600–1700 м) на склоне вулкана Камень до кромки кратера ~3200 м, площадь основания, включая вулканогенно-пролювиальные равнины подножия, ~ 1000 км^2.

Сравнительно небольшой по объему (~10 км^3 вместе с его экструзивными куполами) вулкан Безымянный, сложенный преимущественно андезитами, получил всемирную известность после его катастрофического извержения типа направленного взрыва [*Горшков*, 1957] 30 марта 1956 г. Во время извержения высота эруптивного облака достигала 40–45 км, а тонкий пепел и аэрозоли были обнаружены через несколько дней в стратосфере над Лондоном [*Гущенко*, 1965]. Всего было выброшено и перемещено 2,8–3 км^3 материала: тефра + обвально-взрывные отложения + отложения пирокластических потоков [*Мелекесцев*, 1980]. В образовавшемся, открытом на юго-восток кратере размером 2,8 × 1,7 км начал расти экструзивный вулкан Новый, извергавшийся после 1956 г. почти каждый год. К 2003 г. он достиг объема порядка 0,5 км^3, а объем ассоциирующихся с ним тефры и материала пирокластических потоков составил дополнительно еще ~0,1 км^3. Содержание SiO_2 в изверженных ювенильных андезитах изменилось от 60% в 1956 г. до 55% в 1985–1986 гг. [*Богоявленская и др.*, 1991]. Всего же за 10–11 тыс. лет вулкан Безымянный изверг ~20 км^3 пород весом (35–40) × 10^9 т, имевших состав от базальтов и андезитов в главной постройке до дацитов (65% SiO_2), слагающих экструзивные купола.

На территории Ключевской группы вулканов обнаруживается четкая корреляция между временем и интенсивностью вулканической деятельности, с одной стороны, и знаком и скоростью вулканотектонических движений, с другой. Так, участок

с Ключевской сопкой, где интенсивность выноса магмы на поверхность максимальная (~90 × 10^6 т/год), с большой скоростью опускается, способствуя здесь мощной аккумуляции. Плоский Толбачик с Толбачинской региональной зоной шлаковых конусов тоже опускается, но с меньшей скоростью, поскольку здесь средняя интенсивность выноса магмы в голоцене была равна ~18 × 10^6 т/год. Участок с вулканическим массивом Плоских сопок, где самые молодые извержения происходили в первой половине голоцена, практически стабилен. Плато Удинского и Хапичинского дола, в пределах которых вулканическая деятельность прекратилась в позднем плейстоцене, испытывают дифференцированное воздымание. Правда, с меньшей скоростью, чем сопредельный с ними горст хр. Кумроч.

Вулканический массив Шивелуч (площадь основания ~1650 км^2) располагается в самой северной части депрессии (см. рис. 2.17), его основание, включая широкий пояс вулканогенно-пролювиальных и флювиогляциальных равнин, имеет в плане вид слабовытянутого овала, длинная ось которого ориентирована в северо-западном направлении. Его длина около 70 км. Длина короткой оси не превышает 40–45 км. Центральная часть массива образована двумя крупными вулканическими сооружениями – Старым Шивелучем, очень крупным, сложно построенным полигенным стратовулканом [*Меняйлов*, 1955], южная часть которого разрушена гигантским направленным взрывом и обвалом, и Молодым Шивелучем, сидящим в центральной части обвально-взрывного кратера (кальдеры) до 9 км в поперечнике.

В работе [*Мелекесцев и др.*, 1991] показано, что в строении Старого Шивелуча принимают участие весьма разнородные образования как по генезису, так и по составу слагающих их пород. Основание его постройки во всех секторах (кроме южного, уничтоженного при образовании кальдеры) сложено очень мощной (местами >1500 м) грубообломочной и грубослоистой толщей андезитового состава. Она, как правило, не сцементирована, а лишь уплотнена под действием литостатической нагрузки. Слои падают периклинально. Лавовых потоков в нижних частях разреза почти нет, но выше их доля несколько увеличивается, преобладают амфибол-плагиоклазовые андезиты. В восточном и юго-восточном секторах на высотах 1500–1800 м имеются пачки лав и пирокластики состава оливин-пироксеновых андезибазальтов. Последние слагают и насаженные там на склон вулкана тюйя, связанные с подледными извержениями (см. рис. 43 в работе [*Мелекесцев и др.*, 1991]). Вершинная часть Старого Шивелуча сложена очень мощными лавовыми потоками андезитов [*Меняйлов*, 1955]. На западе эта верхняя преимущественно лавовая толща андезитового состава очень сложно сопрягается с лавово-пирокластической толщей андезибазальтового состава другой вулканической постройки, образованной в результате многоцентровых извержений северо-восточного окончания Харчинско-Заречной региональной зоны шлаковых конусов [*Волынец и др.*, 1998, 1999]. Граница между Старым Шивелучем и этой постройкой проходит примерно по р. Байдарной. К восточному продолжению зоны приурочены и андезибазальты эруптивных центров северо-восточного сектора постройки Старого Шивелуча (см. выше). Западная андезибазальтовая постройка прорвана экструзивными куполами группы Каран, имеющими голоценовый возраст. Они сложены андезитами.

Высота стенок кальдеры, ограничивающих Молодой Шивелуч, от нескольких сот метров до 1500–1600 м (район Главной вершины, 3307 м). Морфология кальдеры и ассоциирующиеся с ней отложения указывают на ее комбинированное происхождение. Главными кальдерообразующими агентами были: гигантский взрыв (серия взрывов?), крупномасштабное обрушение, обвально-оползневые процессы. Обвально-взрывные отложения широко распространены в пределах всего южного сектора подножия Шивелуча на расстоянии 40–45 км от кальдеры. Видимая мощность толщи >200 м, ориентировочный объем ее отложений 50–60 км^3. Для сравнения, объем обвально-взрывных отложений катастрофического извержения Молодого Шивелуча 12 ноября 1964 г. – 2 км^3. Полость кальдеры была ледоемом огром-



Рис. 2.19. Кратер и экструзивный купол вулкана Мол. Шивелуч. (*Фото В.Н. Двигало, 1994*)

ного ледника (возраст 22–23 тыс. ^{14}C лет), окончание которого находилось на теперешнем правом берегу р. Камчатки в 4–5 км южнее современного местоположения г. Ключи. Предположительно тефра этого извержения обнаружена в донных осадках Камчатского залива. Ее возраст ~30 тыс. ^{14}C лет.

Действующий Молодой Шивелуч (абс. высота ~2800 м) – сложно построенный экструзивный вулкан из множества слившихся между собой экструзивных куполов и их агломератовых мантий. В настоящее время его действующий аппарат – многофазный (1980–1981 гг. + 1993–1995 (1995?) гг. + 2001–2003 гг.) экструзивный купол, приуроченный к северной части восьмеркообразного кратера 1964 г. (рис. 2.19).

В течение последних 10 тыс. лет выявлено и датировано более 60 извержений вулканов (устное сообщение В.В. Пономаревой и М.М. Певзнер). Преобладающие породы – амфиболовые андезиты.

Старый и Молодой Шивелуч приурочены к дуговому в плане сбросу большой (вероятно, >1000 м) амплитуды. Его северное крыло поднято, южное – глубоко опущено.

Основанием Старого Шивелуча на севере служит поверхность одной из морских террас среднеплейстоценового межледниковья. В какой-то мере это может служить указанием на его нижнюю возрастную границу. Однако на самом деле вулканичес-

кая постройка, по-видимому, значительно моложе, поскольку на ее склонах и у подножия пока не обнаружены следы I фазы верхнеплейстоценового оледенения. Не исключено, что Старый Шивелуч во время I фазы оледенения либо вообще отсутствовал, либо имел небольшие размеры и высоту и не мог являться крупным центром оледенения. Наиболее вероятное время начала вулканической деятельности массива Старого Шивелуча – верхний плейстоцен, скорее даже, середина верхнего плейстоцена ($Q_3^2 - Q_3^3$) 65–40 тыс. л.н.

С момента своего возникновения по настоящее время вулканом Шивелуч извержено порядка 1050 км^3 материала общим весом ~2200 × 10^9 т. При принятом в работе [*Мелекесцев и др.*, 1980] возрасте (65 тыс. лет) Шивелуча средняя интенсивность выноса магматического вещества равна примерно 40 × 10^6 т/год. Если время жизни вулкана окажется меньше, то приведенная цифра возрастет. Однако в любом случае вулканы Шивелуч и Ключевской следует относить к типичным вулканам-гигантам по их продуктивности [*Мелекесцев*, 1980; *Поляк, Мелекесцев*, 1981].

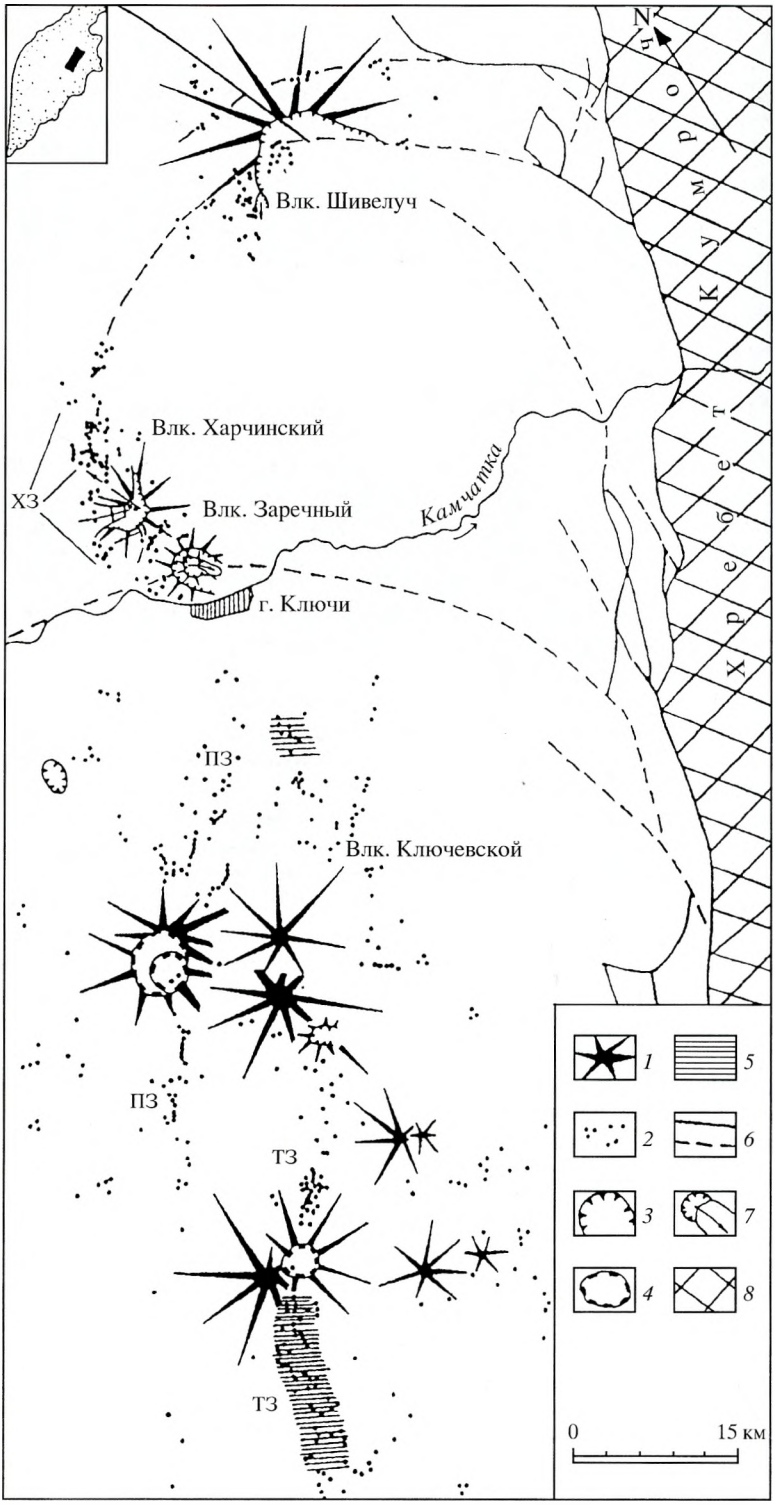
По приблизительным подсчетам И.В. Мелекесцева, объем вулканических пород Ключевской группы равен примерно 5000 км^3, а вес 1,2 × 10^{13} т. Средняя интегральная мощность вулканогенных пород для нее составляет ~800 м. Аналогичные цифры для вулканического массива Шивелуч равны соответственно 950 км^3, 2 × 10^{12} т и 550–600 м. Несомненно, столь огромный вес вулканических сооружений Ключевской группы и массива Шивелуч не мог не вызвать прогибания земной коры этого участка. Действием дополнительной нагрузки массива Ключевской группы вулканов, вероятно, объясняется и прогиб под ней поверхности *M* с амплитудой >2 км [*Зубин, Тараканов*ский, 1976].

Харчинский массив (рис. 2.20, 2.21), имеющий вид короткого аккумулятивного вулканического хребта, образован слившимися между собой базальтовыми вулканами Заречным и Харчинским и примыкающим к последнему с севера небольшим участком ареального вулканизма. Длина массива 21–22 км, максимальная ширина ~11 км, площадь основания ~220 км^2. Его длинная ось ориентирована в северо-северо-западном направлении (345°). Подобное же простирание имеет и разрывное нарушение, к которому приурочены составляющие хребет вулканы.

Все вулканы имеют довольно хорошую сохранность. Однако вершинная часть Харчинского вулкана расчленена небольшими троговыми долинами, а его подножье перекрыто моренами II фазы верхнеплейстоценового оледенения. Начало образования вулкана неизвестно, но наличие значительных участков первичных склонов позволяет предполагать его верхнеплейстоценовый возраст. Вулкан Заречный практически не изменен экзогенными процессами, но на его подножии располагается краевая часть конечноморенного комплекса ледника с вулкана Старый Шивелуч.

Поэтому наиболее вероятный возраст вулкана – конец верхнего плейстоцена. Геоморфология, геологическое строение и вещественный состав пород, слагающих уникальные для Камчатки вулканы Харчинский и Заречный, детально рассмотрены в работе [*Волынец и др.*, 1998, 1999]. Предполагаемый возраст вулкана Харчинского 40–50 тыс. лет, остальные эруптивные центры моложе, но все они доголоценовые. За 35–40 тыс. лет эруптивными аппаратами Харчинского вулканического массива вынесено на поверхность свыше 75–83 км^3 материала, весом (185–205) × 10^9 т (из них ~4 км^3, весом ~8 × 10^9 т – стоодноактными эруптивными центрами региональной зоны шлаковых конусов), преимущественно магнезиальных базальтов.

По минералогическим данным, базальтовые и андезитовые расплавы отличались высоким содержанием воды (≥3–4 и >6–7 мас.% соответственно) и кристаллизовались при высокой (на 2,0–2,5 порядка выше буфера NNO) фугитивности кислорода. В этом отношении, а также по особенностям валового химического и редкоэлементного состава базальты и андезиты изученных вулканов весьма


N
Влк. Шивелуч
Влк. Харчинский
ХЗ
Влк. Заречный
Камчатка
г. Ключи
ПЗ
Влк. Ключевской
ПЗ
ТЗ
ТЗ
Срединный хребет
Ключевская группа
1
2
3
4
5
6
7
8
0
15 км

близки породам вулкана Шивелуч, а также расположенного на северном фланге Северной группы вулканов Камчатки, но отличаются от пород группы более южных вулканов.

Магнезиальные базальты вулканов Харчинский, Заречный и Шивелуч по сравнению с аналогичными по магнезиальности базальтами Ключевского вулкана и Толбачинского дола имеют более высокие концентрации K, Ba, Sr, более низкие Ca, Sc, Yb при более высоких отношениях La/Yb, Ni/Sc и La/Ta, а исходные расплавы их были более водонасыщенными и окисленными.

Расположенный на крайнем севере района вулкан Начикинский по морфологии напоминает раннеплейстоценовый щитообразный вулкан средних (объем постройки ~90 км^3) размеров. Однако при проведении геологической съемки выяснилось [*Литвинов и др.*, 1991], что это гораздо более сложнопостроенный вулканический массив, сложенный разными по составу породами: дацитами, андезитами (преобладают), андезибазальтами, базальтами, включая их разновидности с повышенной щелочностью. Хотя в своей основе он – действительно щитообразный вулкан, но с большим количеством насаженных на него более молодых одноактных форм: шлаковых и лавовых конусов, экструзивных куполов, тюйя, которые и обеспечивают в основном столь разнообразный химический состав пород: SiO_2 52,02–69,48%. Весьма разнообразны по составу (от риодацитов с SiO_2 70,36–72,83% до базальтов с SiO_2 50,44%) породы, слагающие одноактные формы на восточном побережье п-ва Озерной. Среди них тоже имеются и разновидности с повышенной щелочностью [*Литвинов и др.*, 1991].

На крайнем юге к Ключевской группе примыкает крупный щитообразный вулкан Николка (хр.Никольский). Основание вулкана имеет овальную форму. Длина большой оси субширотного простирания ~35 км, меньшей – 25 км. Площадь основания ~700 км^2. В настоящее время высота вулкана ~1250 м, однако эта величина меньше первоначальной высоты, так как вершинная часть вулкана сильно разрушена. Возраст его, по палеомагнитным измерениям, поздневерхнеплиоценовый–раннеплейстоценовый, возраст насаженных лавовых и шлаковых конусов – позднеплейстоценовый. Объем постройки ~250 км^3. Сложена она породами, имеющими состав от базальтов до андезитов.

Пространственно тяготеет к вулканическому району Центральной Камчатской депрессии и действующий вулкан Кизимен (№ 62 на рис. 2.1), хотя он и расположен в соседнем с депрессией Щапинском грабене на крупном разломе у подножия хр. Тумрок. Его морфология, геологическое строение, эволюция изверженных продуктов во времени детально рассмотрены в специальной статье [*Мелекесцев и др.*, 1992]. По размерам вулкан Кизимен (абс. высота 2367 м) типичен для действующих вулканов Камчатки. Площадь его основания вместе с равнинами подножия – 120 км^2, относительная высота постройки над руслом р. Левая Щапина – 1950–2000 м. Крутизна склонов конуса в средней и верхней части – 30–40°. Суммарный объем постройки, включая отложения равнин подножий, ~25 км^3.

←

Рис. 2.20. Местоположение Харчинского и Заречного вулканов Харчинской региональной зоны шлаковых конусов в пределах Северной группы вулканов:

1 – многоактные вулканы; *2* – одноактные эруптивные центры; *3* – уступы кальдер обрушения крупнейших обвально-взрывных и взрывных кратеров; *4* – кальдеры гавайского типа; *5* – участки извержений позднеголоценовых магнезиальных базальтов в Ключевской группе вулканов; *6* – тектонические и вулканотектонические нарушения разных типов (а – выраженные в рельефе, б – предполагаемые и погребенные под молодыми отложениями); *7* – вулкано-сейсмотектонические и сейсмотектонические обвалы (стрелка показывает направление перемещения блоков и грубообломочного материала); *8* – горстовое поднятие хребта Кумроч. ПЗ – региональная зона шлаковых конусов Плоских сопок; ТЗ – Толбачинская региональная зона шлаковых конусов

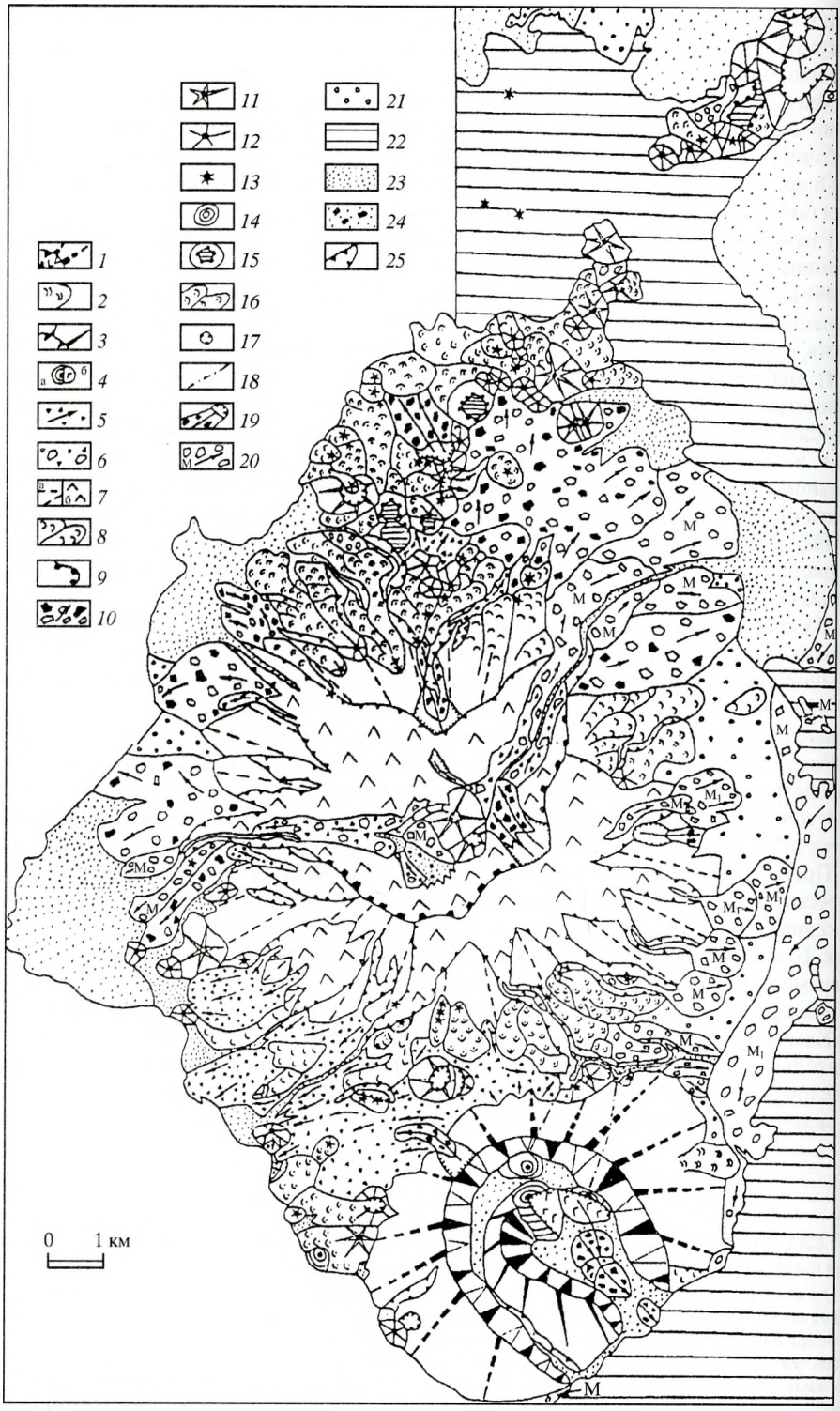

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
0 1 км

Рис. 2.21. Геоморфолого-вулканологическая карта Харчинского вулканического массива (Q_3^{3-4}).

Вулкан Заречный: *1* – сомма вулкана Заречный I, *2* – лавовые потоки, *3* – сомма вулкана Заречный II, 4 – экструзивные купола (а – сохранившиеся части, б – разрушенные), *5* – шлаковые пирокластические потоки (стрелки показывают направление движения материала), *6* – неразделенные шлаковые пирокластические потоки и морена Q_3^4. Вулкан Харчинский: *7* – конус вулкана (а – сохранившиеся фрагменты склонов, б – сильно разрушенные), *8* – лавовые потоки, *9* – бровка обвального цирка, *10* – отложения обвально-осыпных конусов. Одноактные вулканические формы: *11* – крупные, *12* – средние и мелкие, *13* – не выраженные в масштабе, *14* – андезитовые экструзивные купола, *15* – тюйя, *16* – лавовые потоки, *17* – кратеры. Прочие формы: *18* – разрывные нарушения, *19* – обвалы, *20* – морены (Q_3^4), *21* – флювиогляциальные отложения (Q_3^4), *22* – озера и озерные террасы (Q_4), *23* – пролювиальные конусы выноса (Q_4), *24* – обвально-осыпные конусы выноса (Q_4), *25* – эрозионные уступы

По морфологии вулкан Кизимен (рис. 2.22) – весьма специфическое образование, не имеющее точных аналогов в пределах Курило-Камчатской области. Наиболее сложное строение имеет его верхняя часть, хотя она и напоминает по внешнему виду конусы обычных стратовулканов. Это комбинация из нескольких, разных по размеру, степени сохранности и возрасту экструзивных куполов с их мощными агломератовыми мантиями, различных по морфологии, длине, возрасту и составу лавовых потоков и, наконец, занимающих остальное пространство крутонаклонных (8–10°) равнин обвально-взрывных отложений и пирокластических потоков. Характерные формы подножия вулкана – обширные пологонаклонные (2–5°) равнины пирокластических потоков, прорезанные сетью радиальных долин. Мощность вскрытых ими пирокластических толщ колеблется от 40 до 170 м. Вулкан сложен породами, имеющими состав от дацитов до андезибазальтов. Эволюция состава пород от кислых к основным – результат смешения дацитовой и базальтовой магм.



Рис. 2.22. Вулкан Кизимен. Вид с юго-запада. (*Фото В.Н. Двигало*)

Предполагается, что в будущем на вулкане Кизимен могут произойти такие же извержения как на вулкане Сент-Хеленс (1980 г.). За 11–12 тыс. лет жизни вулканом извержено 30–32 км^3 лавы и пирокластики общим весом (62–65) × 10^9 т.

Район Щапинского грабена, где расположен Кизимен, разбит сетью разрывных тектонических нарушений [*Камчатка*..., 1974], которые раздробили на многочисленные блоки не только докизименские образования, но и саму вулканическую постройку. Наиболее четко выражена сложная по конфигурации система сбросов общего северо-восточного простирания, деформировавшая постройку вулкана Кизимен на северо-западе. Вертикальная амплитуда сбросов колеблется здесь от 50–60 м на северо-восточном конце разломной зоны до 170–200 м на юго-западном конце.

2.3.4. Вулканический район Срединного хребта

Грабен-синклиналь Срединного и одноименный вулканический район пространственно почти совпадают с выделенной ранее [*Заварицкий*, 1955 и др.] четвертичной вулканической зоной Срединного хребта Камчатки в границах от р. Ичи на юге, до верховий рек Кахтаны, Хайлюли – на севере (рис. 2.23). Их длина достигает 450 км, при ширине от 30–40 до 80–100 км.

К сожалению, после региональных исследований Н.В. Огородова, Н.Н. Кожемяки, А.А. Важеевской, А.С. Огородовой в 60-х годах XX в. молодого вулканизма Срединного хребта, результаты которых опубликованы в [*Вулканы*..., 1972; *Камчатка*..., 1974] сколько-нибудь масштабного, целенаправленного изучения верхнеплиоцен-плейстоценовых вулканов здесь не проводилось. Некоторые новые данные появились лишь по немногочисленным конкретным объектам [*Волынец и др.*, 1991; *Певзнер и др.*, 1999, 2002].

По данным [*Вулканы*..., 1972] в вулканическом районе Срединного хребта выделено 120 вулканов полигенного типа с диаметром основания от 2–3 до 45 км и около 1000 мелких моногенных вулканических образований – шлаковых и лавовых конусов преимущественно ареального типа. Все они имеют плейстоценовый (в современном понимании, когда нижняя граница плейстоцена утверждена на рубеже 1,8–2 млн лет) возраст. Сведения о типах вулканических образований приведены в табл. 2.4 [*Камчатка*..., 1974]. Отметим, что возрастные индексы $N_2^3 - Q_1$ и Q_1 в таблице соответствует старой стратиграфической шкале четвертичной системы, где граница верхнего плиоцена–раннего плейстоцена проведена по границе палеомагнитных эпох Брюнес–Матуяма, т.е. ~0,7 млн л.н.

Рис. 2.23. Схема основных морфогенетических типов (комплексов типов) рельефа вулканической зоны Срединного хребта Камчатки (составил Н.Н. Кожемяка [*Мелекесцев и др.*, 1974]):

1 – участки лавовых полей ареального вулканизма (Q_3^3–Q_4); *2* – щитовые и конусовидные стратовулканы второго базальтового этапа вулканизма (Q_3–Q_4); *3* – основные районы интенсивной аккумуляции молодых базальтовых лав – плоские вулканические долы и вулканические хребты (Q_3–Q_4); *4* – вулканы щитообразные, дифференцированные вулканы первого, раннего этапа четвертичного вулканизма (Q_1–Q_2); *5* – сложные по генезису длительно живущие вулканические массивы; *6* – кальдера в. Уксичан; *7* – лавовые платообразные останцы вулканов Черпук, Окси, Теклетунуп (N_2^3–Q_1); *8* – эрозионно-вулканический и денудационно-тектонический рельеф; *9* – денудационно-вулканический рельеф – лавовые платообразные останцы, в основном реликты крупных щитообразных вулканов (N_2^3–Q_1); *10* – денудационно-тектонический рельеф, резко расчлененный, высокогорного облика, преимущественно на отложениях плиоценового возраста (N_2^3–Q_1); *11* – денудационно-тектонический рельеф, среднегорный, на дочетвертичных вулканогенных комплексах; *12* – существенно денудационный (эрозионно-денудационный) рельеф, слабо контрастный, низко-среднегорный, преимущественно на породах доплиоценового возраста; *13* – холмисто-увалистая структурно-денудационная равнина с элементами низкогорья, в основном на верхненеогеновых осадочных отложениях; *14* – выступы сложного по генезису древнего рельефа на отложениях мезозойского (?) возраста; *15* – тектонические нарушения, фиксирующие грабен: а) установленные, б) предполагаемые; *16* – диагональные структурные швы

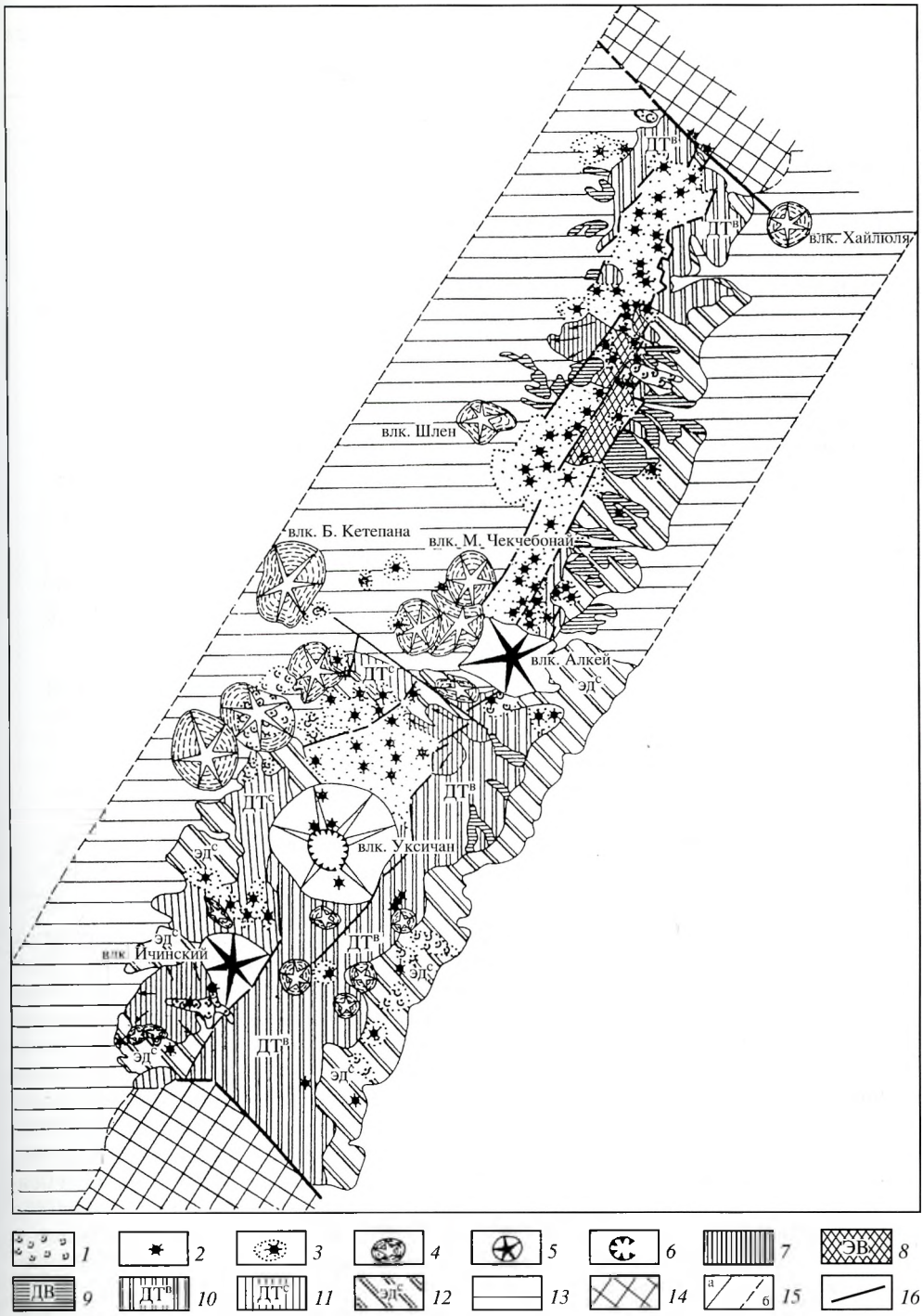

влк. Шлен
влк. Б. Кетепана
влк. М. Чекчебонай
влк. Алкей
влк. Уксичан
влк. Ичинский
влк. Хайлюля
ДТ^в
ДТ^с
ЭД^с
ЭВ
ДВ
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
а
б

Таблица 2.4

Типы вулканов Срединного хребта [Камчатка..., 1974]

Основные морфогенетические группы и типы построек	Возраст
I. Лавовые платообразные останцы (платоэффузивы), в основном реликты крупных щитообразных вулканов	N_2^3–Q_I
I. Конусовидные вулканы сложные (составные)	N_2^3 – Q_I
III. Крупные щитообразные дифференцированные вулканы с кальдерами вершинного типа или без них	Q_1–Q_2
IV. Базальтовые вулканы не дифференцированные, молодые	
1. Базальтовые вулканы, преимущественно лавовые	
Щитовые вулканы, близкие к исландскому типу	Q_3–Q_4
Столово-щитовые вулканы	Q_3
Линейно-трещинные вулканы – плоские лавовые равнины	Q_3
2. Базальтовые вулканы смешанные	
Конусовидные стратовулканы (лавово-пирокластические)	Q_3
V. Стратовулканы с преобладанием лавовых комплексов	$Q_3^1 \pm Q_4$
VI. Мелкие многогенные вулканические образования	
Эффузивные куполы (экзогенные)	$\left(Q_3^3–Q_4\right)$
Экструзивные купола	Q_2^2–Q_4(?)
Лавовые холмы	Q_4
Лавовые конусы	Q_4
Шлаковеы конусы	Q_4
Воронки взрыва (маары)	Q_4
VII. Сложные категории вулканических типов рельефов	
Вулканические хребты дифференцированных щитообразных вулканов	Q_1–Q_2
Вулканические хребты щитовых и конусовидных вулканов	Q_3–Q_4
Плосковолнистые вулканические лавовые долы (нагорья)	Q_3–Q_4

Как и в других районах, вулканические формы верхнего плиоцена здесь не сохранились, хотя по данным В.К. Ротмана [1963] в это время происходил мощный эксплозивный вулканизм и накапливались значительные объемы пирокластики (пемз, игнимбритов, туфов, туфобрекчий). Самые старые вулканические формы, выраженные в рельефе, в рассматриваемом районе, как и везде, фрагменты лавовых плато, а также сильно- и среднеразрушенные щитовые и щитообразные вулканы, имеющие возраст 0,6–0,7 млн лет или несколько старше. Причем значительный перерыв между предшествующим этапом преимущественно эксплозивного вулканизма и эффузивным вулканизмом, который сформировал лавовые плато, щитовые и щитообразные вулканы, не отмечено. Большинство фрагментов плато увязываются [*Камчатка...*, 1974] с деятельностью крупных щитовых и щитообразных вулканов с размером основания 20–45 км, которые достаточно хорошо выражены в рельефе, а не связаны с трещинными базальтовыми излияниями. Таковы вулканы Лаучан, Паялпан, Большой Козыревский, Большая Романовка, Оччамо, Бонгапти, Уксичан, Большой, Кекукнайский (Ленинградец), Малая Кетепана, Большая Кетепана, Тигильский, Переваловый, Большой Чекчебонай, Малый Чекчебонай, Шлен, Теклетунуп (см. рис. 2.23). Все они относятся к числу наиболее крупных вулканических сооружений зоны. Диаметр их основания колеблется от 15–20 до 45 км, а объем изверженного материала от 10–30 до 150–300 км^3.

Таблица 2.5

Средний химический состав четвертичных лав Срединного хребта [Вулканы..., 1972]

Пределы	*n*	Компоненты									
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
Алнейский комплекс											
48–52	8	50,04	0,77	18,27	5,52	4,01	0,23	6,15	8,55	2,75	1,13
52–56	14	54,74	0,76	18,31	5,19	2,77	0,19	3,69	7,70	3,29	1,24
56–60	16	57,58	0,75	17,45	4,46	3,59	0,14	3,42	6,84	3,15	1,57
60–64	5	64,41	0,52	17,63	2,46	1,21	0,12	1,09	3,66	3,98	3,16
Нижне-среднечетвертичные эффузивы (первый этап)											
45–48	6	46,85	0,95	17,96	5,04	5,48	0,18	7,86	9,75	2,86	1,69
48–52	19	50,07	1,00	18,64	4,59	5,94	0,16	5,43	9,30	2,74	1,67
52–56	22	54,07	0,92	18,08	3,43	5,25	0,38	4,44	7,79	3,47	1,72
56–60	12	57,60	1,06	17,09	3,00	4,59	0,14	3,23	6,01	3,87	2,52
60–64	5	61,98	0,87	16,54	3,18	2,79	0,15	2,06	4,80	4,02	3,16
64–68	3	67,21	0,49	17,48	1,74	2,11	0,07	1,96	2,70	3,97	3,30
68–72	4	71,57	0,27	14,48	1,42	1,28	0,06	0,70	1,36	4,39	3,72
Верхнечетвертичные и голоценовые эффузивы (второй этап)											
46–48	5	47,22	1,10	18,14	5,05	6,01	0,08	7,46	10,12	2,64	1,04
45–52	30	50,46	1,17	17,89	3,15	6,38	0,12	6,48	9,39	3,17	1,09
52–56	26	53,38	1,08	17,82	2,82	5,77	0,14	5,08	8,42	3,41	1,33
56–60	3	56,36	1,24	17,54	2,21	4,85	0,17	3,75	6,65	3,92	1,87
Вулкан Ичинский и экструзии											
48–56	2	53,13	1,01	14,76	5,05	4,73	0,13	7,39	8,61	3,57	1,39
56–60	3	58,76	0,96	17,74	2,34	4,44	0,09	3,46	6,80	3,41	1,71
60–64	7	62,92	0,68	15,19	3,64	2,39	0,20	2,14	4,73	3,78	2,70
64–68	8	65,78	0,56	15,59	3,26	1,48	0,09	1,61	3,82	4,02	2,77
68–72	4	70,67	0,38	14,12	1,75	1,12	0,09	0,58	1,79	4,16	3,76
72–74	2	73,80	0,17	14,83	0,44	0,58	0,06	0,33	1,59	4,51	3,24

Примечание. n – количество анализов.

Относительные высоты обычно 600–900 м. Общая площадь щитообразных вулканов и их реликтов (платоэффузивов) составляет ~10 000 км^2, а объем изверженного материала оценивается в 3000 км^3. На выраженные в рельефе вулканы приходится ~7000 км^2 площади и примерно 2000 км^3 объема изверженного материала, остальное – на платоэффузивы [*Камчатка...*, 1974].

Породы раннего–среднего плейстоцена имеют состав от базальтов до риолитов [*Важеевская и др.*, 1972]. Наиболее широко распространены (~80% всех пород) базальты и андезибазальты, слагающие лавовые плато и низы разрезов щитовых и щитообразных вулканов. Они характеризуются содержанием SiO_2 от 46 до 57% (табл. 2.5).

Среди фенокристаллов вместе с основным плагиоклазом постоянно присутствует значительное количество оливина, в меньшем количестве моноклинного и ромбического пироксена. Преобладают породы, содержащие до 20–30% вкрапленников. Гораздо реже представлены двупироксеновые (57–62% SiO_2), которые обычно

слагают вершинные части вулканов и верхние части разрезов плато. Еще меньше трахиандезитов и трахитов (они участвуют в строении лишь вулканов Лаучан и Уксичан), отличающихся от андезитов и андезибазальтов суммарной щелочностью (до 7–9%), меньшим (5–8%) количеством вкрапленников и отсутствием оливина. Биотитовые и роговообманковые андезиты (62–65%), а также дациты и риолиты (SiO_2 > 65%) очень редки, обычно они слагают экструзивные купола на крупных вулканах.

К среднему плейстоцену отнесены [*Вулканы...*, 1972] кальдера Уксичан и ее игнимбритовый покров, а также несколько других кальдер небольшого размера и экструзивные в этих кальдерах и на периферии вулканы центрального типа. Среднеплейстоценовый возраст имеет, по предположению И.В. Мелекесцева, и более старая из двух кальдер кальдерного комплекса Хангар, наложенного на палеозойские метаморфические породы Малкинского свода Срединного хребта. Связанная с этим кальдерообразующим извержением тефра залегает в толще "синих глин" [*Брайцева и др.*, 1968], возраст которой порядка 300–400 тыс. лет. Еще одна кальдера, вероятно, сходного возраста приурочена к Древне-Ичинскому щитовому вулкану [*Волынец и др.*, 1991]. Общий же масштаб проявлений кислого эксплозивного вулканизма среднего плейстоцена в вулканическом районе Срединного хребта намного меньше, чем в вулканических районах Восточной и Южной Камчатки.

Наоборот, масштаб и интенсивность базальтового ареального вулканизма последних 40–50 тыс. лет здесь значительно больше, чем в других вулканических районах. Соответственно, намного больше и количество возникших вулканических форм. В [*Вулканы...*, 1972] указывается, что в это время было сформировано свыше 100 базальтовых полигенных вулканов с диаметром основания от 3–4 до 8–10 км, а также ~1000 мелких моногенных образований (шлаковых и лавовых конусов). В количественном отношении резко преобладают щитовые вулканы (около 80), близкие к исландскому типу. Крупнейшие из них – вулканы Кэбеней, Леутонгей, Междусопочный и многие другие – не имеют аналогов в других вулканических зонах Камчатки. Площадь базальтовых излияний второго этапа в верхнеплейстоцен-голоценовое время свыше 8500–9000 км^2, а объем изверженного материала оценивается в 2000–2150 км^3 (включая вулкан Ичинский).

Наиболее крупные вулканы позднего плейстоцена–голоцена – Козыревский, Чингейнгейн, Анаун, Будули, Бунанья, Киреунский, Двухъюрточный, Черный, Калгауч, Кэбеней, Леутонгей, Тузовский, Титила, Междусопочный, Шишель, Алнгей, Кайленей, Снеговой, Кэвеней, Острый, Снежный. В результате последовательного причленения друг к другу многочисленных щитовых вулканов образовались обширные пологоволнистые вулканические долы или нагорья в Анаунском, Калгаучском и Седанкинском вулканических участках. В Северном участке возник вулканический хребет, состоящий из щитовых и существенно лавовых стратовулканов.

Представление Н.Н. Кожемяки [*Вулканы...*, 1972; *Камчатка...*, 1974; и др.] о том, что большая часть базальтов была извергнута в послеледниковое время за последние 10–12 тыс. лет, не подтвердилось. Выборочное картирование на многих участках вулканического района Срединного хребта молодых эруптивных центров базальтового ареального вулканизма с датированием их ^{14}C и тефрохронологическим методами, проведенное в 1998–2002 гг. сотрудниками Лаборатории динамической вулканологии ИВГиГ ДВО РАН (Л.И. Базановой, О.В. Дирксеном, И.В. Мелекесцевым) и ГИН РАН (М.М. Певзнер), показало, что голоценовые формы здесь чрезвычайно редки, а подавляющая их часть имеет позднеплейстоценовый возраст.

По данным работы [*Вулканы...*, 1972], верхнечетвертичные и голоценовые эффузивы имеют почти исключительно базальтовый состав (см. табл. 2.5). Они слагают щитовые вулканы и мелкие одноактные формы. Андезибазальты занимают резко подчиненное положение. Все породы имеют очень свежий облик. Количество вкрапленников изменяется в них от 6 до 37%. По составу и количеству вкрапленников среди базальтов и андезибазальтов выделяются разновидности: 1) только с оли-

вином; 2) с оливином и плагиоклазом; 3) с оливином, плагиоклазом, пироксеном; 4) с плагиоклазом и пироксеном; 5) с оливином и пироксеном [*Важеевская и др.*, 1972]. Первая и последняя разновидности относительно редки. Лавы ранних излияний представлены андезибазальтами с оливином, плагиоклазом, пироксеном или с плагиоклазом и пироксеном, поздних – базальтами с оливином и плагиоклазом.

Исключительно интересен и очень сложен по геоморфологии, геологическому строению, истории формирования отдельно стоящий вулкан Ичинский с двуглавой вершиной высотой 3621 и 3375 м. Это самый высокий вулкан Срединного хребта и один из самых высоких действующих вулканов на Камчатке. Диаметр его основания 22–25 км, относительная высота 2500–2700 м, объем видимой части постройки ~400 км^3 [*Волынец и др.*, 1991]. По морфологии он относится к типу Сомма-Везувий, так как вершинная часть вулкана приурочена к кальдере размером 6,4×3,3 км (площадь 17 км^2). Ее возраст – самый конец плейстоцена–начало голоцена. По происхождению она, вероятно, близка к типу Кракатау. В кальдере располагаются два слившихся своими основаниями лавовых купола. У подножия кальдерного уступа в северном секторе кальдеры имеются две группы фумарол [*Эрлих*, 1958; *Яцковский*, 1958; *Маренина*, 1962].

Ниже бровки кальдерного уступа на высотах 1800–3000 м вершина вулкана опоясана кольцом из 12 очень свежих позднеплейстоценовых и голоценовых экструзий, сложенных дацитами и риодацитами (см. карты в [*Действующие...*, Т. 1, 1991, рис. 184 и 189]). Весьма характерны для вулкана мощные (до 150–200 м) лавовые потоки, имеющие состав от риолитов до базальтов. Они изливались преимущественно из эруптивных центров на склонах соммы, лишь небольшая их часть связана с вершинными извержениями. В северном, восточном и южном секторах подножия Ичинского вулкана имеются многочисленные шлаковые конусы с базальт-андезитовыми лавовыми потоками.

Формирование Ичинского вулкана (правильнее его назвать Ичинским вулканическим массивом) началось предположительно в среднем плейстоцене, а Древне-Ичинского – несколько раньше. Вулканизм позднего плейстоцена был связан с деятельностью существенно андезитового вулкана, обезглавленного при формировании вершинной кальдеры. Внутрикальдерные купола, некоторые экструзии на склонах соммы и лавовые потоки имеют голоценовый возраст. Сведения о вещественном составе пород Ичинского массива, их петрографии, геохимии, изотопии приведены в работе [*Волынец и др.*, 1991].

Общая площадь четвертичных эффузивов вулканического района Срединного хребта, по оценке Н.Н. Кожемяки [*Камчатка,...*, 1974], равна 18 500–19 000 км^2, а объем изверженного материала достигает 5000–5150 км^3. На долю центральных вулканов приходится примерно 85% площади, остальные 15% – на лавовые плато-образные останцы, в большинстве реликты крупных центральных вулканов. Обширные участки вулканической зоны заняты молодыми вулканическими долами или нагорьями, сформированными жидкими базальтовыми лавами преимущественно в позднеплейстоценовое и голоценовое время, их площадь 8500–9000 км^2.

2.4. Особенности проявления вулканизма во времени и пространстве

Имеющиеся данные по вулканическим проявлениям верхнего плиоцена-голоцена (последних 2,5–3 млн лет) на Камчатке (лишь частично приведенные в предыдущих разделах) позволяют отнести их к двум разноранговым и резко отличным по длительности циклам вулканизма. Начало более раннего мощного и продолжительного цикла маркировано появлением в скважине 192, пробуренной с корабля "Гломар Челленджер" на возвышенности Обручева (350–600 км от эруптивных центров

Камчатки), серии мощных горизонтов тефры в интервале 3–2,5 млн л.н. [*Initial Reports...*, 1973]. Судя по мощности (10–30 см) этих горизонтов, они могли быть отложены на таком расстоянии от эруптивных центров катастрофическими эксплозивными кальдерообразующими извержениями с объемом пирокластики порядка 200–600 км^3. Причем следует отметить, что в более древних (от среднего эоцена до нижнего плиоцена) пробуренных осадках подобных горизонтов вулканических пеплов отмечено не было. Из чего можно заключить, что несмотря на более или менее постоянный интенсивный вулканизм на Камчатке, столь мощных эксплозивных извержений до верхнего плиоцена там не было. Не было таких извержений за последние 20–30 тыс. лет и в пределах ближайшего (350–400 км) к пробуренной скважине вулканического района Восточной Камчатки, так как мощность горизонтов тефры предположительно Карымского (объем пирокластики 15–20 км^3), Малосемячинского (объем пирокластики 20–30 км^3), Академии Наук (объем пирокластики 30–40 км^3) эксплозивных кальдерообразующих извержений не превышает в осадках этого возрастного диапазона 1–2 см. В извлеченных (в сумме 51,5 м, ~40% от пробуренных 130 м) кернах обнаружено и описано более 30 горизонтов тефры. Для интервала верхний плиоцен-ранний плейстоцен (3–0,7 млн лет назад) наибольшая концентрация вулканических пеплов имеет место на границах верхний плиоцен-нижний плейстоцен (~1,8 млн л.н.) и нижний–средний плейстоцен (~0,7 млн л.н.).

В 1993 г. свыше 20 горизонтов тефры было описано и опробовано И.В. Мелекесиевым и А.В. Курбатовым в верхнеплиоценовых прибрежно-морских отложениях на о. Карагинском. Еще раньше на существование вулканических пеплов в этих отложениях было обращено внимание сотрудниками ГИН, проводившими там исследования. Мощность обнаруженных горизонтов тефры от 15–20 см до 5 м (!), их размерность от алевропелитовой до песчаной с примесью грубозернистого песка (частицы белой хрупкой пемзы). Они рыхлые или слабо уплотненные, белые, палево-белые, желтовато-белые. Химический состав десяти проанализированных образцов соответствует риодацитам-риолитам: в пересчете на безводный остаток, они содержат 70,79–78,06% SiO_2, 3,08–3,74% Na_2O, 3,69–5,25% K_2O. Судя по преобладанию K_2O над Na_2O, все вулканические пеплы были связаны с кальдерообразующими извержениями в Срединном хребте Камчатки. Расстояние до предполагаемых эруптивных центров от 200 до 500 км.

Подобный же состав [*Мелекесцев и др.*, 1991] имеют вулканические пеплы, переотложенные в воде, в районе п. Стекольный (~40 км к северу от Магадана). Их мощность достигает 30 м. Они слабо уплотненные, алевропелитовые, белые и желтовато-белые. Расстояние этого месторождения вулканических пеплов от эруптивных центров в Срединном хребте Камчатки 500–600 км.

На Камчатке с кальдерообразующими извержениями верхнего плиоцена-нижнего плейстоцена ассоциируются так называемые голыгинские игнимбриты и их возрастные аналоги. Не исключено, что в разных местах эти образования имеют неодинаковый возраст и ассоциируются с разными кальдерными комплексами. Кальдеры, кальдерно-вулканические комплексы и вулканно-тектонические депрессии, которые возникли после гигантских по объему выбросов пирокластики располагались в пределах Северной части Срединного хребта, в районе Ичинского вулкана, на Южной Камчатке – от Паужетской структуры до кальдеры Горелая, на Восточной Камчатке – от Авачинской группы вулканов до вулканического хребта Гамчен. Сейчас большинство этих форм погребено под более молодыми вулканическими образованиями, но о их параметрах можно в первом приближении судить по геофизическим данным. Предполагается [*Зубин и др.*, 1971], что одна из них (Узонская) имела размер 50 × 45 км, а значение отрицательной гравитационной аномалии соответствовало дефекту масс (2–2,5) × 10^{12} т. По ее краям располагаются теперь вулканы Унана, Тауншиц и Узон. На границах Толмачевской аномалии находятся кальдера и вулкан Опала, кальдера Горелая и вулкан Горелый, вулканический массив Аса-

ча. В это время возникли такие кальдеры как Авачинская, вмещающая все пять вулканов Авачинской группы (включая Арик и Ааг), и Жупановская, в которой расположены вулкан Дзендзур и вулканический хребет Жупановский [*Мелекесцев*, 1980].

Кроме пирокластики кальдерообразующих извержений к рассматриваемому возрастному интервалу относятся и вулканиты других типов вулканической деятельности, входящие в состав выделенных А.Е. Шанцером [1974] крерукского и тумрокского комплексов, которые были извержены при формировании крупных вулканов центрального типа, шлаковых и лавовых конусов, экструзивных куполов и т.д.

Если первая половина верхнеплиоцен-нижнеплейстоценового этапа характеризовалась преобладанием преимущественно эксплозивного вулканизма, то вторая – ознаменовалась массовыми площадными излияниями базальтовых-андезибазальтовых лав в вулканических районах Срединного хребта, Восточной и Южной Камчатки. В отличие от ранней половины этапа, вулканические формы которого были почти полностью уничтожены процессами денудации или погребены под более молодыми вулканическими образованиями, многие вулканические формы второй половины этапа сильно разрушены, но еще продолжают оставаться выраженными в рельефе. Начало подэтапа отличалось образованием базальтовых и базальт-андезитовых вулканических сооружений комплекса "платоэффузивов" и крупных щитовых и щитообразных вулканов: Шмидта, Большой и Малой Кетепаны, Большой Ипельки и др. Комплекс "платоэффузивов" представлен фрагментами плато, которые включают генетически разнородные образования: остатки поднятых и расчлененных лавовых равнин, связанных с ареальным вулканизмом, и сохранившиеся от разрушения нижние части склонов щитовых вулканов. Вулканизм подэтапа захватывал территорию всех районов и некоторые участки, ныне занятые горными системами (хребты Тумрок, Козыревский, Быстринский, часть Ганальского). По-видимому, можно говорить о сходной интенсивности и типе вулканизма во всех районах его проявления. Повсеместная фиксация зоны обратной намагниченности в лавах плато свидетельствует, что этап везде начался геологически одновременно. Ранее считалось, что формированию "платоэффузивов" предшествовало образование региональной поверхности выравнивания, которая рассматривалась как стратиграфический рубеж, отделяющий четвертичный период от плиоцена [*Власов*, 1959 а, б, в]. Позднее [*Эрлих*, 1960; *Кожемяка*, 1963; *Фаворская и др.*, 1965; *Шанцер и др.*, 1966] было показано, что перерыв, предшествующий излиянию "платоэффузивов", кратковременен и недостаточен для формирования региональной денудационной поверхности выравнивания. Участки наблюдаемых в рельефе ровных поверхностей оказались в большинстве аккумулятивными, а не денудационными образованиями.

Вулканические продукты характеризуются общим преобладанием базальтов и постепенной сменой их в ходе эволюции отдельных центров андезибазальтами и андезитами. Следы эксплозивной активности этого времени на камчатской суше почти не сохранились. Лишь в исключительных случаях (Узонско-Гейзерная депрессия) кислые туфы, лавы, игнимбриты сопоставимы по объему с основными породами. Однако это не означает, что она была слабой. Просто кислая пирокластика, нестойкая к процессам денудации, могла быть очень сильно размыта, так как следы катастрофических эксплозивных извержений, бывших на Камчатке 0,88 и 0,92 млн лет назад, фиксируются в глубоководных донных осадках северо-западного сектора Тихого океана [*Heys, Ninkovich*, 1970]. Тефра этого возрастного интервала имеется и в скважине 192 [*Initial...*, 1973].

Вулканизм конца плиоцена-первой половины плейстоцена проявлялся в условиях преобладавшего растяжения и опускания земной коры Камчатки. Поэтому вулканические постройки формировались при самых низких за весь антропоген гипсометрических отметках подстилающей поверхности. Не исключено, что периферические части многих лавовых равнин и подножия ряда вулканов центрального типа (Большая Ипелька, Большая Кетепана, Хайлюля) располагались в то время на

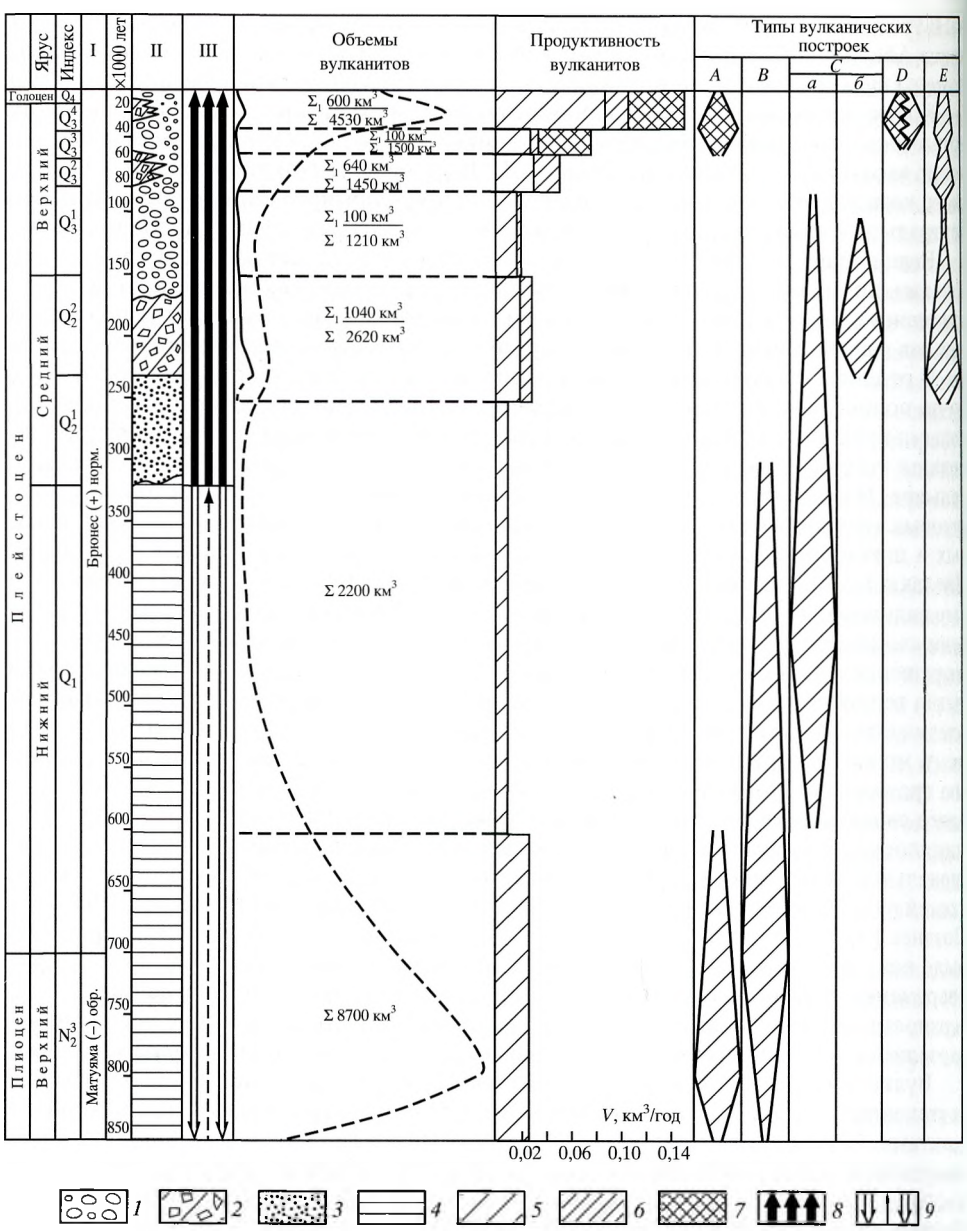


Рис. 2.24. Распределение во времени четвертичных вулканических форм рельефа Камчатки за последние 0,85 млн лет:

1 – галечные и вулканно-галечные отложения; *2* – ледниковые отложения; *3* – пески; *4* – супеси и суглинки; *5* – базальт-андезитовые породы I цикла; *6* – базальт-андезитовые породы II цикла; *7* – кислые породы I цикла; *8* – интенсивные восходящие тектонические движения; *9* – преимущественно нисходящие движения. *A* – формы, связанные с проявлением ареального вулканизма; *B* – крупные щитовые и щитообразные вулканы; *C* – существенно лавовые стратовулканы (*а* – сложенные базальт-андезитовыми породами, *б* – андезитдацитовыми породами); *D* – существенно пирокластические стратовулканы; *E* – формы, связанные с проявлением кислого вулканизма. I – палеомагнитная шкала, II – стратиграфическая шкала, III – характер тектонических движений

уровне моря. Причем условия были, по-видимому, сходными во всех районах. На это указывают и повсеместное распространение эффузивного вулканизма и однотипных вулканических форм, а также близкие объемы изверженного материала: объемы различаются всего в 1,5–2 раза (рис. 2.24).

Время ареальных излияний и формирования щитовых и щитообразных вулканов отвечает максимуму вулканической деятельности, совпадая, вероятно, с этапом наибольшего растяжения земной коры Камчатки, а существенно лавовых стратовулканов – минимальной ее интенсивности, когда растяжение сменялось тенденцией к сжатию. Это, в частности, хорошо видно при сравнении объемов изверженного материала за оба этапа: соответственно 8660 и 2310 км^3 за сходные по длительности временные этапы (порядка 200–300 тыс. лет).

Что происходило в интервале 0,8–0,6 млн лет назад на территории, занятой сейчас Северной группой вулканов в Центральной Камчатской депрессии, остается пока неизвестным, так как вулканические формы этого времени, если они и были здесь, то сейчас, в результате опускания, глубоко погребены под более молодыми вулканическими формами и вулканогенными толщами.

Среднеплейстоценовое время характеризуется завершением базальт-андезитового вулканизма первого этапа и мощной вспышкой кислого вулканизма. Отмечается различие типа и интенсивности вулканизма отдельных зон и специфичность формы его проявления в зависимости от тектонической обстановки.

На Восточной и Южной Камчатке вулканизм развивался в двух основных направлениях. С одной стороны, здесь продолжали расти существенно лавовые базальтовые и андезибазальтовые вулканы, прямо продолжавшие базальт-андезитовый вулканизм первого этапа, датируемые средним–началом верхнего плейстоцена. Среди них выделяется группа более древних вулканов, сильно разрушенных эрозионными и гляциальными процессами (Унана, Жупановские Востряки, Иголки и др.), и молодые вулканы, которые несмотря на воздействие эрозии и оледенения сохранили значительные участки первичных склонов (Узон, Березовый, Толмачева, гора Вершинская и др.). К этому этапу относятся и небольшие лавовые вулканы Толмачева Дола на Южной Камчатке, бассейнов рек Сторожа и Чажмы на Восточной Камчатке и других участков, где на предыдущем этапе широко проявился ареальный вулканизм. Площади развития базальт-андезитового вулканизма сравнительно с начальным периодом четвертичного вулканизма резко сокращены, объем извергнутых продуктов невелик (см. рис. 2.24). Но главная черта вулканизма обоих районов в это время – формирование обширных игнимбритовых и пемзовых покровов и связанных с ними крупнейших кальдер обрушения. Вулканические образования разделяются на две возрастные группы. Первая связана с вспышкой эксплозивного вулканизма в среднем плейстоцене (начало – ~250 тыс. лет назад), когда образовались Больше-Семячинская, Карымско-Малосемячинская, Узонско-Гейзерная, Паужетская вулканотектонические депрессии и ассоциирующиеся с ними покровы плато-игнимбритов. Игнимбриты не только перекрываются моренами двух фаз верхнеплейстоценового оледенения, но и отложениями древнее межледниковых отложений, выполняющих кальдеры. Вспышка кислого вулканизма совпадает по времени со среднеплейстоценовым оледенением, что хорошо согласуется с данными о составе донных осадков северо-западной части Тихого океана, где одновозрастные этому оледенению горизонты содержат многочисленные пепловые прослои [*Романкевич и др.*, 1966; *Heys, Ninkovich*, 1970].

Вторая возрастная группа вулканических образований связана со вспышкой кислого вулканизма, совпавшей с верхнеплейстоценовым оледенением, когда возникли кальдеры Крашенинникова, Малого Семячика, Карымского озера, Ксудача, Горелого, Опалы, последняя кальдера Узонско-Гейзерной депрессии и более молодые пемзовые и игнимбритовые покровы. Возраст их определяется по переслаиванию игнимбритов с моренами двух фаз верхнеплейстоценового оледенения, данным

спорово-пыльцевого и диатомового анализов из межигнимбритовых прослоев, сопоставлению с мощными пепловыми горизонтами из датированных фауной верхнеплейстоценовых покровных отложений Центральной Камчатской депрессии и донных осадков прилегающих к Камчатке морей. Возраст (по C^{14}) одного из наиболее молодых игнимбритовых покровов в районе пос. Жупаново 17100 ± 800 лет (ГИН-321).

Массовым выбросам кислой пирокластики в грабен-синклиналях отвечает формирование существенно лавовых андезито-дацитовых стратовулканов в поднятых и стабилизированных блоках. Образование некоторых из них сопровождалось проявлением ареального вулканизма с возникновением лавовых покровов у их подножий (Тауншиц). Многочисленные дацит-липаритовые экструзивные купола появились в Южно-Быстринском хребте (район Паратунки и Больших Банных ключей) и в Восточном хребте. Среди них выделяются более древние ($Q_2 - Q_1^1$, Ааг, Арик, Дзендзур) и более молодые сооружения, сформированные во второй половине верхнего плейстоцена (Тауншиц и др.).

В вулканической зоне Срединного хребта эта стадия вулканизма сильно редуцирована. В основном она характеризуется образованием небольших вершинных взрывных форм и экструзивных куполов на завершающих фазах развития ранее возникших щитовых базальт-андезитовых вулканов. Крупные центры кислого вулканизма (Хангар, Ичинский, Уксичан) формируются лишь на юге зоны. Имеются также указания на развитие игнимбритов и на самом северном ее окончании. В Козыревском и Быстринском хребтах, по данным С.Е. Апрелкова, отмечаются многочисленные дацит-липаритовые экструзивные купола.

В Центральной Камчатской депрессии вулканизм этого возраста отличается формированием существенно лавовых стратовулканов (Горный Зуб и др.) и мелких лавовых вулканов (район горы Николки), а также начавшимися мощными ареальными излияниями основных мегаплагиофировых лав. Последние образовали обширное плато, располагавшееся на территории современной Ключевской группы вулканов и западного склона хребта Кумроч. Наиболее крупные фрагменты этого плато – Удинский и Хапичинский долы. Проявления типичного кислого вулканизма для района не характерны.

Во второй половине верхнего плейстоцена ~40–50 тыс. л.н. на ослабленную, затухающую, но еще продолжающуюся вулканическую деятельность первого цикла, наложился новый цикл вулканизма, обусловленный мощной инъекцией с глубины большого объема свежей базальтовой магмы. В противоположность ранее существовавшему мнению об общем затухании вулканизма в этот период установлены значительные его масштабы, не уступающие вулканизму многих предшествовавших стадий. Связанные с проявлением вулканизма нового цикла вулканические формы кардинально преобразили облик Камчатки. Во-первых, появился новый тип вулканов – крутосклонные и самые высокие за весь предшествующий период существенно пирокластические стратовулканы, сложенные породами базальт-андезитового состава. Во-вторых, возникли практически все выраженные в рельефе кальдеры и ассоциирующиеся с ними пемзовые и игнимбритовые покровы. В третьих, массовые базальтовые излияния привели к формированию обширных лавовых покровов и огромного количества шлаковых и лавовых конусов на участках проявления ареального вулканизма и вдоль региональных зон шлаковых конусов. Наконец, к новому циклу вулканизма относятся все действующие в современную эпоху и потенциально активные вулканы.

В 60–70-е годы XX в. [*Мелекесцев и др.*, 1970; *Вулканы...*, 1972; *Камчатка...*, 1974; *и др.*] вулканические образования по соотношению с ледниковыми формами разделены на: 1) сформировавшиеся во второй половине плейстоцена до II стадии верхнеплейстоценового оледенения ($Q_3^2 - Q_3^4$); 2) сформированные в конце верхне-

го плейстоцена-голоцена (Q_3^4–Q_4); 3) голоценовые (Q_4). Позднее возраст многих вулканических форм и возраст извержений был подтвержден ^{14}C и тефрохронологическим методами. Было установлено, что разнообразие форм проявления вулканизма и состава его продуктов обусловлено параллельным во времени развитием двух типов вулканических процессов.

Первый тип связан с дальнейшим продолжением жизни средне-ранневерхнеплейстоценовых центров кислого вулканизма, "гальванизированных" внедрением в их магматические очаги свежих порций нагретой до 1100–1200 °С базальтовой магмы. Это было 45–20 тыс. лет назад, когда произошли катастрофические эксплозивные извержения, приведшие к возникновению кальдер Крашенинникова, Узон, Малый Семячик, Академии Наук, Горелой, Опалы, Ксудач (КС) I и II и др., а также ассоциировавшихся с ними пирокластических покровов. Продолжалось это и в голоцене. Крупнейшие из новообразованных кальдер располагаются в районе Карымского вулкана и Курильского озера, еще две (КС IV и КС V) приурочены к вулканическому массиву Ксудач. Их пирокластические отложения перекрывают морены II стадии верхнеплейстоценового оледенения и голоценовые торфяники. Данные абсолютного возраста подтверждают их отнесение к голоцену. С этим типом связаны также и впервые выделенные на Камчатке субкальдерные извержения [*Мелекесцев и др.*, 1999]. Иногда посткальдерная фаза вулканизма проявляется только в виде кислых экструзивных куполов (Узонско-Гейзерная депрессия и др.), местами сочетающихся с формированием крупных стратовулканов кислого состава (Хангар, Карымский). В других случаях посткальдерные формы представлены одними базальтовыми стратовулканами (Крашенинникова, Горелый, Малый Семячик). Реже отмечается образование в кальдерах вулканических групп, включающих обе формы проявления вулканической активности. В таких группах развита полная серия пород от базальтов до липаритов (Большой Семячик, Ичинская).

Продолжает расти и ряд возникших на предыдущей стадии развития андезитовых вулканов, не связанных с кальдерами (Тауншиц, Шивелуч). В конце верхнего плейстоцена-голоцена в Ключевской группе вулканов образуются новые центры андезитового – андезито-дацитового вулканизма – вулканы Безымянный, Овальная Зимина, экструзивные купола группы Плотина.

Второй тип вулканизма вызван массовым поступлением на поверхность свежих базальтов. Он проявился в ряде форм. Прежде всего следует отметить широкое развитие трещинного и ареального вулканизма. Среди созданных ими вулканических образований выделяются две возрастные группы. Первая включает шлаковые и лавовые конусы и мелкие щитовые вулканы со следами ледниковой обработки, в разной степени разрушенные эрозионными процессами. Их лавовые равнины перекрываются моренами II фазы верхнеплейстоценового оледенения. Ко второй относятся те же, но совсем свежие вулканические формы, не обработанные ледниками и почти не затронутые эрозией. Начало вулканизма падает, вероятно, на межстадиал, а наибольшая его интенсивность – на конец верхнего плейстоцена-начало голоцена.

Другая форма проявления базальтовой и базальт-андезитовой формации – крупные вулканы, разные в различных зонах. В восточной зоне они представлены преимущественно стратовулканами (Ключевская сопка, Камень, Кроноцкий, Вилючик и др.), а в Срединном хребте – щитовыми вулканами, такими как Кабеней, Леутонгей и другие. В ходе развития ряда таких вулканов отмечается смена базальтов андезибазальтами и андезитами, а на последних этапах – взрывы с выбросами кислой пирокластики и внедрение андезитовых (дацитовых) экструзивных куполов.

Рассмотрение истории новейшего вулканизма позволяет отметить две его важные особенности:

1) направленно-циклическую смену форм во времени;

2) существенные отличия в характере вулканизма и создаваемых им форм рельефа в разных структурных зонах.

Последовательная смена вулканических форм во времени есть отражение направленно циклического развития вулканизма, укладывающегося в рамки двух крупных циклов. В течение первого (N_2^3–Q_2^1) происходил переход от огромных щитообразных вулканов и форм, связанных с массовым проявлением ареального вулканизма, к образованию существенно лавовых стратовулканов (середина цикла) и обширных пирокластических равнин и кальдер на завершающих этапах цикла. Второй (незавершенный) цикл начался ~50 тыс. л.н. и отличался возникновением широко развитых базальт-андезитовых стратовулканов, столь типичных для современного рельефа, а также шлаковых и лавовых конусов, мелких щитовых вулканов и лавовых равнин.

Направленность развития проявляется в закономерной смене типов вулканических построек – от щитовых вулканов через лавовые к существенно пирокластическим стратовулканам. Четкие направленные изменения наблюдаются и в характере вулканических форм и отложений, связанных с кислым вулканизмом. Отмечается постепенное уменьшение размеров кольцевых вулканотектонических депрессий, сокращение площади ассоциирующихся с ними пирокластических покровов, повышение роли пемзовых и агломератовых покровов за счет игнимбритовых. Типично уменьшение степени спекания пирокластического материала как по мере омоложения покровов, так и в ходе развития отдельно взятой структуры.

При общем направленном развитии обращает внимание как бы возврат к начальным этапам на последних стадиях четвертичной истории, выразившейся в новом массовом поступлении базальтов. Однако это возвращение происходит уже с качественными изменениями: при аналогии ареальных излияний базальтовые щитовые вулканы начального этапа заменяются здесь базальтовыми стратовулканами.

Проявление вулканизма в течение обоих циклов заметно различалось. Прежде всего надо отметить редуцированность фазы кислого вулканизма в зоне Срединного хребта: когда на Восточной и Южной Камчатке произошли массовые выбросы кислой пирокластики, здесь все ограничилось образованием трех центров кислого вулканизма на юге зоны, возникновением небольших эксплозивных форм и внедрением кислых экструзивных куполов. Во втором вулканическом цикле в Срединном хребте, в отличие от Восточной зоны, крупные существенно пирокластические стратовулканы редки, а преобладают ареальный базальтовый вулканизм и щитовые базальтовые вулканы исландского типа. В Центральной Камчатской депрессии в период, соответствующий мощным выбросам кислой пирокластики на Восточной и Южной Камчатке, происходили массовые излияния андезито-базальтовых и базальтовых мегаплагиофировых лав.

По очень ориентировочной оценке [*Петрология*..., 1987], в течение первого подэтапа раннего цикла, в ходе катастрофических кальдерообразующих эксплозивных извержений было выброшено порядка 5000 км^3 пирокластики дацит-риолитового состава. В течение второго подэтапа раннего и нового вулканических циклов извергнуто 22–23 тыс. км^3 вулканитов разного состава (от базальтов до риолитов) [*Камчатка*..., 1974; *Мелекесцев*, 1980].

2.5. Новый подход к определению понятия "действующий вулкан"

Действующие вулканы – важнейший объект вулканологических исследований. Однако до настоящего времени научно обоснованного критерия для деления вулканов на действующие и потухшие не существует, хотя это весьма важно и с теорети-

ческой, и особенно с практической точек зрения для оценки вулканической опасности. Именно оценка вулканической опасности предполагает прежде всего иметь четкое представление о том, является ли вулкан действующим (потенциально активным) и следует ли ожидать его извержения в будущем. Исследования по выявлению потенциально активных камчатских вулканов, связанной с ними опасности и ее долгосрочному прогнозу были проведены сотрудниками Лаборатории динамической вулканологии ИВГиГ ДВО РАН И.В. Мелекесцевым, О.А. Брайцевой, В.В. Пономаревой, Л.И. Базановой, результаты изложены в разд. 2.5. и 2.6.

2.5.1. О термине "действующий вулкан"

Прямым следствием отсутствия научно обоснованной формулировки понятия "действующий вулкан" является, по нашему мнению, кажущаяся неожиданность извержений на вулканах, которые молчали продолжительное время или вообще считались потухшими. Хорошо известны, например, катастрофические извержения Везувия 79 г. н.э., вулканов Эль-Чичон в 1982 г. (Мексика), Пинатубо в 1991 г. (Филлипины), которым предшествовал период покоя более 600 лет и сильное извержение вулкана Унзен в 1990–1993 гг. (Япония), последовавшее за 200-летним перерывом в его активности [*Simkin, Siebert*, 1994]. Для Камчатки показателен вулкан Безымянный, который перед катастрофическим извержением 1955–1956 гг. не извергался в течение 1000 лет и лишь условно относился к действующим [*Пийп*, 1946]. В связи с этим встает вопрос, какие максимальные периоды покоя возможны в эруптивной истории вулкана, после чего он способен возобновить свою активность и считаться действующим.

К сожалению, точного ответа на поставленный вопрос в опубликованных работах пока нет, но в современной вулканологии эмпирически сложилось представление, согласно которому под действующим или активным вулканом традиционно понимается вулкан, для которого известны исторические извержения или исторически документированные извержения, а также проявления фумарольной или сольфатарной активности. В соответствии с этим составлен и международный "Каталог вулканической активности..." ("Catalogue of active volcanoes of the World including solfatara fields"), изданный в 1951–1965 гг.

Однако критерий историчности, как справедливо указано в работе [*Szkas*, 1994], вряд ли полностью приемлем, поскольку понятие "исторические извержения" весьма неопределенно. Если же использовать термин "исторически документированные извержения", то разные регионы оказываются в неравных условиях: для Средиземноморья "историческая летопись" составляет 2500–3000 лет, для Исландии – 900 лет, для Камчатки, Курильских и Алеутских островов, Аляски – 200–300 лет, для Африки и Антарктиды – менее 200 лет. В ряде случаев это справедливо даже в отношении разных частей отдельно взятой страны. Так, в Японии, на островах Хонсю и Кюсю, исторически документированные извержения известны начиная с VII–VIII веков, а на значительно позднее колонизованном о. Хоккайдо – лишь с XVII века. Кроме того, количество действующих вулканов вообще обнаруживает явную тенденцию к росту при увеличении срока, качества и направленности исследований, особенно в малозаселенных районах, где часть извержений могла просто не фиксироваться.

Критерий историчности позволяет неоправданно относить к действующим вулканам и завершившие свою деятельность одноактные вулканические формы, если они возникли на глазах у людей. Например, шлаковый конус Монте Нуово – 1538 г., вулканы Хорульо – 1759–1774 гг., Парикутин – 1943–1952 гг., шлаковые конусы Северного – 1975 г., и Южного – 1975–1976 гг. прорывов Большого трещинного Толбачинского извержения, маары Укинрск – 1977 г. Нецелесообразно включать в ка-

талоги действующих вулканов и все сольфатарные поля, так как по определению [*Влодавец*, 1984] сольфатары бывают связаны и непосредственно с вулканической деятельностью и с гидротермальными месторождениями.

Таким образом, существующее определение действующего вулкана, с одной стороны, в значительной мере формально и не учитывает геологических реалий, а с другой стороны, оно неопределенно и внутренне противоречиво.

Все это можно прекрасно проиллюстрировать и на примере Камчатки.

На Камчатке первым и единственным, открытым в самом конце XVII в., действующим вулканом стала Ключевская сопка, из которой по В. Атласову "... днем дым идет, а ночью видны искры и зарево" (цит. по: [*Влодавец, Пийп*, 1957, с. 17]).

В 40–50-х годах XVIII в., благодаря исследованиям С.П. Крашенинникова [1994] и Г.В. Стеллера [1999] к действующим были отнесены восемь вулканов: Камчатская огнедышащая гора – Ключевская сопка, огнедышащие горы Авачинская и Толбачинская, дымящиеся горы Жупановская и Шевелич, Апальская сопка, которая "...в минувшие времена... была вулканом, выбрасывавшим из своих недр густые клубы дыма..." [*Стеллер*, 1999, с. 43], две дымящиеся горы в 13 верстах от озера Ксуи (Курильского) – современные вулканы Камбальный и Кошелевский на Южной Камчатке, находившиеся в 1742 г. в стадии фумарольной активности или слабо извергавшиеся. Были описаны и четыре их извержения: Авачинского вулкана – летом 1737 г. (сильное), Ключевского вулкана – между 1727 и 1731 гг. и в сентябре 1737 г. (катастрофическое), Плоского Толбачика и Толбачинского дола – в декабре 1740 г.

Из описания [*Стеллер*, 1999, с. 43], можно заключить, что действующим был и Вилючинский вулкан – Вилючинская сопка, которая "...в былые времена также дымилась". Но это, скорее всего, ошибка, так как, по данным наших тефрохронологических исследований, последнее извержение Вилючинского вулкана случилось более 7 тыс. ^{14}C лет назад. Естественно, что даже далекие предки аборигенов, живших во время пребывания Г. Стеллера на Камчатке (1740–1744 гг.), не могли это извержение запомнить. Вероятно, за извержения Вилючинского вулкана были приняты извержения близко расположенных вулканов Мутновского и Горелого.

На "Карте вулканов Камчатки", составленной Н.Г. Келлем [1928] по результатам работ 1908–1910 гг. Камчатской экспедиции Ф.П. Рябушинского, показано уже 12 действующих вулканов, определены координаты и абсолютные высоты их вершин. Это сопки: Шивелуч – 3298 м (Главная вершина) и 2697 м (Кратерная вершина), Ключевская – 4850 м, Толбачик – 3730 м, Щапинская (вулкан Кизимен) – 2800 м, Кихпиныч – 1700 м, Березовая (Карымский вулкан) – 1320 м, Жупанова – 2931 м, Коряка – 3462 м, Авача – 2720 м, Мутная – 2322 м, Штюбеля – 800 м, Кошелева – 1800 м. Картированием была охвачена только Восточная вулканическая зона Камчатки в современном ее понимании.

В первом для Камчатки "Каталоге вулканов" [1932] П.Т. Новограбленов насчитывает в 1931 г. уже 19 действующих вулканов (табл. 2.6). Он же, по сути дела, первым на Камчатке сформулировал в общем виде определение понятия "действующий вулкан", назвав действующими вулканы периодически активные и находящиеся в стадии сольфатар. Принципиально сходное определение дано и в "Справочнике по вулканологии" [*Влодавец*, 1984 г.]. Там к действующим относится вулкан, "извержения которого происходят в настоящее время или происходили в течение исторического времени, а также вулкан, который обнаруживает постоянную фумарольную деятельность" [Влодавец, 1984, с. 35]. Однако в 1957 г. В.И. Влодавец и Б.И. Пийп включили в "Каталог действующих вулканов Камчатки" [1957] и "некоторые другие крупные многоактные вулканы, для которых нет сведений об их исторических извержениях, но которые обладают малоизмененными формами и свежими на вид лавовыми потоками". На этом основании к действующим ими были отнесены вулканы Крашенинникова и Кихпиныч, а еще ранее по этим же признакам Б.И. Пийп [1946] предложил включить в состав действующих вулкан Безымянный.

Таблица 2.6

Действующие вулканы Камчатки по данным разных авторов

Новограбленов, 1932	Влодавец, Пийп, 1957	Гущенко, 1979	Влодавец, Пийп, 1984	"Действующие...", 1991
Шивелуч	Шевелуч	Шевелуч	Шевелуч (Шивелуч)	Шивелуч
–	–	Ближняя и Дальняя Плоские	Ближняя и Дальняя Плоские	–
–	–	–	–	Ушковский
Ключевский	Ключевский	Ключевский	Ключевский	Ключевский
–	–	Камень	Камень	–
–	Безымянный	Безымянный	Безымянный	Безымянный
–	–	Острый Толбачик	–	–
Толбачик	Плоский Толбачик	Плоский Толбачик	Плоский Толбачик	Плоский Толбачик
–	–	–	–	Новые Толбачинские вулканы
–	–	Большая Удина	–	–
Кизимен	Кизимен	Кизимен	Кизимен	Кизимен
–	Комарова	Комарова	Комарова	Комарова
–	Гамчен	Гамчен	Гамчен	Гамчен
Кроноцкий	Кроноцкий	Кроноцкий	Кроноцкий	Кроноцкий
–	Крашенинников	Крашенинников	Крашенинников	Крашенинников
Кихпиныч	Кихпиныч	Кихпиныч	Кихпиныч	Кихпиныч
–	Узон	Узон	Узон	Кальдера Узон и Долина Гейзеров
–	Бурлящий	Бурлящий	Бурлящий	–
–	Центральный Семячик	Центральный Семячик	Центральный Семячик	Большой Семячик
–	Малый Семячик	Малый Семячик	Малый Семячик	Малый Семячик
Карымский	Карымский	Карымский	Карымский	Карымский
Жупановский	Жупановский	Жупановский	Жупановский	Жупановский
Игоревский (Зензур)	Дзензурский	Дзензурский	Дзензурский	Дзензурский
Коряцкий	Корякский	Корякский	Корякский	Корякский
Авачинский	Авачинский	Авачинский	Авачинский	Авачинский
Опала	Опала	Опала	Опала	Опала
Горелый	Горелый	Горелый	Горелый	Горелый
Мутновский	Мутновский	Мутновский	Мутновский	Мутновский
Штюбеля	–	–	–	–
–	Ксудач	Ксудач	Ксудач	Ксудач
Желтовский	Желтовский	Желтовский	Желтовский	Желтовский
Ильина	Ильинский	Ильинский	Ильинский	Ильинский
Кошелева	Кошелева	Кошелева	Кошелева	Кошелева
–	Камбальный	Камбальный	Камбальный	Камбальный
Ичинский	Ичинский	Ичинский	Ичинский	Ичинский
Всего: 19	28	32	30	39

Таким образом, была сделана попытка при отнесении вулканов к действующим учитывать и геологические данные. Однако понятия "свежие" и "малоизмененные" тоже достаточно субъективны. Следует отметить, что даже при очень хорошей сохранности одноактные формы в каталог не помещены. Всего в каталоге имеется 28 действующих вулканов (см. табл. 2.6).

И.И. Гущенко [1979] разделил вулканы на три категории: А – действующие вулканы с точной датировкой извержений в историческое время, В – потенциально действующие вулканы с приближенной датировкой последних извержений не свыше 3500 лет, С – вулканы, находившиеся в сольфатарной стадии активности в историческое время и сольфатарные поля. Никакого обоснования для приведенной цифры И.И. Гущенко не дает. Можно лишь предположить, что за точку отсчета взят 1500 г. до н.э. – время самых старых извержений в его каталоге: предполагаемая дата образования кратера Астрони и извержения вулкана Этна в Италии. И.И. Гущенко довел список действующих вулканов Камчатки до 32 (см. табл. 2.6).

Позднее предложенный Гущенко [1979] принцип классификации действующих вулканов был использован В.И. Влодавцем в его "Справочнике по вулканологии" [1984], хотя и в несколько модернизированном виде: там выделены действующие вулканы в стадии сильной сольфатарно-фумарольной деятельности (Ф) и в стадии слабой сольфатарной активности (С). Однако в списке "Справочника ..." среди 30 действующих вулканов Камчатки нет вулканов в стадии Ф. Отсутствуют там также вулканы Острый Толбачик и Большая Удина, имеющиеся в работе [*Гущенко*, 1979].

Критерии, положенные в основу выделения действующих вулканов в работе "Действующие вулканы Камчатки" [1991], вообще непонятны. Туда, например, наряду с действующими вулканами из прежних каталогов [*Влодавец, Пийп*, 1957; *Гущенко*, 1979] помещены "...известная среди вулканологов и любителей природы Долина Гейзеров" и одноактные "Новые Толбачинские вулканы". Несмотря на это добавление, количество вулканов, тоже по неясной причине, сокращено до 29.

В последнем зарубежном каталоге [*Simkin, Siebert*, 1994] термин действующий вулкан, по сути дела, вообще отсутствует. Там просто собраны и обобщены сведения по хронологии вулканизма за последние 10 тыс. лет. Включены туда и датированные разными методами одноактные вулканические формы. Однако это своего рода способ уйти от оценки, является ли вулкан действительно действующим и сможет ли он извергаться в будущем? Многие вулканы, извергавшиеся в начале голоцена (часто завершая свой позднеплейстоценовый этап активности), с тех пор в течение многих тысячелетий не проявляли никакой активности и вряд ли проявят ее в дальнейшем. Нам представляется, что среди извергавшихся в голоцене вулканов следует выделить те, которые являются потенциально активными, т.е. могут дать извержения в будущем. Этот вопрос является принципиальным при любых исследованиях, связанных с оценкой вулканической опасности.

Мы считаем, что наиболее перспективен подход, при котором вулкан следует считать действующим, основываясь на его эруптивной истории за длительный отрезок времени, желательно с момента возникновения или за последние 5–10 тыс. лет. Прекрасным методом для реконструкции эруптивной истории является тефрохронология с широким применением радиоуглеродного датирования. Методика таких исследований была изложена нами в многочисленных публикациях [*Брайцева и др.*, 1978, 1980, 1990; *Пономарева*, 1987; *Селянгин, Пономарева*, 1999, *и др.*]. Изучение этим методом истории активности действующих вулканов Камчатки в голоцене позволило определить для них максимальные длительности периодов покоя, после которых вулканическая активность снова возобновляется, и таким образом использовать данный критерий для отнесения вулканов к действующим.

2.5.2. Максимальные перерывы в эруптивной активности вулканов

К настоящему времени изучена с разной степенью детальности история эруптивной активности большинства действующих вулканов Камчатки: Шивелуч [*Ponomareva et al.*, 1998], Безымянный [*Брайцева и др.*, 1990], Кизимен [*Мелекесцев и др.*, 1992], Крашенинникова [*Волынец и др.*, 1989; *Пономарева*, 1987], Кихпиныч [*Брайцева и др.*, 1985], Малый Семячик [*Брайцева и др.*, 1978, 1980], Карымский [*Брайцева, Мелекесцев*, 1989], Авачинский [*Брайцева и др.*, 1998; *Мелекесцев и др.*, 1993, 1994], Горелый [*Селянгин, Пономарева*, 1999], Мутновский [*Мелекесцев и др.*, 1987], Ксудач [*Volynets et al.*, 1999]. В стадии изучения и обработки материалов находятся вулканы Ключевской, Корякский, Опала, Ильинский, Камбальный, Кошелева, Гамчен, Комарова. Рекогносцировочные исследования были проведены на вулканах Жупановский, Бакенинг, Вилючик, Козельский. Были выделены и датированы также крупнейшие эксплозивные извержения за последние 10 000 лет [*Мелекесцев и др.*, 1997; *Braitseva et al.*]. Прослои пеплов этих извержений оказались прекрасными маркирующими горизонтами [*Брайцева и др.*, 1997; *Braitseva et al.*, 1997], которые были использованы для стратиграфического расчленения, датирования и корреляции других типов вулканических отложений, определения возраста разнообразных вулканических форм.

Изученные вулканы имеют различную морфологию и состав продуктов. Вулканы Ключевской, Безымянный, Карымский – обычные стратовулканы, Крашенинникова, Кихпиныч, Малый Семячик – вулканические постройки, включающие несколько слившихся конусов-стратовулканов, Авачинский – вулкан типа Сомма-Везувий, Кизимен – вулкан с широким развитием экструзивных куполов, Ксудач – вулканический массив, крупнейшие эксплозивные извержения на котором сопровождались кальдерообразованием. Вулканы Ключевской, Крашенинникова, Кихпиныч, Малый Семячик поставляют на поверхность преимущественно базальты и андезибазальты, Карымский и Безымянный – андезиты, Ксудач – андезиты и дациты, Авачинский – андезиты для первого этапа в голоцене и андезибазальты для его Молодого конуса.

Анализ материалов по реконструкции активности вышеперечисленных вулканов показывает, что длительность периодов покоя в их деятельности не обнаруживает существенных различий в зависимости от морфологии вулканов или состава их магмы.

Если не рассматривать интервалы между извержениями внутри самих эруптивных периодов, где они измеряются обычно годами и десятками лет, а взять интервалы покоя между периодами активизации, то типичными для них можно считать длительности в сотни лет. Периоды покоя продолжительностью 700–900 лет установлены для вулканов Безымянный, Крашенинникова, Карымский. Даже для Авачинского вулкана с его весьма напряженной активностью выявлен период покоя длительностью 900 лет (рис. 2.25). Периоды покоя в 1000–2000 лет также нередки и случались хотя бы раз в эруптивной истории вулканов Кизимен, Малый Семячик, Карымский, а также на вулкане Ксудач (см. рис. 2.25). Именно 1000 лет продолжался период покоя перед катастрофическим извержением вулкана Безымянный 1955–1956 гг. Периоды покоя длительностью 2000–3000 лет, после которых вулкан все еще сохранял возможность возобновить свою активность, имели место в истории Кизимена, Малого Семячика, Карымского и дважды в истории Ксудача. Они отмечены также для вулканов Горелый, Опала, Желтовский, Ильинский и Камбальный. Периоды покоя длительностью немногим более 3000 лет установлены для вулканов Желтовский и Камбальный. На вулкане Кихпиныч период покоя 3200 лет разделял периоды активизации, отвечающие времени формирования двух его конусов – Западного и Савича. Самый длительный период покоя (3500 лет) зафиксирован для вулкана Дикий Гребень (см. рис. 2.25).

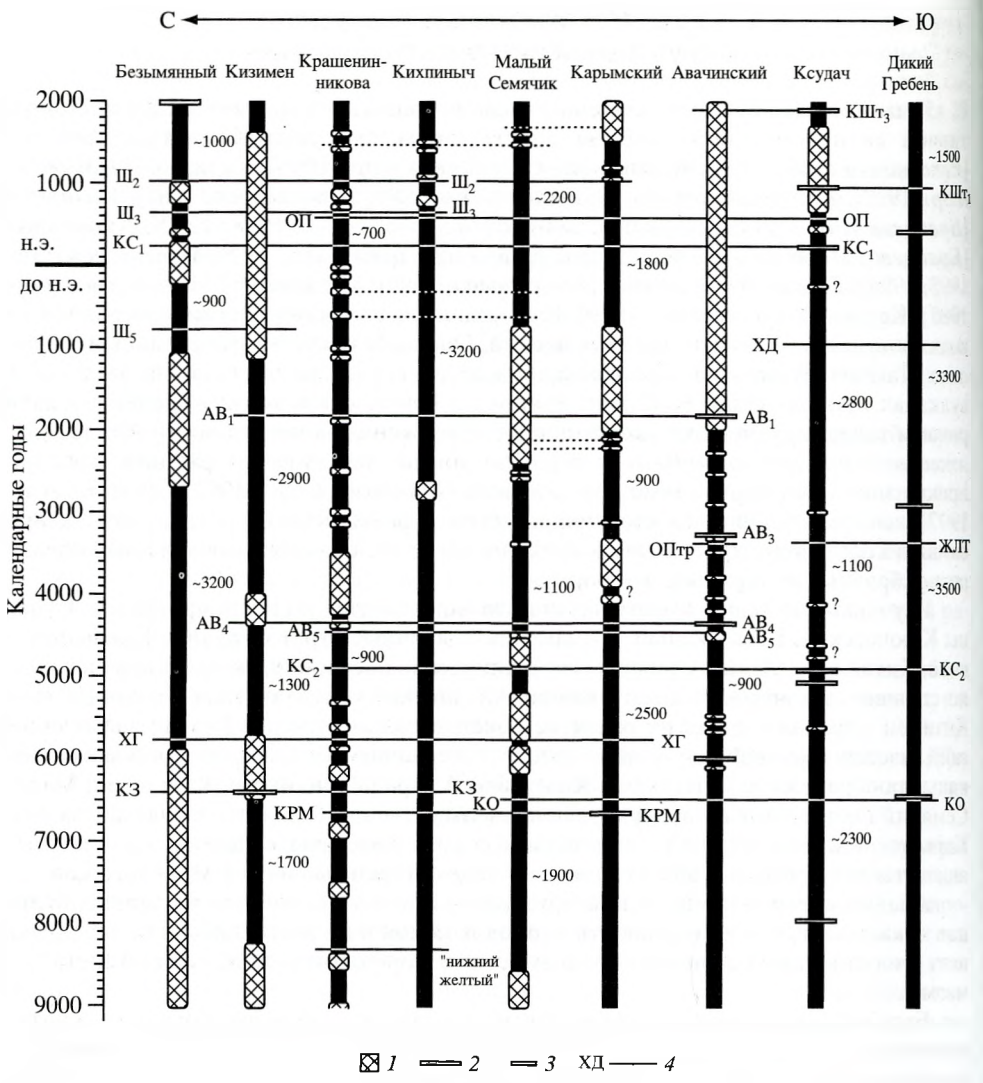


Рис. 2.25. Эруптивная активность вулканов Камчатки.

Продолжительность длительных периодов покоя (в годах) указана справа от колонок. Индексы и возраст маркирующих прослоев тефры указаны по: [*Брайцева и др.*, 1997]. Знак вопроса означает неуверенность в определении возраста данного извержения. Тефра $КШт_1$, $КШт_3$ – конуса Штюбеля, КЗ – в. Кизимен. ЖЛТ – в. Жилтовский. ХГ – в. Ханган, ХД – Ходуткинского "маара", ОП – Бараньего амфитеатра (Опала), КС – Ксудач. КО – кальдеры Курильское озеро – Ильинская, КРМ – кальдеры Карымская, АВ – в. Авачинский, Ш – в. Шивелуч; индексы указывают номер горизонта; *1* – периоды вулканической активности, *2* – отдельные сильные извержения, *3* – отдельные умеренные извержения, *4* – маркирующие прослои пеплов.

Перерывы между формированием отдельных вулканических конусов, составляющих вулканические массивы, по длительности вполне сопоставимы с периодами активизации в истории вулканов, имеющих единую морфологическую постройку. Это хорошо видно на примере вулканических массивов Крашенинникова и Малого Семячика. Молодой конус Малого Семячика – Кайно-Семячик, отделен от предыдущего конуса Мезо-Семячика перерывом в активности длительностью около 1700 лет, а формирование Северного и Южного конусов массива Крашенинникова –

интервалом покоя в 900 лет. Это указывает на то, что вулканические массивы и Крашенинникова, и Малого Семячика являются каждый, в сущности, одним действующим вулканом. Формирование их индивидуальных конусов – просто способ наиболее экономичного продолжения вулканического процесса: вулканический конус достигает предельной для него высоты, часто давая на заключительной стадии серию побочных прорывов, обеспечивающих магме выход на более низких гипсометрических уровнях; в начале нового цикла активности в условиях предельной высоты постройки происходит смещение канала вулкана по простиранию и образование нового конуса рядом с предыдущим.

Из всего изложенного выше следует, что периоды покоя длительностью 1000–3000 лет обычны для эруптивной истории камчатских вулканов, после чего они возобновляют свою активность. Максимальный период покоя для изученных вулканов составил 3200–3500 лет. Основываясь на этих данных, мы предлагаем считать на Камчатке действующими те многоактные вулканы, для которых однозначно установлено и датировано хотя бы одно извержение за последние 3000–3500 лет. Среди них можно выделить подгруппу активных вулканов, для которых имеются сведения об исторически документированных извержениях или фумарольных проявлениях, и подгруппу потенциально активных вулканов, для которых эти данные отсутствуют, но установлены и датированы извержения за последние 3000–3500 лет. Последние после периода относительного покоя способны возобновить свою активность. Многие из них не только потенциально активные, но и потенциально опасные вулканы, на которые следует обращать первоочередное внимание при освоении территории. Уместно отметить, что если бы на Камчатке исторические свидетельства охватывали такой интервал времени, как в Средиземноморье, то многие выделяемые во вторую подгруппу вулканы и по принятому критерию об исторически документированных извержениях оказались бы действующими. В связи с этим нам представляется, что решающее значение при отнесении вулкана к действующим или потухшим должно иметь изучение его истории за последние тысячелетия.

2.5.3. Предлагаемый список действующих вулканов Камчатки

При сравнении между собой каталогов действующих вулканов Камчатки предшествующих исследователей [*Влодавец*, 1984; *Влодавец, Пийп*, 1957; *Гущенко*, 1979; *Действующие...*, 1991; *Новограбленов*, 1932] хорошо видно (см. табл. 2.6), что их основу (60–70%) составляет группа из 19 вулканов, отнесенных к действующим П.Т. Новограбленовым в 1931 г. [1932]. В опубликованный в 1957 г. "Каталог..." В.И. Влодавец и Б.И. Пийп поместили, по разным соображениям, еще девять вулканов. Вулканы Малый Семячик и Камбальный – в связи с данными об их исторических извержениях, Гамчен и Комарова – из-за обнаружения в их кратерах фумарольной активности, Бурлящий, Центральный Семячик и Узон – из-за проявляющейся там постоянной сольфатарной и гидротермальной деятельности.

Как показали наши исследования, в свое время в работах [*Влодавец, Пийп*, 1957; *Пийп*, 1946] совершенно правильно были отнесены к действующим вулканы Безымянный и Крашенинникова. Вулкан Безымянный подтвердил это знаменитым катастрофическим извержением 1955–1956 гг. после тысячелетнего периода покоя. Вулкан Крашенинникова извергался в интервале времени 1100–1300 л.н., а последние его извержения были 600 и 400 л.н. (см. рис. 2.25).

Изменения в более поздних по времени списках действующих вулканов [*Влодавец, Пийп*, 1984; *Гущенко*, 1979; *Действующие...*, 1991] были менее существенными. И.И. Гущенко [1979] добавил к использованному им каталогу [*Влодавец, Пийп*, 1957] четыре вулкана: Ближнюю и Дальнюю Плоские сопки, Камень, Острый Тол-

бачик и Большую Удину. В.И. Влодавец [1984] оставил Ближнюю и Дальнюю Плоские сопки и Камень, но исключил Острый Толбачик и Большую Удину. Вулканов Камень, Острый Толбачик и Большая Удина нет и в работе [*Действующие...*, 1991], но дополнительно внесены одноактные Новые Толбачинские вулканы.

Исследования эруптивной активности вулканов за последние 10 тыс. лет и сформулированный выше (см. разд. 2.5.2) новый подход к определению понятия "действующий вулкан", основанный на оценке максимальных по длительности перерывов в деятельности вулканов, позволили, с одной стороны, частично ревизовать ранее существовавшие списки действующих вулканов, исключив оттуда некоторые из них, а с другой – пополнить этот список за счет новых вулканов. По нашему мнению, к действующим не следует относить вулканы Камень, Острый Толбачик, Большую Удину, Узон, Центральный Семячик, Бурлящий, Дзензурский, а также одноактные Новые Толбачинские вулканы, представленные шлаковыми конусами. Расширить же круг действующих вулканов Камчатки предлагается, включив туда вулканы Тауншиц, Ходутка, Дикий Гребень и Хангар.

Вулкан **Тауншиц** расположен в пределах Восточной вулканической зоны. Он был активен в раннем голоцене, а около 8500 (7700 ^{14}C) л.н. на вулкане произошло катастрофическое извержение с обрушением склона конуса и формированием вершинного кратера 1,5 км в диаметре [*Мелекесцев и др.*, 1990; *Melekestsev et al.*, 1998]. После извержения в кратере возник экструзивный купол. С ним было связано сильное извержение около 2400 лет назад, в ходе которого сформировались пирокластический и лавовый потоки. Текущий период покоя вулкана (последние 2400 лет) не превышает максимальную длительность таких периодов (3000–3500) для других вулканов, которые после этого возобновляли свою активность. Вследствие этого мы предлагаем относить Тауншиц к действующим вулканам (подгруппе потенциально активных вулканов).

Вулкан **Ходутка** на Южной Камчатке был активен в голоцене. Около 2900 (2800 ^{14}C) л.н. у подножия вулкана произошло мощное извержение с объемом продуктов 1–1,5 км^3, во время которого образовался кратер Ходуткинский "маар" [*Мелекесцев и др.*, 1996; *Braitseva et al.*, 1997]. Извержение самого вулкана произошло 2000–2500 ^{14}C л.н. в виде излияния лавового потока из его центрального кратера [*Мелекесцев и др.*, 1990].

В рамках рассматриваемого вопроса большой интерес представляет вулкан **Дикий Гребень**, расположенный на Южный Камчатке восточнее Курильского озера. Постройка вулкана состоит из главного экструзивного купола (г. Неприятная) и нескольких экструзивных куполов на его склоне с лавовыми и пирокластическими потоками. Дикий Гребень – это крупнейшее (~20 км^3) экструзивное сооружение в пределах Курило-Камчатской области. Вулкан начал формироваться сразу после образования кальдеры Курильское озеро–Ильинская ~8500 (7700 ^{14}C) л.н. [*Ponomareva et al.*, 1995]. Вторая фаза активности имела место ~4800 (4300 ^{14}C) л.н. Последнее извержение вулкана произошло всего 1500 (1600 ^{14}C) л.н. (см. рис. 2.25). Вулкан Дикий Гребень никогда и ни кем не рассматривался как действующий. Однако, исходя из того, что последний период покоя составляет всего 1600–1500 лет, его можно отнести к категории потенциально активных. Именно в деятельности Дикого Гребня обнаружен самый длительный (3500) период покоя между моментами активизации.

Недавно полученные данные [*Bazanova et al.*, 2000] позволяют отнести к действующим также вулкан **Хангар** в Срединном хребте Камчатки. Его наиболее молодые извержения имели место всего 1000 и 400 лет назад.

По данным тефрохронологических исследований установлено, что такие камчатские вулканы как Вилючинский, Бакенинг, Козельский и, возможно, Камень действовали только в раннем голоцене. Однако с тех пор в течение более 7000 лет они не проявляли вулканической активности, и мы полагаем, что их не следует относить к действующим. Утверждение В.А. Ермакова [1969] о направленном взрыве

[*Брайцева и др.*, 1984] и остающуюся весьма активной вплоть до настоящего времени. Наиболее молодые вулканические проявления имели место в 1740, 1941 и 1975–1976 гг. [*Большое...*, 1984; *Крашенинников*, 1994; *Пийп*, 1956]. Несомненно, что новые одноактные вулканические формы разных типов станут появляться здесь и в дальнейшем.

Одним из эруптивных центров 70-км дугообразной в плане линейной зоны растяжения, с которой ассоциируется Толбачинская региональная зона шлаковых конусов, является и вершинная часть вулкана Плоский Толбачик [*Брайцева и др.*, 1984]. Свидетельством этого служит, в частности, многоцентровое Большое трещинное Толбачинское извержение 1975–1976 гг., в ходе которого 17 сентября 1976 г. на вершине Плоского Толбачика возникла кальдера гавайского типа размером 1604 × 1180 м и объемом 0,347 км^3 [*Большое...*, 1984]. Ее появление здесь является, по нашему мнению, реакцией на отток магмы из-под постройки вулкана в район Южного прорыва БТТИ, где она и излилась, сформировав обширный (35,87 км^2, объем 0,968 км^3, цит. по: [*Большое...*, 1984]) лавовый покров. Именно наложение на обычный конусовидный позднеплейстоценовый стратовулкан голоценовой зоны растяжения и мощная инъекция по ней базальтовой магмы способствовали возникновению на вершине последнего и более ранних кальдер гавайского типа, продлению его активной жизни до настоящего времени и появлению названия Плоский Толбачик. Тогда как расположенный рядом однотипный и одновозрастный с Плоским Острый Толбачик, не затронутый этой трещиной, прекратил свою деятельность в конце позднего плейстоцена–начале голоцена.

Приуроченность к единой структуре формально позволяет объединить Плоский Толбачик с Толбачинской региональной зоной шлаковых конусов, но сделать это не допускает разница в особенностях проявления у них эруптивной активности. Деятельность Плоского Толбачика (одно и то же местоположение эруптивного центра, единый эруптивный аппарат – кальдерный комплекс и множественность извержений) отвечает деятельности нормального многоактного вулкана, эруптивные же центры Толбачинской зоны постоянно мигрируют, а возникающие вулканические формы всегда одноактные. Поэтому нами эти образования рассматриваются как самостоятельные, хотя и тесно связанные между собой.

Сложнее обстоит дело с однотипной Толбачинской, но многофазной региональной зоной шлаковых конусов Плоских сопок, начавшей формироваться в позднем плейстоцене. Известный нам пока последний эпизод массовых лавовых излияний (эруптивный центр Лавовый Шиш и др.) и кальдерообразования на вершине вулкана Плоская Дальняя сопка (Ушковский) произошел здесь около 9 тыс. л.н. Позднее (но точно неизвестно когда) в возникшей тогда четырехкилометровой кальдере гавайского типа вырос щитообразный вулкан с двумя насаженными на него конусами. В кратере одного из них в 1980 г. была обнаружена и впервые описана [*Овсянников и др.*, 1985] фумарольная деятельность. На основании этого вулкан Плоский Дальний (Ушковский) получил статус действующего. Ранее действующим его считал только И.И. Гущенко [1979], правда, на основании малодостоверных сведений энтомолога О. Херца об извержении этого вулкана в 1890 г. Что касается непосредственно остальной части региональной зоны шлаковых конусов Плоских сопок, то вопрос о ее потенциальной будущей активности до проведения специальных исследований остается открытым.

Наконец, еще одним объектом потенциально активных вулканических образований может быть и поле концентрированного проявления многовыходного (> 15 куполов) экструзивного вулканизма Большого Семячика. Формирование здесь очень свежих по облику экструзивных куполов происходило, вероятно, в течение всего голоцена. Однако, к сожалению, пока датированы лишь некоторые из них: купол Иванова старше 7900 ^{14}C лет (8500–9000 ^{14}C л.н.), купола Еж и Корона моложе 5600 ^{14}C лет [*Braitseva et al.*, 1995]. Поэтому отнесение этого поля экстру-

Таблица 2.7

Действующие и потенциально активные вулканические образования Камчатки

Тип вулканического образования	Критерии выделения		
	1	2	3
Многоактные вулканы			
Шивелуч (Молодой Шивелуч)	+	+	+
Ключевская сопка	+	+	+
Безымянный (в. Новый)	+	+	+
Плоский Толбачик	+	+	+
Плоская Дальняя сопка	–	–	+
Кизимен	+	+	+
Высокий	–	+	+
Комарова	–	+	+
Гамчен	–	+	+
Кроноцкий	+?	–?	–
Крашенинникова	–	+	+
Кихпиныч (конус Савича)	–	+	+
Тауншиц	–	+	–
Малый Семячик	+	+	+
Карымский	+	+	+
Жупановский	+	+	+
Корякский	+	+	+
Авачинский (Молодой конус)	+	+	+
Опала	+	+	–?
Горелый	+	+	+
Мутновский	+	+	+
Ходутка	–	+	–
Ксудач (конус Штюбеля)	+	+	–?
Желтовский	+	+	+
Ильинский	+	+	–?
Дикий Гребень	–	+	–
Кошелева	+	+?	+
Камбальный	+	+	–
Хангар	–	+	–
Ичинский	–	+?	+
Прочие вулканические образования			
Региональные зоны шлаковых конусов			
Толбачинская	+	+	+
Плоских сопок	–	–?	–
Поля ареального базальтового вулканизма			
Толмачев Дол	–	+	–
Бассейн рек Средней и Левой Авачи	–	+	–
Поля концентрированного многовыходного экструзивного вулканизма			
Большой Семячик	–	+?	–?

Таблица 2.7 (окончание)

Тип вулканического образования	Критерии выделения		
	1	2	3
Кальдеры			
Карымского озера	+	+?	–?
Горелая	–	+	–?
Опала	–	+	–
Ксудач V	+	+	–?
Курильского озера-Ильинская	–	+	–?

Примечания. В скобках указан активный вулканический аппарат; 1 – исторические документированные извержения; 2 – извержения последних 3500 лет, датированные геологическими методами; 3 – фумарольная активность за последние столетия; "+" наличие, "–" отсутствие, "?" требуется проверка и уточнение.

зивного вулканизма к потенциально активным сделано, в известной мере, условно. Для окончательного решения вопроса нужны дополнительные специальные исследования.

Итог наших выводов и представлений о действующих и потенциально активных многоактных вулканах и других вулканических образований отражен в табл. 2.7.

Надеемся, что полученные данные могут быть использованы при составлении нового, модернизированного, варианта каталога действующих вулканов Камчатки, а также для долговременного прогноза вулканической активности, катастрофических извержений и связанной с ними опасности.

Следует отметить, что предлагаемый здесь список вулканических образований не является окончательным и бесспорным. Он, естественно, может быть изменен и дополнен по мере поступления новых материалов по этой проблеме. Причем по большинству типов вулканических образований, включая и многоактные вулканы. Например, вероятными кандидатами для пополнения списка последних могут быть конус Приемыш и купол Бастион [*Литвинов, Бурмаков,* 1993] в Дзендзур-Жупановской группе вулканов на Восточной Камчатке.

2.6. Долгосрочный прогноз извержений и оценка опасности на основе изучения динамики эруптивной активности вулканов

Определение характера и параметров будущих извержений активных и потенциально активных вулканов, а также оценка опасных явлений, связанных с этими извержениями – одна из главных задач вулканологических исследований. Особенности таких извержений и определение характера и степени вулканической опасности от них устанавливается на основе изучения истории активности вулкана и определения типа, силы и геологического эффекта его извержений. Однако даже в областях с древней письменной историей в лучшем случае мы можем располагать сведениями об исторически документированных извержениях лишь за последние одну-две тысячи лет. С другой стороны, если активные вулканы плохо изучены, эти сведения включают только самые недавние извержения, среди которых могут оказаться всего одно или два. Кроме того, простое знание опасных событий, которые имели место в прошлом, необходимо, но тоже недостаточно для

правильной оценки вулканической опасности. Решающее значение для прогноза будущей вулканической опасности имеет выяснение закономерностей в динамике эруптивной активности и продуктивности вулканов с определением характерных особенностей того периода жизни, на котором они находятся в настоящее время. Основываясь на таких данных, можно сделать заключение относительно характера, частоты, типа и энергии извержений, которые могут произойти в ближайшее время [*Melekestsev et al.*, 1989]. При этом очевидно, что не все явления, имевшие место в длительной истории вулкана, с одинаковой вероятностью произойдут в ближайшем будущем. Поэтому необходимо установить те события, которые характерны именно для настоящего периода жизни вулкана, и только их рассматривать как потенциально опасные. Более того, на Камчатке есть, например, тенденция уменьшения общей энергии крупнейших извержений во времени [*Мелекесцев*, 1980]. Это дает возможность полагать, что в ближайшее время не будет катастрофически эксплозивных извержений с массой ювенильных продуктов более (4–5) × 10^9 т, хотя в сравнительно недавнем прошлом (1500–2000 л.н.) неоднократно имели место извержения с массой ювенильного материала (10–20) × 10^9 т [*Braitseva et al.*, 1995; *Мелекесцев и др.*, 1997].

Для прогноза активности отдельных вулканов решающее значение имеет детальная реконструкция их эруптивного режима минимум за несколько тысячелетий. К сожалению, на Камчатке информация об исторических извержениях ограничивается периодом 200–300 лет, к тому же она фрагментарна и неполна. В связи с чем сведения об активности вулканов за длительный период их жизни (некоторых с начала формирования) были получены на основании комплексных тефрохронологических и геолого-геоморфологических исследований [*Брайцева и др.*, 1978, 1980]. Эти исследования включали:

1) детальное геолого-геоморфологическое картирование каждого вулкана;

2) изучение на подножии вулкана почвенно-пирокластических чехлов и составление сводного разреза тефры – своеобразной летописи эксплозивной активности вулкана;

3) датирование вулканических и связанных с ними событий по погребенным почвам, углям и древесине, содержащимся в почвенно-пирокластическом чехле и отложениях пирокластических потоков;

4) определение положения лавовых и пирокластических потоков вулкана, взрывных и лахаровых толщ в разрезах почвенно-пирокластических чехлов с привязкой последних к сводному разрезу, для которого имеются радиоуглеродные датировки;

5) составление сводной стратиграфической колонки, которая включает все эксплозивные и эффузивные продукты вулкана и является основой для реконструкции режима его активности.

Одновременно из прослоев тефры и лавовых потоков отбирали образцы для анализа изменения состава продуктов во времени. В заключение были составлены карта вулкана, на которой возраст лавовых и пирокластических потоков, а также других интересующих объектов, давался в абсолютном летоисчислении, и серия карт-палеореконструкций для отдельных этапов истории вулкана. На основе карт-реконструкций и изопахит тефры оценивались объем вулканитов и продуктивность вулкана для разных периодов его жизни.

Комплекс тефрохронологических и специальных геолого-вулканологических исследований, выполненных по описанной выше методике, дал возможность:

1) определять возраст вулкана на основе датирования пирокластики его начальных извержений;

2) выделять и датировать ^{14}C методом крупнейшие извержения и периоды активизации вулкана;

3) датировать побочные прорывы на склонах вулкана;

4) реконструировать в конечном итоге динамику вулканической активности с привязкой к ^{14}C и календарной временным шкалам.

По изложенной выше разработанной методике была сделана детальная реконструкция истории и динамики эруптивной активности большинства действующих вулканов Камчатки на голоценовом этапе их жизни [*Брайцева и др.*, 1980, 1985, 1990, 1998; *Брайцева, Мелекесцев*, 1989; *Мелекесцев и др.*, 1987, 1992, 1995 а,б; *Пономарева*, 1987; *Ponomareva et al.*, 1995, 1998; *Melekestsev et al.*, 1998; *Селянгин, Пономарева*, 1999]. Проведенная подобным образом реконструкция активной деятельности вулканов за последние 10 тыс. лет, в свою очередь, явилась основой для долгосрочного прогноза, типа и параметров их будущих извержений, а также связанной с последними вулканической опасности.

2.6.1. Стадии формирования вулканических аппаратов. Вулкан в стадии высокой и умеренной активности и роста вулканических построек

В развитии действующих вулканов Курило-Камчатского региона выделены две стадии [*Мелекесцев*, 1973]. Стадия I отвечает времени интенсивной вулканической активности, характеризуется положительным балансом вещества с его аккумуляцией на вулкане и, как следствие, увеличением объема постройки, ее ростом и свежим обликом. Продолжительность стадии I для вулканов разных типов и размеров составляет, вероятно, от нескольких сотен лет до 10–12 тыс. лет. Стадия II отвечает периоду ослабления вулканической активности и характеризуется отрицательным балансом вещества. Вулканическая постройка перестает расти и начинает разрушаться денудационными процессами. Продолжительность стадии II обычно 10–50 тыс. лет [*Мелекесцев*, 1980].

Большинство наиболее активных действующих вулканов Камчатки находятся в стадии I. Их деятельность имеет четко выраженный циклический (ритмический) характер. Каждый цикл состоит из двух фаз (периодов). Первая – это период интенсивной вулканической активности, который запечатлен прослоями тефры, лавами и пирокластическими потоками и, вторая – период покоя или существенного ослабления активности с формированием погребенных почв, иногда включающих редкие прослои тефры. Изучение циклического режима вулкана за длительный отрезок времени позволяет определить фазу цикла, на которой находится вулкан в настоящее время (независимо от того, извергается он или нет в данный момент). Знание длительности таких фаз в предшествующих циклах и представление о продуктивности вулкана на разных стадиях его жизни позволяет предсказать его поведение в ближайшем будущем, определить временную приуроченность и возможные параметры будущих извержений.

2.6.2. Вулканы в периоде активности современного цикла

К этой категории на Камчатке относятся вулканы Ключевской, Безымянный, Карымский, Малый Семячик, Молодой Шивелуч, Плоский Толбачик, Горелый, Ильинский, Молодой конус Авачинского вулкана (рис. 2.26). Ниже будут рассмотрены шесть из них, изученные более детально.

Ключевской (рис. 2.27) – самый активный, мощный и крупный вулкан на Камчатке (объем его изверженных продуктов 250–300 км^3, вес 600 × 10^9 т и высота в 1986 г. была > 4800 м над уровнем моря). Вулкан начал формироваться 7000 (около 6000 ^{14}C) л.н. [*Braitseva et al.*, 1995]. Его исторические извержения известны с 1697 года. Вулканические продукты представлены базальтами и андезибазальтами. Около 4000 л.н. вулкан, по-видимому, достиг своего максимального морфологичес-

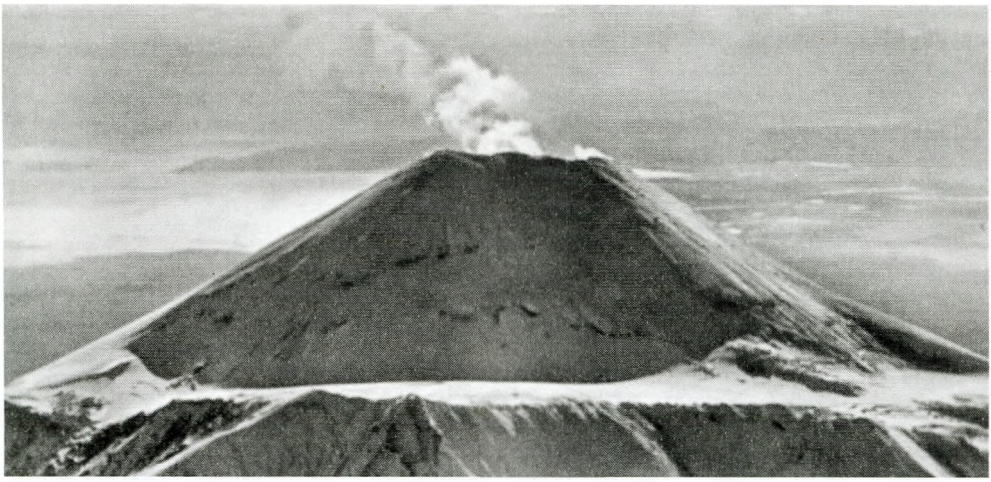


Рис. 2.26. Молодой конус вулкана Авачинского. (*Фото Ю. Муравина*)

кого объема и высоты, поскольку именно тогда на его склонах и у подножия начались извержения побочных конусов. Начиная с этого времени произошло более 100 побочных прорывов, 10 из которых возникли с интервалом от 2 до 10 лет в период между 1932 и 1983 годами.

Судя по распределению прослоев тефры в почвенно-пирокластических чехлах подножия вулкана, в его жизни не было существенного ослабления или прекращения активности, отмечаются только периоды ее усиления или некоторого ослабления. Преобладали слабые или умеренные по силе извержения (с объемом продуктов порядка 10^6–10^7 м^3). Сильные и очень сильные извержения с объемом продуктов порядка $10^8 \times 10^9$ м^3 происходили сравнительно редко. Последнее по времени из них случилось 1 октября 1994 г.

Ключевской отличается от других вулканов Камчатки максимальной продуктивностью [*Мелекесцев,* 1980; *Поляк, Мелекесцев,* 1981], которая относительно постоянна как для длительных, так и для коротких интервалов. Она колеблется между ~5 × 10^7 и 9 × 10^7 т/год, а в интервале 1926–1986 гг. составляла 6,3 × 10^7 т/год.

Высокая частота извержений и малые колебания продуктивности указывают на то, что Ключевской вулкан находится на стадии I и, более того, в начале или середине этой стадии. Следовательно, в ближайшем будущем характер активности вулкана вряд ли существенно изменится. Это же мнение было ранее высказано Б.И. Пийпом (1956), который полагал, что умеренные по силе извержения происходили и будут происходить в среднем 1 раз в несколько лет, а сильные 1 раз в десятки лет. Извержения как из центрального кратера, так и побочных прорывов могут поставлять продукты общим объемом 0,001–0,5 км^3.

Опасность от Ключевского вулкана связана с лавовыми потоками, выпадением тефры, лахарами, вулканическими и вулкано-сейсмотектоническими обвалами. Выпадение тефры может оказывать негативное влияние на природу, население и хозяйственные объекты на расстоянии до 15–20 км от эруптивного центра, мощность ее может изменяться от 1–2 см у нижней границы этой зоны до 100–150 см в районе вершинного кратера или у подножия шлаковых конусов побочных прорывов. Лавовые потоки терминальных извержений могут распространяться на расстояние до 15 км от вершинного кратера. Максимально возможная длина лавовых потоков побочных извержений составит 10–12 км. Не исключены также крупные вулкано-

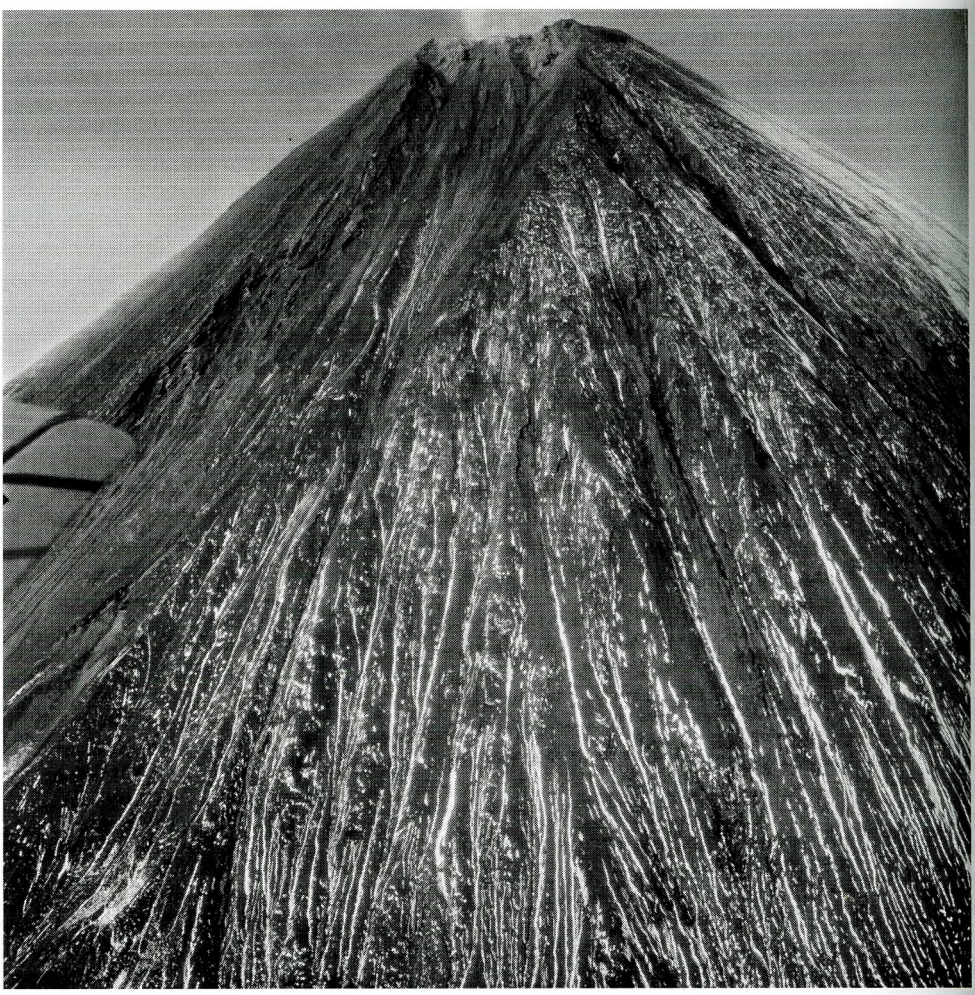


Рис. 2.27. Верхняя часть конуса вулкана Ключевского. (*Перспективное аэрофото*)

сейсмотектонические обрушения при сильных извержениях. Один из таких обвалов произошел в январе 1945 г., когда вблизи вершины вулкана возникла обширная лоткообразная структура – шарра [*Двигало, Мелекесцев,* 2000]. В этом отношении наиболее опасна привершинная часть северо-западного сектора вулкана. Значительную опасность представляют лахары, которые с огромной скоростью распространяются по долинам на расстояние 20–30 км в зависимости от силы извержения и положения эруптивного центра.

В отличие от Ключевского история развития других действующих вулканов была более сложной. Их деятельность имеет четко выраженный циклический характер, что тоже служит ключом для прогноза будущей активности.

Среди таких вулканов большой интерес вызывает вулкан **Безымянный** (рис. 2.28). Этот вулкан хорошо известен своим катастрофическим извержением в марте 1956 года. Опасность, связанная с этим извержением, вызвала необходимость изучения истории вулкана [*Брайцева и др.*, 1990]. Действующий стратовулкан Безымянный начал формироваться около 5000 л.н. Продукты деятельности собственно вулкана Безымянный перекрывают более древний вулкан Пра-Безымянный, кото-



Рис. 2.28. Вулкан Безымянный (вид с северо-востока)

рый существовал здесь в раннем голоцене: фрагмент этого старого вулкана сохранился только в восточной части массива – "старый купол", описанный Г.С. Горшковым и Г.Е. Богоявленской [1965]. Деятельность вулкана Безымянный наиболее полно реконструирована для последних 2500 лет его жизни. Анализ распределения пеплов в разрезах показывает, что в верхней части почвенно-пирокластического чехла выделяются пачки отложений, которые содержат до 10–15 прослоев тефры вулкана Безымянный (рис. 2.29). Эти пачки фиксируют периоды интенсивной активности вулкана, которые разделены периодами покоя (супеси с тефрой Ключевского вулкана, но лишенные пеплов Безымянного).

Можно выделить три таких периода усиления активности вулкана Безымянный (БI, БII и БIII). Первые два периода имели длительность 300–700 лет, а третий начался в 1956 г. и продолжается до настоящего (2003 г.) времени. Периоды активизации в целом характеризовались умеренной эксплозивной активностью, но в начале периода БI после периода покоя произошло сильное извержение с выбросом пемзовой тефры объемом ~1 км^3. Излияния лав обычно тяготеют к заключительным этапам периодов активизации (см. рис. 2.29).

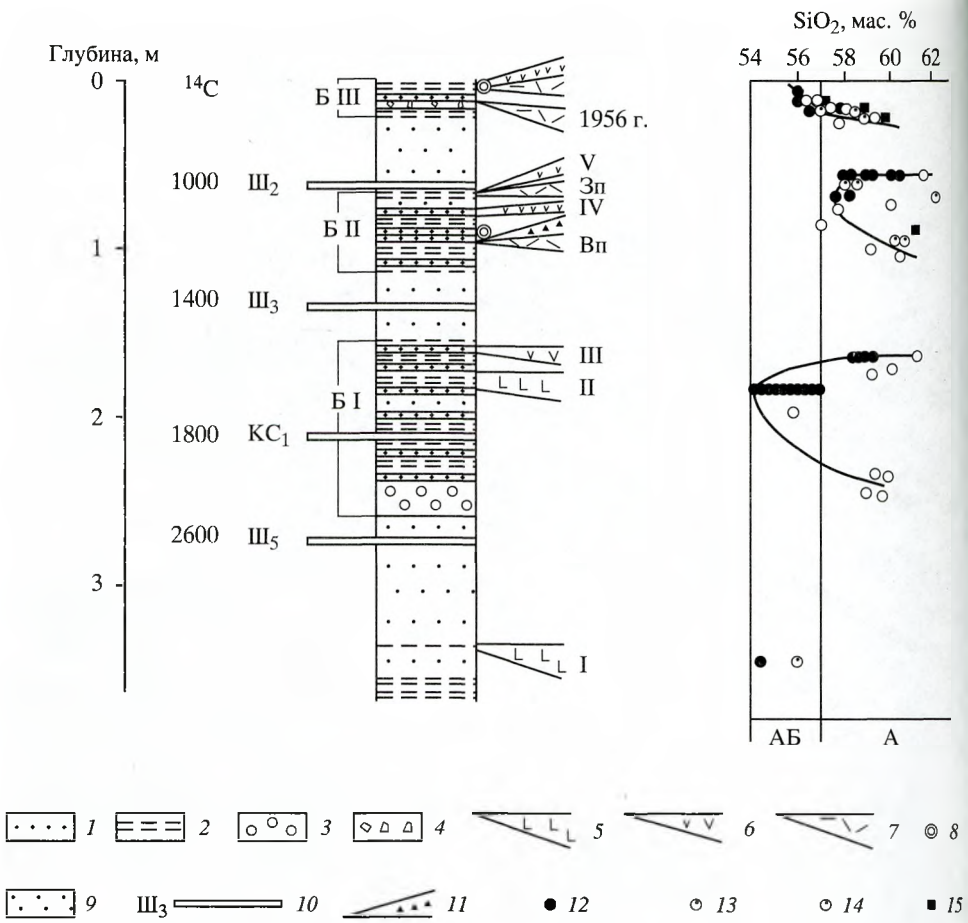


Рис. 2.29. Сводный разрез лавово-пирокластических отложений подножия вулкана Безымянный за последние 3500 лет.

Отложения в. Безымянный: *1* – прослои грубых и тонких пеплов, выраженные в масштабе; *2* – пачки отложений с многочисленными прослоями тех же пеплов, не выраженные в масштабе; *3* – лапилли пемзы и грубый пемзовый песок; *4* – отложения обломочной лавины 1956 г.; *5* – лавовые потоки андезибазальтового состава; *6* – лавовые потоки андезитового состава; *7* – пирокластические потоки (Зп – Западный, Вп – Восточный); *8* – экструзивные купола. Прочие отложения: *9* – эоловые супеси с примесью и прослоями пеплов в. Ключевской: *10* – маркирующие прослои пеплов в. Шивелуч (Ш$_2$, Ш$_3$, Ш$_5$), в. Ксудач (КС$_1$); *11* – обломочная лавина вулкана Камень. Фигуративные точки содержания SiO$_2$ в различных продуктах вулкана Безымянный: *12* – лава; *13* – тефра; *14* – материал пирокластических потоков; *15* – материал экструзивных куполов. БI-БIII – периоды активизации в. Безымянный; I–V – возрастные комплексы лавовых потоков. Радиоуглеродный возраст (^{14}C) маркирующих пеплов по: [*Braitseva et al.*, 1977]. АБ – андезибазальт, А – андезит

В деятельности вулкана примерно 1200 лет назад произошли существенные изменения (рис. 2.30). Начиная с этого времени для него стали характерны катастрофические эксплозивные извержения, сопровождавшиеся образованием пирокластических потоков и частичным разрушением постройки. Такие извержения имели место дважды в течение периода БII. Последнее катастрофическое извержение произошло в начале этапа БIII, в 1955–1956 гг., когда произошли разрушение вулкана с образованием обломочной лавины, направленный взрыв и формирование пирокластических потоков [*Горшков, Богоявленская*,1965; *Богоявленская* и др., 1985].

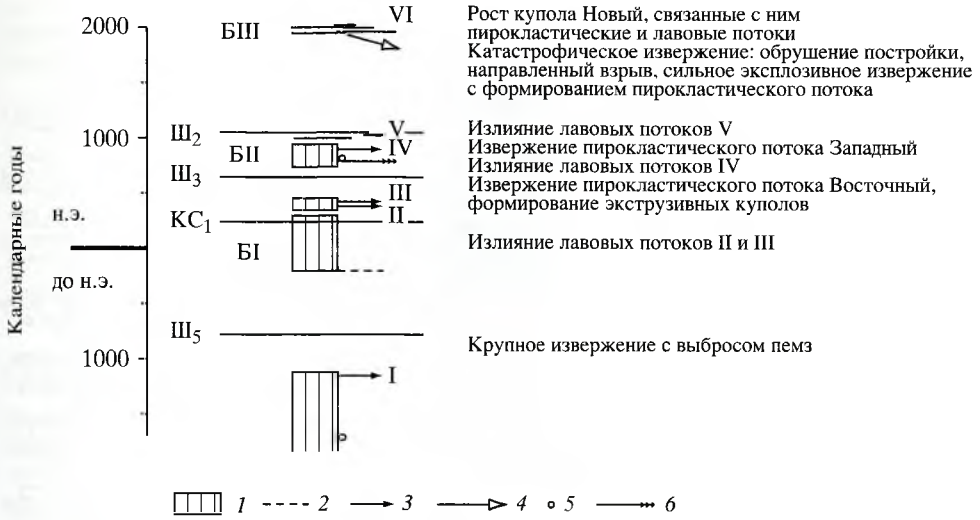


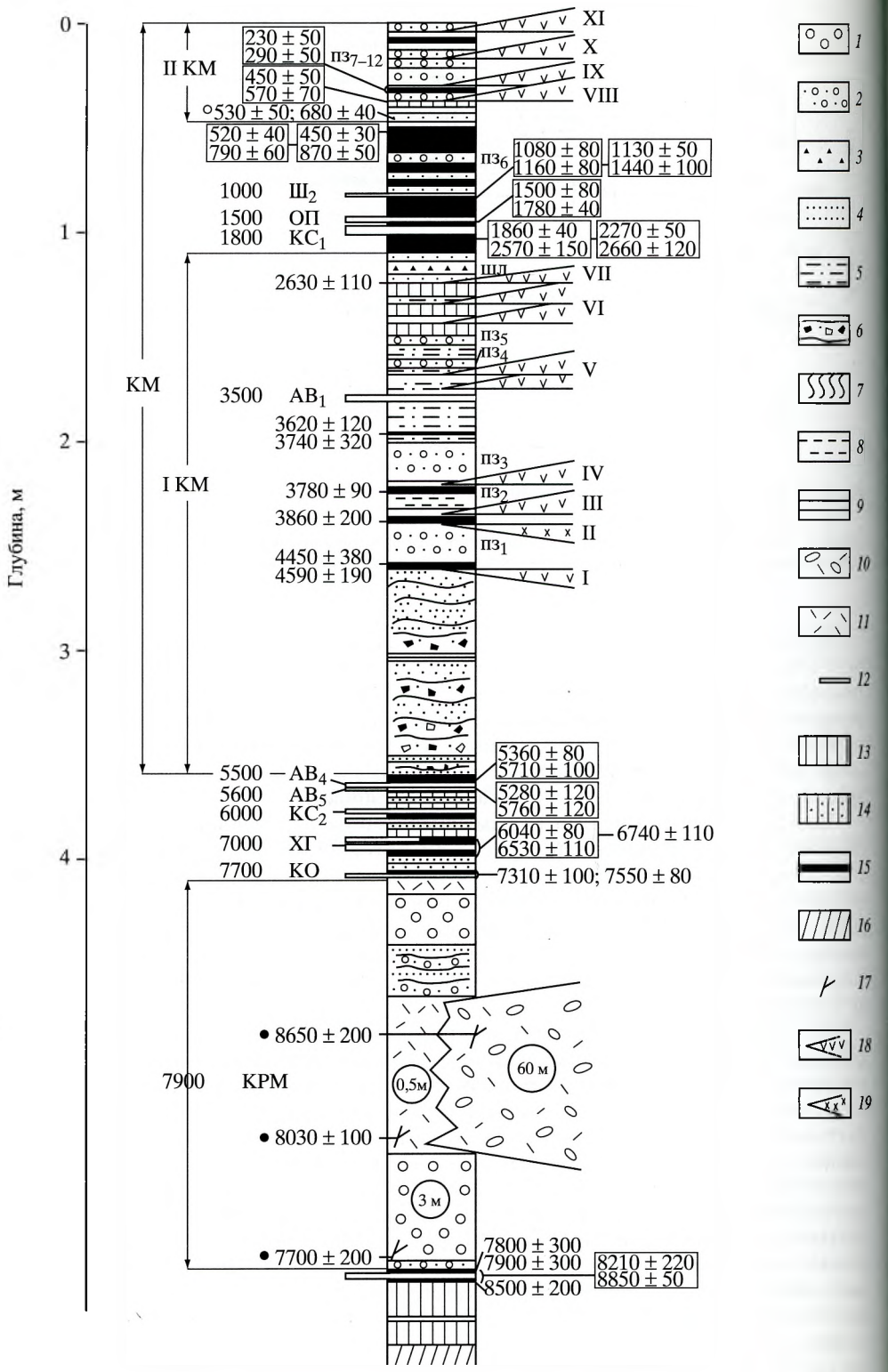
Рис. 2.30. Деятельность в. Безымянный за последние 3500 лет

1 – периоды интенсивной эксплозивной деятельности; *2* – отдельные крупные эксплозивные извержения; *3* – излияния лавовых потоков; *4* – крупномасштабное обрушение постройки и образование обломочной лавины; *5* – формирование экструзивных куполов; *6* – образование пирокластических потоков

Вулканические продукты периода БI – андезибазальты и андезиты, периодов БII и БIII – андезиты. Важно отметить, что в течение каждого из этих периодов активизации происходит закономерная смена состава продуктов от более кислых к основным и затем снова к более кислым. Эти изменения включают последовательные значения 60, 54 и 61 % SiO_2 для периода Б1 (соответственно в начале, середине и конце периода), 61,56 и 62% SiO_2 для периода БII и от 60 до 56–57% SiO_2 – для современного периода БIII, который еще не завершился.

В настоящее время вулкан Безымянный находится в периоде активизации современного цикла активности (см. рис. 2.30), который начался в 1955 г. после почти 1000-летнего периода покоя. Поскольку длительность предыдущих периодов активизации составляла сотни лет, можно полагать, что длительность современного периода будет примерно такой же. Изменения состава от более кислых разностей андезитов (60% SiO_2) к более основным их разностям в настоящее время (56–57% SiO_2) показывает, что мы здесь видим нижнюю часть "петли" смены состава пород, на которую указывалось выше.

По аналогии с предшествующими периодами можно полагать, что вулкан находится примерно в середине современного периода активизации. Катастрофическое извержение типа извержения 1956 г. вряд ли произойдет в ближайшие 100–200 лет, поскольку такие извержения имели место главным образом после периодов покоя. Деятельность вулкана в ближайшие десятилетия будет связана с ростом купола, начавшего формироваться в кратере после катастрофического события 30 марта 1956 г. Она будет характеризоваться слабой и умеренной эксплозивной активностью с частичным разрушением купола, извержением пирокластических потоков с объемом пирокластики от 0,001 до 0,01 км^3 и лавовых потоков на куполе. Общий объем материала одного извержения вряд ли превысит 0,02–0,05 км^3, пирокластические и лавовые потоки могут распространяться на расстояние 5–15 км и 0.2–2 км соответственно, а объем тефры будет порядка 0,01–0,03 км^3. Наиболее опасной зоной по-прежнему останутся восточный склон и подножие вулкана в радиусе 10–15 км, так как кратер открыт именно в этом направлении. Следует отметить, что данный


Глубина, м
0
1
2
3
4
II КМ
I КМ
КМ
КРМ
7900
230 ± 50
290 ± 50
пз7–12
450 ± 50
570 ± 70
530 ± 50; 680 ± 40
520 ± 40
450 ± 30
790 ± 60
870 ± 50
1000 Ш2
1500 ОП
1800 КС1
2630 ± 110
3500 АВ1
3620 ± 120
3740 ± 320
3780 ± 90
3860 ± 200
4450 ± 380
4590 ± 190
5500 АВ4
5600 АВ5
6000 КС2
7000 ХГ
7700 КО
• 8650 ± 200
• 8030 ± 100
• 7700 ± 200
пз6
1080 ± 80
1160 ± 80
1130 ± 50
1440 ± 100
1500 ± 80
1780 ± 40
1860 ± 40
2570 ± 150
2270 ± 50
2660 ± 120
шл
пз5
пз4
пз3
пз2
пз1
XI
X
IX
VIII
VII
VI
V
IV
III
II
I
5360 ± 80
5710 ± 100
5280 ± 120
5760 ± 120
6040 ± 80
6530 ± 110
6740 ± 110
7310 ± 100; 7550 ± 80
0,5м
60 м
3 м
7800 ± 300
7900 ± 300
8210 ± 220
8850 ± 50
8500 ± 200
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19

прогноз [*Melekestsev et al.*, 1987] полностью подтвердился последующим ходом эруптивной активности вулкана. В течение 1987–2000 гг. произошло десять извержений, которые по типу и параметрам в точности соответствовали предсказанным.

После периода активизации через первые сотни лет наступит период покоя. Он может быть непродолжительным (десятки лет), если будет приурочен к заключительным стадиям периода активизации, как это имело место в конце периодов БI и БII (см. рис. 2.30). Если же он разделит сами периоды активизации, то окажется более длительным и составит сотни лет. В любом случае, после таких периодов покоя можно ожидать сильного извержения с выбросами тефры и образованием пирокластических потоков с суммарным объемом материала 0,5–2 км^3, возможно, с направленным взрывом и разрушением вершины вулкана.

Карымский – один из наиболее активных вулканов Восточной вулканической зоны Камчатки. История вулкана была восстановлена с начала его формирования ~6100 (5300 ^{14}C) л.н. [*Брайцева, Мелекесцев,* 1989]. Вулкан располагается в кальдере, которая образовалась около 8600 (7900^{14}C) л.н. после извержения 13–16 км^3 дацитовой пемзы [*Брайцева и др.*, 1994, 1997; *Braitseva et al.*, 1997; *Мелекесцев и др.*, 1997а, б]. В жизни вулкана Карымский выделяются два периода активизации. Первый период (IKM) отвечает стадии построения конуса вулкана и продолжался около 3000 лет (рис. 2.31).

Начало и конец периода характеризовались частыми слабыми и умеренными по силе эксплозивными извержениями и излияниями лавовых потоков I и V–VII возрастных групп. Продукты начальной стадии формирования вулкана были андезибазальты, позднее – андезиты. В середине рассматриваемого периода активизации IKM произошло несколько крупных отдельных эффузивно-эксплозивных извержений, которые сопровождались выбросом пемзовой тефры ($пз_1$–$пз_3$) и излияниями лав (потоки II–IV). Эти извержения разделялись кратковременными периодами покоя, которые фиксированы формированием погребенных почв. Объем пемзовой тефры крупнейших извержений ($пз_1$ и $пз_3$) составлял 0,1 км^3. Продукты извержений отвечали андезитам, дациты отмечены только среди лав комплекса II. Период активизации завершился эксплозивным извержением с выбросом андезибазальтовых шлаков.

Новый период активизации IIKM начался около 500 л.н. после 2300-летнего периода покоя и продолжается до настоящего времени. Режим вулкана на этой стадии приобрел резче выраженный дискретный характер: отдельные умеренные по силе извержения или серии извержений разделялись короткими (десятки лет) интервалами покоя, запечатленными маломощными погребенными почвами. Извержения либо эксплозивные, либо эффузивно-эксплозивные: происходят выбросы пемзовой тефры (лапилли, бомбы и пепел слоев $пз_7$–$пз_{12}$) или андезитовых грубых

←

Рис. 2.31. Сводный разрез голоценовых лавово-пирокластических отложений подножия вулкана Карымский:

1 – лапилли пемзы; *2* – лапилли пемзы с примесью пемзового песка; *3* – лапилли шлака; *4* – вулканические пески; *5* – стратифицированные вулканические пески; 6 – вулканические пески, они же лапилли с примесью резургентного материала; *7* – сильно ожелезненные вулканические пески; *8* – стратифицированные вулканические пески и тонкие пеплы; *9* – отдельные прослои тонкого пепла; *10* – отложения пирокластических потоков; *11* – отложения "палящих туч"; *12* – маркирующие прослои пеплов в. Шивелуч ($Ш_2$), кратера Бараний Амфитеатр на подножии в. Опала (ОП), в. Ксудач ($КС_1$ и $КС_2$) в. Авачинский ($АВ_1$, $АВ_4$ и $АВ_5$), в. Хангар (ХГ), кальдеры Курильского озера (КО); *13* – эоловые супеси; *14* – эоловые супеси с примесью вулканических песков; *15* – почва; *16* – доголоценовые отложения; *17* – угли; *18* – лавовые потоки андезитового состава; *19* – лавовые потоки андезитового и дацитового состава; КРМ – пирокластика кальдеры в. Карымский; IKM и IIKM – отложения периодов активизации в. Карымский; I–XI – возрастные комплексы лавовых потоков; $пз_1$ – $пз_{12}$ – горизонты пемзовой тефры в. Карымский; шл – прослой шлака в. Карымский. Радиоуглеродный возраст маркирующих пеплов указан по: [*Braitseva et al.*, 1977]

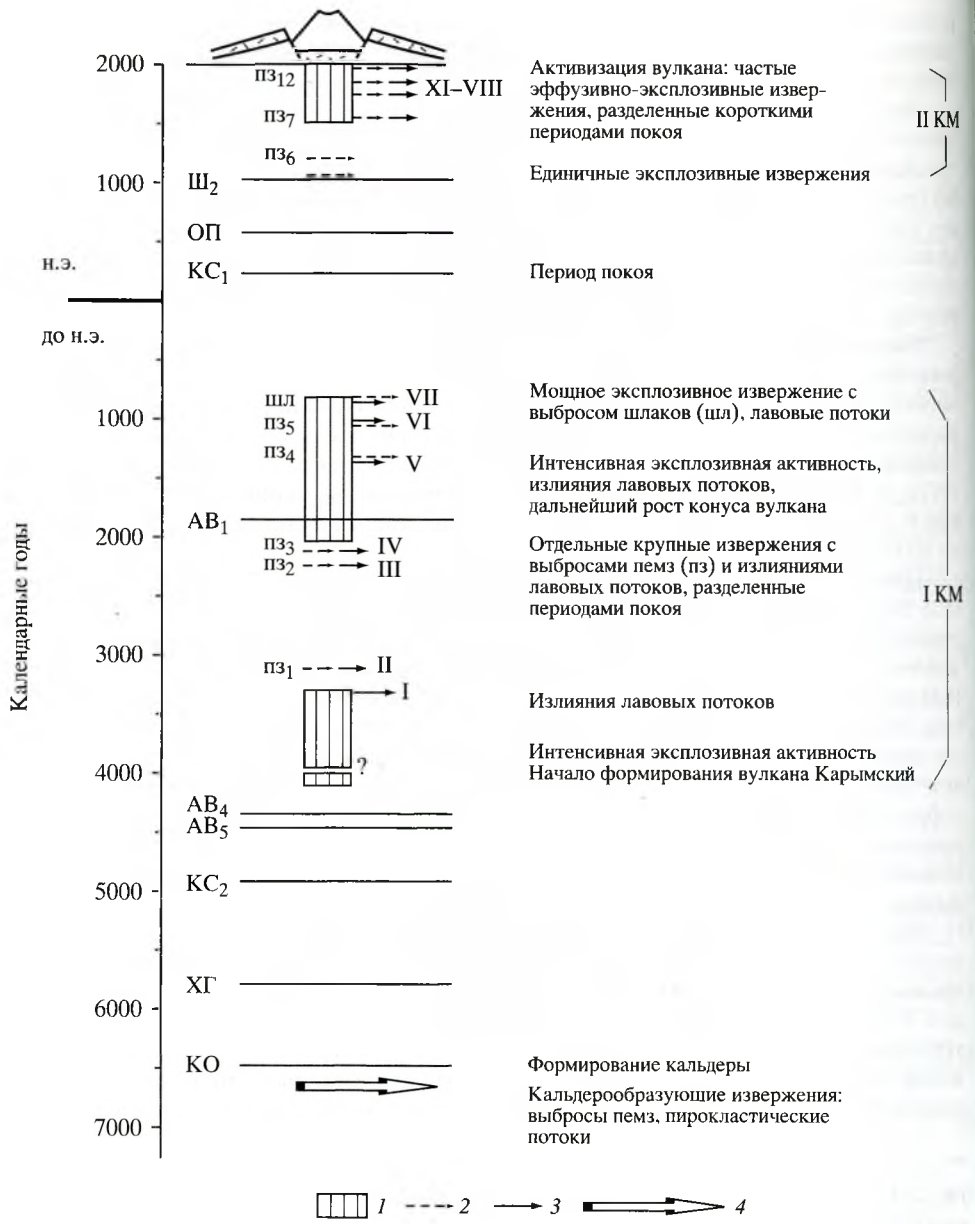


Рис. 2.32. Деятельность вулкана Карымский:

1 – периоды напряженной эксплозивной активности; *2* – отдельные эксплозивные извержения; *3* – излияния лавовых потоков; *4* – кальдерообразующее извержение. IКМ, IIКМ – эруптивные циклы в. Карымский

пеплов и излияния лав преимущественно на северный склон и подножие вулкана. Недавние извержения имели место в 1970–1971, 1975–1981 и 1996–2000 гг. Объем извергнутых продуктов отдельных извержений составлял порядка 0,001–0,04 км^3.

Высокая эруптивная активность вулкана на протяжении последних 500 лет (рис. 2.32) и повышение интенсивности выноса вещества за это время [*Брайцева, Мелекесцев*, 1989] по сравнению со второй половиной периода IКМ показывают,

что вулкан в настоящее время находится в незавершенном периоде активизации нового вулканического цикла. Поэтому вряд ли следует ожидать прекращения его активности в ближайшем будущем. Принимая во внимание длительность периодов интенсивной активности в цикле IKM (700–1200 лет), можно полагать, что высокая активность вулкана сохранится еще не менее 200 лет. Характер деятельности останется тем же: это будут эксплозивно-эффузивные извержения, сопровождающиеся выбросами тефры (часто пемзовой) и излияниями лавы с общим объемом продуктов от 0,001 до 0,03 км^3.

Область распространения лавовых потоков будет ограничена уступом кальдеры (в радиусе 2,5–3 км), а мощность тефры одного извержения внутри кальдеры может колебаться от 5 до 40 см (до 100–120 см непосредственно у подножия конуса в направлении выброса пемзы). За границами кальдеры на расстоянии 4–5 км от вулкана максимальная мощность тефры может составить 20–30 см, а на расстоянии 10 км – 3–5 см и будет представлена грубым и тонким пеплом.

Происшедшее уже после опубликования нами прогноза [*Melekestsev et al.*, 1987] эксплозивно-эффузивное извержение 1996–2000 гг. полностью соответствовало по своему типу и параметрам таковым для типичного предсказанного извержения.

Вулкан **Малый Семячик** относится, по нашим данным, к тем вулканам, которые также могут извергаться в ближайшем будущем, хотя в настоящее время он остается относительно спокойным. Реконструкция его истории показывает, что он находится в периоде активизации последнего вулканического цикла (рис. 2.33).

Вулкан располагается в кальдере и состоит из трех слившихся конусов-стратовулканов, получивших названия Палео-, Мезо- и Кайно-Семячик (ПС, МС и КС). Продукты вулкана – базальты и андезибазальты, андезиты появляются только на конечной стадии развития Кайно-Семячика.

В истории вулкана можно выделить четыре стадии, каждая из которых связана с кардинальными структурно-морфологическими изменениями в строении вулканического массива [*Брайцева и др.*, 1978, 1980; *Селянгин и др.*, 1979]. Первые три стадии (ПС, МС и IKC) обнаруживают между собой большое сходство и связаны с формированием трех конусов-стратовулканов – Палео-, Мезо- и Кайно-Семячик. Периоды интенсивной вулканической активности в начале каждой стадии отвечают времени построения соответствующих конусов, а периоды ослабления и прекращения активности – завершению их формирования, когда они достигают максимально предельной высоты с образованием побочных прорывов на склонах и у подножия. В условиях свободного смещения питающего канала по трещине такое циклическое развитие событий повторилось трижды без существенных отличий. Если бы мы начали предсказывать активность вулкана после стадии IKC, то могли бы ожидать возникновение следующего, четвертого, конуса рядом с предыдущим. Однако возможности перемещения канала вдоль трещины оказались исчерпанными, и вследствие этого произошли существенные изменения в характере деятельности вулкана. На стадии IIKC вулканическая деятельность выражалась в чередовании конструктивных и деструктивных процессов с разрушением вершины вулкана и последующим достраиванием постройки до первоначальной высоты. Эруптивный канал мигрировал незначительно только в привершинной части вулкана с образованием серии кратеров. Крупнейшим из них был кратер, который возник в начале стадии IIKC, когда произошло сильное извержение с мощным выбросом тефры, образованием пирокластических потоков и разрушением вершины вулкана.

На стадии IIKC выделяются два периода активизации – $IIKC_1$ и $IIKC_2$. Они разделены 2000-летним периодом покоя, во время которого произошло только несколько слабых фреатических извержений. Последний период интенсивной активизации вулкана ($IIKC_2$) начался около 500 лет назад и включает два крупных извержения. С первым из них был связан мощный выброс шлаков и образование обширного кратера. Поднявшийся снизу расплав заполнил кратер с образованием лавово-

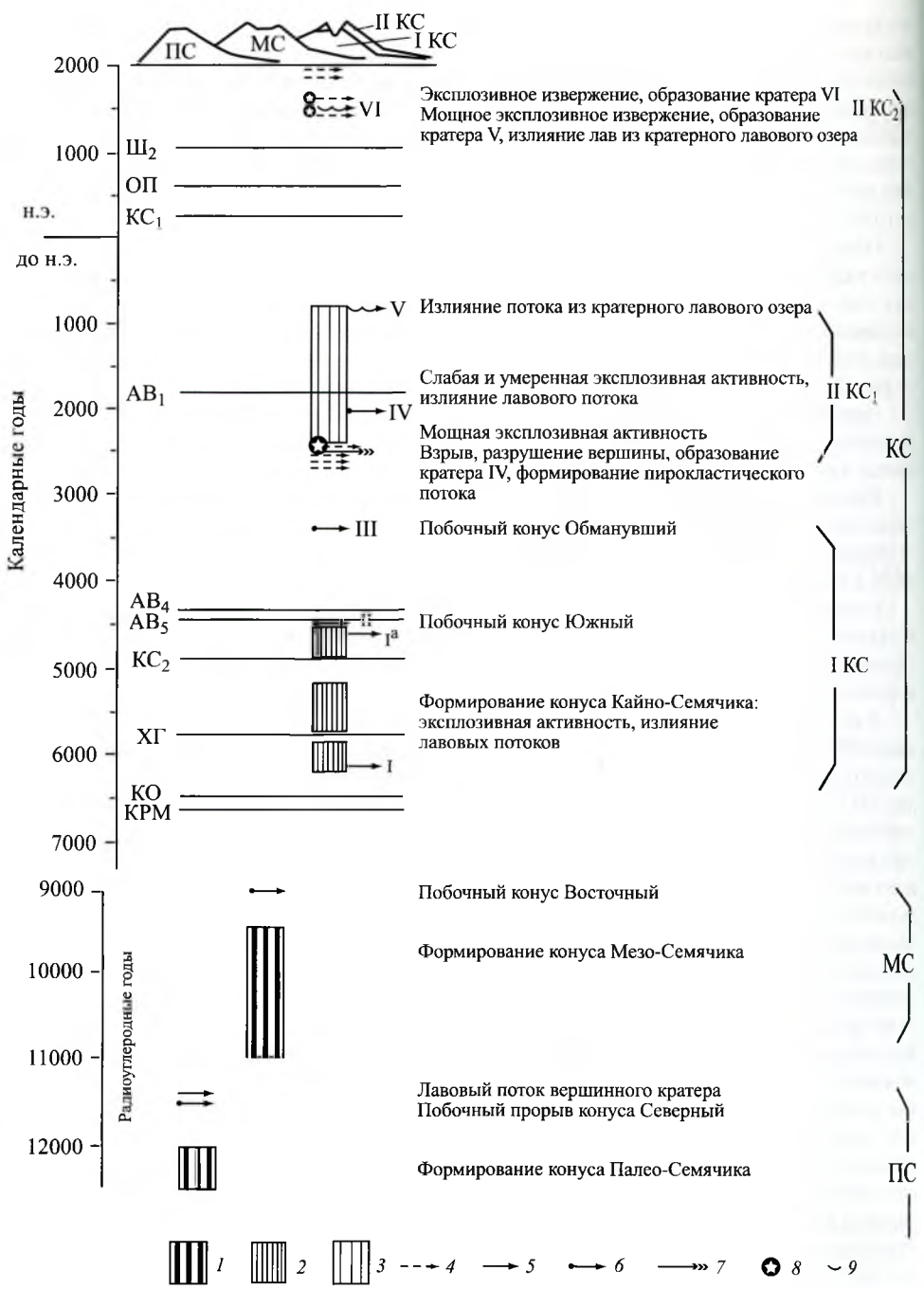


Рис. 2.33. Деятельность вулкана Малый Семячик в голоцене:

1 – периоды эксплозивно-эффузивной активности; *2* – периоды интенсивной эксплозивной активности; *3* – периоды слабой эксплозивной активности; *4* – отдельные эксплозивные извержения; *5* – излияния лавовых потоков из вершинных кратеров; *6* – побочные прорывы; *7* – формирование пирокластических потоков; *8* – образование взрывного кратера; *9* – образование кратерных лавовых озер; ПС, МС и КС – деятельность вулканов Палео- и Мезо- и Кайно-Семячик; IКС и IIКС – стадии активности в. Кайно-Семячик, $IIКС_1$ и $IIКС_2$ – периоды активизации внутри стадии IIКС

го озера. Перелившись через кромку кратера в нескольких местах, лава образовала на конусе серию лавовых потоков (потоки комплекса VI, см. рис. 2.33). Общий объем извергнутых продуктов составил 0,6 км^3. Второе крупное извержение, которое произошло около 400 лет назад, было эксплозивным (объем тефры составил 0,1 км^3) и сопровождалось образованием современного кратера, где сейчас находится термальное озеро. Слабые исторические извержения вулкана имели место в 1804, 1851, 1852, 1945–46 и 1952 гг. Позднее наблюдались только периодические изменения объема и температуры нагретого кратерного озера [*Слезин и др.*, 1971; *Горшков и др.*, 1975; *Двигало и др.*, 1988].

Данные по реконструкции динамики активности вулкана Малый Семячик показывают, что хотя вулкан в последнее время не извергается, он, тем не менее, находится в общем периоде активизации последнего цикла, и можно полагать на основании длительности прошлых периодов активизации, что настоящий период далек от завершения. Средняя продуктивность вулкана ($0,8 \times 10^6$ т/год) в течение периода $IIKC_2$ в целом близка к таковой для периода $IIKC_1$, которая в среднем составляла $1,1 \times 10^6$ т/год. Изменился только характер активности: вулканическая энергия разряжалась главным образом в виде отдельных крупных извержений, разделенных интервалом длительностью около 200 лет. Исходя из того, что вулкан в настоящее время приближается к концу аналогичного перерыва и что только небольшая часть энергии реализовалась его историческими извержениями, можно ожидать сильного извержения вулкана в ближайшем будущем. Учитывая продуктивность вулкана на стадии $IIKC_2$, масса извергнутых продуктов может составить $(0,5–1) \times 10^8$ м^3, а с учетом резургентного материла $(0,8–1,5) \times 10^8$ м^3. Извержение может быть как чисто эксплозивным, так и эффузивно-эксплозивным. Лавовые потоки распространятся в радиусе 5–6 км от кратера и мощность тефры окажется 10–20 см на расстоянии 15–20 км от вулкана по оси пеплопада. Извержение при наличии кратерного озера с объемом воды 0,015–0,2 км^3 породит лахары, которые распространятся по всем речным долинам.

Для **Авачинского вулкана** долгосрочный прогноз активности и оценка опасности были даны на основании характера его исторических извержений [*Мелекесцев и др.*, 1993, 1994а, 1994б]. К настоящему моменту реконструирована динамика эруптивной активности за последние 10 тыс. лет. В голоценовой истории вулкана выделяются два этапа. Для первого этапа – 8000 (7150 ^{14}C) –4100 (3700 ^{14}C) л.н. – характерны мощные плинианские извержения, крупнейшие из которых имели объем продуктов ≥ 0,4–0,5 км^3. Высоты эруптивных колонн некоторых из них составляли 17–24 км. У большинства извержений продукты были представлены преимущественно тефрой, но с некоторыми из них были связаны также пирокластические волны и пирокластические потоки, которые распространялись по долинам рек на расстояние до 15 км. Продукты извержений были представлены пемзовидными андезитами [*Брайцева и др.*, 1998].

В начале второго этапа ~3800 (3500 ^{14}C) л.н. в деятельности вулкана произошли кардинальные изменения. На поверхность начала поступать магма более основного андезибазальтового состава. Именно в это время стал формироваться Молодой конус Авачинского вулкана. С началом его формирования связаны два крупных плинианских извержения с общим объемом продуктов ≥ 4 км^3. Позднее деятельность Молодого конуса характеризовалась умеренными по силе и слабыми эксплозивными и эффузивно-эксплозивными извержениями, которые не идут в сравнение с извержениями на первом этапе деятельности вулкана. Основная опасность была связана с выпадением тефры и мощными лахарами. Детальный анализ материалов для реконструкции динамики активности Молодого конуса и долгосрочного прогноза его деятельности продолжается и в настоящее время. Однако уже сейчас можно констатировать, что его деятельность оставалась однотипной на протяжении последних 3500 лет и нет оснований полагать, что существенные изменения могут про-

изойти в ближайшие 200–300 лет. Поэтому сценарии извержений именно Молодого конуса были положены в основу карты вулканической опасности от Авачинского вулкана, составленной в 1994 г. Л.И. Базановой, О.А. Брайцевой и И.В. Мелекесцевым по заказу администрации г. Петропавловск-Камчатский.

Авачинский вулкан – наглядный пример того, что при прогнозе активности и оценке опасности не следует исходить из принципа "все, что было, то и будет". Катастрофические плинианские извержения вулкана остались в прошлом. Оценка опасности дается на основании тех извержений, которые типичны для того этапа жизни, на котором находится вулкан в настоящее время.

Современная активность вулкана **Ксудач** связана с деятельностью конуса Штюбеля, который возник в кальдере, сформировавшейся ~1800 л.н., когда на поверхность было вынесено почти 20 км^3 пирокластики [*Брайцева и др.*, 1995]. Конус Штюбеля начал формироваться ~100 лет спустя со времени образования кальдеры [*Мелекесцев и др.*, 1995а, б]. Его деятельность проявлялась в основном в виде слабых и умеренных эффузивно-эксплозивных извержений. Однако на этом фоне отмечались крупные эксплозивные извержения с выносом пемзы, имевшие место примерно в 1000 г., 1600 г. и в 1907 г. Хотя вулкан находится в состоянии покоя около 100 лет, нельзя исключать возможность его сильного извержения в ближайшем будущем.

2.6.3. Вулканы в периоде относительного покоя современного цикла

Эта группа вулканов включает вулканы Кизимен, Крашенинникова, Кихпиныч. Прогноз их будущей активности различен в каждом случае, но реконструкция их истории позволяет полагать, что период покоя для одних вулканов будет продолжаться длительное время (сотни лет), а для других, напротив, можно допускать возможность сильного извержения в ближайшем будущем.

Вулкан **Кизимен** в настоящее время находится в состоянии покоя и проявляет лишь слабую фумарольную активность. По морфологии и своим параметрам обнаруживает большое сходство с вулканом Сент-Хеленс (США) перед его знаменитым извержением 18 мая 1980 г. Абсолютная высота вулкана 2376 м, объем изверженных продуктов около 26 км^3, вулкан начал формироваться 11 000–12 000 ^{14}C л.н. [*Мелекесцев и др.*, 1992; *Braitseva et al.*, 1995]. В деятельности вулкана выделяются четыре цикла (КЗI–КЗIV); каждый цикл начинался периодом активизации, вызванной подачей новых порций глубинной магмы в питающую систему вулкана, и завершался периодом покоя.

Образование вулкана началось с крупного извержения, сопровождавшегося выбросом дацитовой пемзовой ювенильной пирокластики. Аналогом этого извержения можно считать извержение вулкана Санта Мария на Гватемале в 1902 г. [*Rose*, 1972]. Извержение (или серия извержений) закончилась формированием экструзивного купола с вязкими потоками мощностью 100–200 м во фронтальной части. Затем около 10 000 ^{14}C л.н. произошло еще одно сильное эксплозивное извержение, сформировавшее пирокластические потоки площадью 80–90 км^2 и объемом 2,4–3,6 км^3. Вслед за извержением в течение нескольких сотен лет формировался следующий экструзивный купол, а затем последовал период покоя длительностью не менее 1700 лет [*Мелекесцев и др.*, 1992]. Длительность этого цикла деятельности вулкана (КЗI) оценивается в 3000–3600 лет, среди изверженных пород преобладают дациты.

В течение следующего периода активности (8500–7600 л.н.) около 8400 л.н. (7500 ^{14}C л.н.) произошло крупное эксплозивное извержение, выбросившее примерно 5 км^3 дацитовой пирокластики [*Мелекесцев и др.*, 1992; *Брайцева и др.*,

1997]. После этого извержения в течение примерно 700 лет происходил рост экструзивного купола. В завершение цикла последовал период покоя длительностью около 1300 лет, таким образом, длительность цикла KЗII составила примерно 2000 лет

Извержения цикла KЗIII были умеренными и слабыми, с преобладанием фреатических, и по объему продуктов не превышали 0,1 км^3. Длительность цикла, включавшего 400-летний период активизации и почти 3000-летний период покоя, составила около 3400 лет.

В течение трех рассмотренных циклов деятельности вулканов последовательно уменьшались продуктивность и интенсивность вулканизма. Состав ювенильных продуктов практически не изменялся и соответствовал дацитам. Однако следующий цикл (KЗIV), длящийся с 3000 л.н. по настоящее время, характеризовался резким изменением типа эруптивной активности (от преимущественно эксплозивной к существенно эффузивной), состава изверженных пород (от дацитов к андезитам и андезибазальтам) и увеличением продуктивности. Цикл открылся довольно крупным (0,7–1 км^3) эксплозивным извержением, при котором образовались последние в истории вулкана пирокластические потоки, причем среди дацитовой пемзовой пирокластики в отложениях потоков впервые появляются фрагменты андезибазальтового материала. Дальнейшая деятельность вулкана связана с формированием двух последовательных экструзивных куполов; в первой половине цикла происходили довольно частые слабые и умеренные эксплозивные извержения, дополнившиеся во второй его половине излияниями андезитовых и андезибазальтовых лавовых потоков и фреатическими извержениями. В течение последних столетий вулкан обнаруживал только фумарольную активность, возможно, с редкими слабыми фреатическими эксплозивными извержениями. Длительность этого последнего, незавершенного, цикла (KЗIV) составляет уже около 3000 лет, что близко к максимальной длительности циклов на предыдущем этапе жизни вулкана (3400 лет). Это заставляет предполагать, что в недалеком будущем возможно начало нового цикла в деятельности вулкана.

В настоящее время вулкан представляет собой сложную конусовидную постройку с крупным лавовым куполом в вершинной части, объем которого превышает 0,5 км^3. Мощные струи фумарольных газов выходят в основании агломератовой мантии купола. Измененные породы, указывающие на места прежней фумарольной активности, ясно видны у подножия купола и в других местах. Представляются возможным два варианта прогноза активности вулкана. Исходя из последовательного уменьшения продуктивности в течение текущего цикла, можно заключить, что в течение ближайших десятилетий вулкан, скорее всего, останется в прежнем состоянии фумарольной активности с редкими слабыми эксплозивными извержениями. Вместе с тем при прогнозе активности вулкана Кизимен необходимо учитывать особенности его постройки и то, что он находится в зоне повышенной сейсмической активности [Действующие..., 1991]. Подъем новых порций магмы, возможный в начале следующего цикла, или крупное тектоническое землетрясение могут спровоцировать грандиозный обвал постройки вулкана, а последний, в свою очередь, извержение, сила которого будет зависеть от того, произойдет ли к этому времени внедрение новой порции магмы в питающую систему вулкана.

Принимая во внимание предшествующую историю эруптивной активности вулкана, его положение в зоне высокой сейсмичности, структурное и морфологическое сходство с вулканом Сент-Хеленс, можно предсказать некоторые особенности характера будущего извержения. Вероятно, события будут разворачиваться следующим образом: подъем магмы и ее внедрение в районе активных фумарол с деформацией привершинной части вулкана; катастрофическое обрушение купола в западном направлении; направленный взрыв и извержение ювенильной пирокластики из нового циркообразного кратера. Может иметь место и другой вари-

ант – гигантский обвал, спровоцированный мощным тектоническим землетрясением, который будет сопровождаться извержением, сходным по характеру с описанным выше.

Реконструкция истории формирования и динамики активности вулканов **Крашенинникова** и **Кихпиныч** даны в работах [*Брайцева и др.*, 1985; *Пономарева*, 1987; *Волынец и др.*, 1989], а долгосрочный прогноз и оценка вулканической опасности для них приведены в [*Пономарева, Брайцева*, 1990]. Как следует из анализа деятельности этих вулканов, сейчас они находятся в состоянии длительного покоя, который продолжается примерно 500 лет. На вулкане Крашенинникова это скорее всего период покоя между этапами деятельности внутри последнего цикла его активности, а на вулкане Кихпиныч – между крупными циклами активности. По аналогии с предшествовавшими периодами покоя в истории этих вулканов можно полагать, что современный период покоя продлится для вулкана Крашенинникова еще сотни лет (возможно, 800 лет), а для вулкана Кихпиныч – первые тысячи лет (возможно, 2500 лет). Однако прогноз для вулкана Кихпиныч неоднозначен. Не исключено, что его современный период покоя не крупный цикл активности, а лишь перерыв в ходе нормальной деятельности конуса Савича, где интервал между извержениями составляет от 200 до 400 лет. В таком случае можно ожидать извержения вулкана Кихпиныч в ближайшем будущем.

2.6.4. Вулканы в стадии слабой активности и разрушения постройки (стадия II)

В отличие от вулканов, находящихся на стадии I, активность вулканов в стадии II проявляется менее закономерно. Периоды покоя для них часто оказываются очень продолжительными и они несопоставимы с длительностью периодов активизации, причем последние могут включать только одно извержение или короткую серию извержений.

Вулкан **Мутновский** представляет в этой группе особый интерес, поскольку рядом с ним строится геотермальная электростанция. Мутновский вулкан (максимальная высота 2324 м) образован четырьмя слившимися базальтовыми стратовулканами, которые сформировались во второй половине позднего плейстоцена. Его наблюдавшаяся в XIX–XX вв. активность сосредоточена в обширном восьмеркообразном двойном вершинном кратере размером 3 × 2 км, который образован из слившихся и наложенных друг на друга многочисленных кратеров размером 0,3–0,6 км в поперечнике.

В течение остальной части голоцена активность вулкана тоже проявлялась только в пределах вершинного кратера. Это были в основном фреатические извержения, излияний лав и выбросов больших объемов ювенильной пирокластики не отмечалось. Преобладали слабые или умеренные фреатические и фреатомагматические извержения с объемом продуктов 10^6–10^7 м^3, разделенные периодами покоя в первые сотни, реже первые тысячи лет. Ювенильный материал был представлен низкокалиевыми андезитами. Это указывает на то, что вулкан уже давно прошел стадию активного роста и сейчас находится на стадии ослабления активности. Средняя продуктивность вулкана в голоцене составила (0,1–0,2) × 10^6 т/год, уменьшившись в 50–100 раз по сравнению с таковой для позднего плейстоцена, когда она была равна (9–10) × 10^6 т/год [*Мелекесцев и др.*, 1987].

Особое место в жизни вулкана занимает последний этап его эруптивной активности, начавшийся в XVII–XVIII вв. Специфика этого этапа – поступление на поверхность ювенильного материала, представленного известково-щелочными базальтами и андезибазальтами. Извержения происходили в северо-восточной части главного кратера из нескольких эруптивных центров, вблизи которых формирова-

лось некоторое подобие шлаковых конусов. Самый молодой эруптивный центр – Активная воронка, два других кратера расположены к юго-западу от нее.

За последние 200 лет произошло по меньшей мере три крупных выброса основной ювенильной пирокластики. Извержение 1848–1854 гг. было наиболее мощным (объем материала 50 млн м^3). Два других более ранних извержения были в 2–3 раза слабее. Они предварялись фреатическими взрывами, тефра которых подстилает ювенильную пирокластику. Мощность резургентных пеплов от 1–2 до 6–8 см в долине р. Мутная. Материал последних извержений, начиная с 1904 г., был опять резургентным, что документально подтверждено для извержений 1927–1929 и 1960 гг. Эти исторические извержения сопровождались лахарами.

Аномально низкая продуктивность ювенильного материала на вулкане Мутновском по сравнению с другими вулканами может объясняться тем, что большая часть энергии магматического очага реализуется путем выноса пара из кратера, а также термальными водами.

Общая тепловая мощность составляет около 500 000 ккал/с [*Вакин и др.*, 1976]. Такое предположение хорошо согласуется с широким развитием гидротермально-измененных пород в кратере и на склонах вулкана и подтверждается преобладающим фреатическим характером его голоценовых извержений.

Современная тепловая мощность вулкана примерно в 150–200 раз превышает таковую других действующих вулканов Курило-Камчатского региона, которые возникли в это же время и имеют ту же стадию развития [*Мелекесцев*, 1980; *Поляк, Мелекесцев*, 1981]. Это несоответствие можно объяснить тем, что вулкан находится в стадии длительного слабого извержения, продолжающегося уже 25 лет.

Прогноз будущей активности вулкана Мутновский был сделан в 1985 г. [*Мелекесцев и др.*, 1987]. Допускаются равновероятными три типа активности на ближайшие 50–100 лет.

Во-первых, неопределенно долго (десятки лет) вулкан может находиться в современном состоянии, когда энергия постоянно разряжается за счет интенсивного выноса тепла паром и термальной водой.

Во-вторых, могут происходить с разной частотой и силой фреатические извержения, энергия которых будет определяться прочностью вышележащей кровли и длительностью закупорки. Как показало изучение прошлых извержений, большинство из них не представляет серьезной опасности для участков, удаленных более чем на 3–5 км от кратера, поскольку объем выброшенного материала вряд ли превысит 10^7 млн м^3. Исключение в этом случае составляют только направленные фреатические взрывы, при которых обломочный материал выбрасывается наклонно к горизонту и компактно отлагается в узком (30–90°) секторе. Наиболее опасная зона в этом отношении – северо-западное подножие вулкана, где кромка кратера ниже, чем в других местах.

В-третьих, нельзя полностью исключить и возможность извержения средней силы с выносом ювенильной пирокластики. По своим параметрам оно будет, по-видимому, близко к извержениям XVII–XVIII вв. и 1848–1854 гг. с общим объемом материала (2–5) × 10^7 м^3.

Каждое извержение может вызвать такие явления, как лахары, секторные обрушения и обвалы, которые происходили во время прошлых извержений [*Мелекесцев, Брайцева*, 1984; *Мелекесцев и др.*, 1987]. Распространение предполагаемых будущих лахаров и обрушений может быть предсказано.

За прошедние 15 лет после прогноза 1985 г. полностью оправдались два его пункта: продолжался постоянный интенсивный вынос тепла фумаролами и гидротермами, а в марте 2000 г. произошел фреатический взрыв (или серия взрывов?) и возник новый 200-метровый кратер (устное сообщение Е.А. Вакина и О.Б. Селянгина).

На стадии II на Камчатке находится еще целый ряд вулканов: Корякский (рис. 2.34), Кроноцкий, Жупановский, Опала, Желтовский, Кошелева. Тефрохроно-



Рис. 2.34. Вулкан Корякский (Q_3^3–Q_4), вид с востока. *(Фото И.В. Мелекесцева)*

логические исследования на вулканах Опала, Желтовском, Жупановском и Кошелева показали, что они были еще весьма активны в начале и первой половине голоцена, а затем перешли в стадию II и стали интенсивно разрушаться денудационными процессами. Все эти вулканы считаются действующими, так как для них известны исторические извержения. Вулкан Корякский также был активен в первой половине голоцена. Его последнее крупное извержение имело место около 2800 л.н. [*Базанова и др.*, 1998], и с тех пор он находится в периоде относительного покоя. Слабое недавнее извержение отмечалось в 1957 г.

Прогноз будущей активности вулканов на стадии II затруднителен, поскольку их извержения в течение последних тысячелетий были редки и нерегулярны. На каждом из них может произойти сильное или даже катастрофическое извержение, но прогнозировать такие извержения и связанную с ними опасность чрезвычайно трудно или просто невозможно.

Проведенные исследования позволяют сделать ряд выводов.

1. Для долгосрочного прогноза извержений и вулканической опасности решающее значение имеет реконструкция динамики активности и продуктивности вулкана за длительный отрезок его существования, включающий, как минимум, несколь-

ко тысячелетий. Основываясь на этих данных, может быть дан долгосрочный прогноз активности с определением типа и параметров извержений, которые могут произойти именно на данном этапе жизни вулкана.

2. Реконструкция динамики активности вулкана производится на основе тефрохронологических и специальных геолого-вулканологических исследований с использованием ^{14}C датирования. Устанавливаются закономерности циклического режима вулкана с выделением периодов активизации и периодов покоя. Знание длительности таких периодов для прошлых циклов и продуктивности вулкана на разных стадиях его развития позволяет определять приблизительное время и параметры будущих извержений.

3. Выделены группы вулканов, находящиеся на стадии I (высокая и умеренная активность и рост вулканической постройки) и стадии II (низкая вулканическая активность и начинающееся разрушение постройки). Значительная часть действующих вулканов Камчатки относится к стадии I. Вулканы Ключевской, Безымянный, Карымский, Малый Семячик и Ксудач находятся в периоде активизации современного цикла.

Вулканы Ключевской и Карымский сохранят настоящий характер извержений на ближайшие несколько сотен лет. Для вулкана Безымянный на период 100–200 лет будут характерны извержения, типичные для него после 1956 г. и связанные с формированием купола Новый. Вулканы Малый Семячик и Ксудач могут дать сильные извержения в ближайшем будущем.

Вулканы Крашенинникова, Кихпиныч и Кизимен находятся в периоде относительного покоя современного цикла. Для вулкана Крашенинникова этот период продлится несколько сот лет, а для вулкана Кихпиныч прогноз неоднозначен: это могут быть первые тысячи лет или, напротив, извержение может произойти в ближайшее время. Для вулкана Кизимен ожидается катастрофическое извержение в ближайшие 50–100 лет. Сильное извержение в ближайшем будущем можно ожидать и для вулкана Ксудач.

4. Предсказание будущей активности для вулканов на стадии II затруднительно. В некоторых случаях, как для вулкана Мутновский, прогноз может быть сделан с достаточной степенью вероятности. В других случаях, когда извержения вулкана немногочисленны и нерегулярны, такой прогноз становится неопределенным или невозможным.

5. Реконструкция эруптивной истории действующих вулканов Камчатки позволила установить, что в их деятельности нередки длительные периоды покоя в 1000–3000 лет, после чего вулкан может возобновить свою активность и оставаться действующим. Максимальный зафиксированный нами перерыв составил 3500 лет.

Предлагается считать действующими те вулканы Камчатки, для которых надежно установлено и датировано хотя бы одно извержение за последние 3000–3500 лет. Тефрохронологические исследования с радиоуглеродным датированием подтвердили правильность отнесения к действующим вулканов Крашенинникова и Кихпиныч, хотя для них и не было свидетельств об извержениях в историческое время. Среди действующих вулканов нами предлагается выделить подгруппу активных вулканов, для которых известны исторически документированные извержения или наличие фумарольной активности, и подгруппу потенциально активных вулканов, для которых таких сведений не имеется, но установлены геологическими методами и датированы извержения в последние 3500 лет.

Во вторую подгруппу действующих вулканов следует включить считающиеся потухшими и не числящиеся в каталогах вулканы Тауншиц, Ходутка, Дикий Гребень, Хангар.

2.7. "Детерминированные" и "случайные" вулканические извержения в XX–XXI веках

В 1901–2003 гг. на Камчатке извергались 13 (14?) многоактных вулканов, разных по типу и составу пород, произошли многоцентровые извержения (1975–76 гг.) в Толбачинской региональной зоне шлаковых конусов и подводное извержение (25 января 1996 г.) в кальдере Академии Наук. Всего было отмечено 249 извержений [*Влодавец, Пийп,* 1957; *Гущенко* 1979; *Мелекесцев*, 1980, и др.]. Каждый год извергалось от 0 до 6 вулканов, в среднем по 2–3 вулкана в год. Состав изверженных ими ювенильных продуктов варьировал от риолитов до базальтов, объем изверженного и перемещенного материала – от 0,001 до 2–3 км^3. Наблюдались почти все типы извержений, известных в молодых наземных вулканических областях. Несмотря на то, что эти извержения были весьма разными по типам, силе, составу и агрегатному состоянию выносимых продуктов, подавляющее их большинство происходило в соответствии с эруптивной историей и современной стадией развития проявлявших активность вулканических аппаратов (см. разд. 2.5, 2.6). Поэтому тип и главные параметры таких извержений можно было с большей или меньшей степенью достоверности, в зависимости от степени изученности каждого вулкана, прогнозировать, поскольку они в целом определялись предшествующей жизнью конкретного вулкана и были как бы закономерными ("детерминированными") для него.

Однако наблюдалось и небольшое количество извержений, которые невозможно было спрогнозировать даже при очень детальной реконструкции жизни вулканов за продолжительные отрезки времени или исследовании участка, где они случались. Это извержения, триггером для которых послужили не вулканические или магматические факторы, а другие причины, непосредственно не связанные с вулканической деятельностью. На Камчатке к ним, прежде всего, относятся сильные землетрясения, с которыми ассоциируется возникновение разрывных нарушений и крупных сейсмотектонических обвалов как на самих вулканических постройках, так и в районах проявления молодого вулканизма. Подобные извержения происходили вне видимой связи с протеканием вулканических и магматических процессов и производили впечатление незакономерных. Поэтому они выделены в разряд "случайных" [*Мелекесцев*, 1980].

Типичным "случайным" извержением последних лет, которое было невозможно предсказать на основе существующих методик долгосрочного прогноза подобных событий, оказалось подводное извержение во внутрикальдерном озере Карымском (рис. 2.35). Считается [*Муравьев и др.*, 1997; *Федотов,* 1997], что извержение началось между 13 и 14 ч 2 января 1996 г. (здесь и далее – зимнее камчатское время) и продолжалось примерно 18 часов или менее. Субсинхронно с ним, но несколько раньше (чуть позже полуночи с 1 на 2 января), после 14-летнего периода относительного покоя стартовало вершинное извержение Карымского вулкана (см. рис. 2.35). Если последнее, типичное "детерминированное" извержение ожидалось еще с марта 1995 г., когда сейсмические станции Камчатской опытно-методической сейсмологической партии (КОМСП) Геофизической службы РАН стали фиксировать под Карымским вулканом землетрясения, характерные для подготовки его активизации, то извержение в Карымском озере было совершенно неожиданным.

Описанию происшедших извержений, их причин и последствий был посвящен специальный выпуск журнала "Вулканология и сейсмология" (1997 г., № 5), см. также [*Катастрофические процессы..*, 2002. Т. 1. "Вулканизм"]. Однако ниже об извержении в Карымском озере будет изложена точка зрения И.В. Мелекесцева, который тоже проводил исследования в этом районе и пришел к иной трактовке природы данного события и происхождения его продуктов.

Извержениям вулкана Карымского и в Карымском озере предшествовали два тектонических землетрясения. Первое, более слабое, случилось 31.12.1995 г. в 19 ч

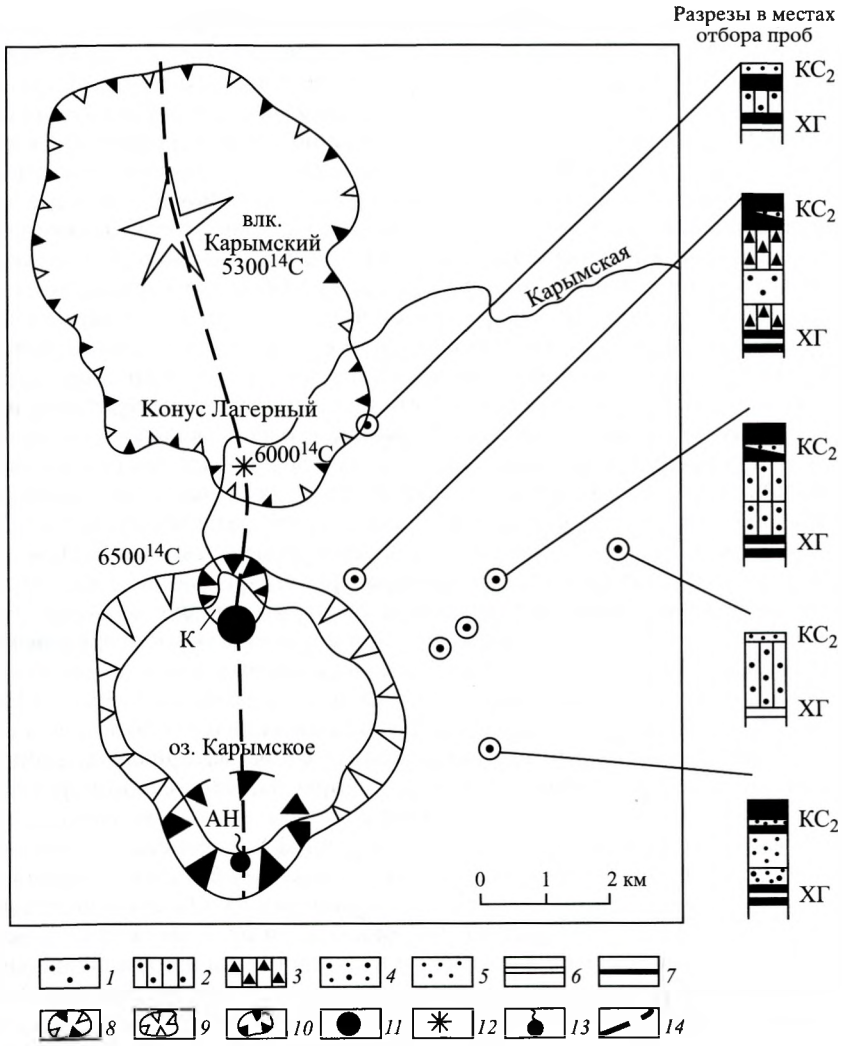


Рис. 2.35. Тефра извержения ~ 6500 ^{14}C в разрезах почвенно-пирокластического чехла района оз. Карымское:

1 – лавовые лапилли; *2* – лапилли в супеси; *3* – обломки дробленых эффузивов в супеси; *4* – вулканический гравий и песок; *5* – вулканический песок; *6* – тонкий пепел; *7* – горизонт погребенных почв; *8* – кальдера Карымская; *9* – кальдера Академии Наук; *10* – маары (АН – Академии Наук, К – Карымский ~ 6500 ^{14}C); *11* – эруптивный центр 1996 г.; *12* – эруптивный центр Конус Лагерный; *13* – термальные источники кальдеры Академии Наук; *14* – предполагаемый разлом. Положение маара и эруптивного центра показано по данным И.В. Мелекесцева из [*Брайцева*, 1997]

30 мин под дном южной части Кроноцкого залива на глубине 60 км и имело магнитуду (М) 5,6 [*Федотов*, 1997]. Эпицентр землетрясения находился в 60 км к юго-востоку от вулкана Карымского. Поэтому осталось неясным, имело ли оно вообще какое-нибудь отношение к происшедшим извержениям из-за своей относительно небольшой силы и удаленности от их эруптивных центров. Во всяком случае, оно вряд ли ощущалось в районе последних с силой свыше 4–5 баллов (по 12-балльной шкале). Напротив, гораздо более мощный рой из 19 землетрясений с М > 4,5 (главные толчки с М 6,9–7,0 и М 6,1) с 20 ч 57 мин 1 января до 8 ч 31 мин 2 января непо-

средственно (положение инструментального центра 53,90° с.ш., 159,43° в.д., очаговая зона в виде эллипса с размером осей 15 × 30 км, вытянутого в направлении юго-запад–северо-восток) в районе Карымского вулканического центра [*Муравьев и др.*, 1997; *Федотов*, 1997; *Гордеев и др.*, 1998], вероятнее всего, и послужил своеобразным общим толчком к началу обоих извержений: "запланированного" в ходе современного этапа эруптивной истории (см. разделы 2.5 и 2.6), уже подготовленного за 14 лет, извержения на вулкане Карымском и "случайного" – в озере Карымском. Однако значимость этого роя землетрясений для рассматриваемых извержений была различной. На вулкане Карымском она, возможно, лишь несколько ускорила начало готовившейся, как минимум, с марта 1995 г. его активизации (см. выше) и извержения. В озере же Карымском он почти несомненно послужил главной причиной происшедшего там извержения. Дело в том, что, по данным геодезических измерений [*Магуськин, Шароглазова*, 1992 и др.], район Карымского озера в течение нескольких предшествующих десятилетий подвергался опусканию и растяжению, а в результате землетрясения Карымское озеро оказалось в его девятибалльной эпицентральной области. Это резко активизировало процесс растяжения и его зримый геолого-геоморфологический эффект: на земной поверхности появились разрывные нарушения с суммарной амплитудой раздвига до 2,3 м [*Леонов*, 1997; *Магуськин и др.*, 1997]. Проникшая по трещинам зоны растяжения вода из озера достигла нагретых до высокой температуры пород под дном кальдеры, вызвав 18-часовую интенсивную эксплозивную фреатическую деятельность с серией многочисленных (> 100) сильных взрывов. Причем в начальную фазу извержения при сильнейших фреатических взрывах блоки измененных пород весом до 4–5 т со дна озера разлетались на расстояние до 1,3–1,5 км от эруптивного центра [*Муравьев и др.*, 1997]. В выброшенном взрывами разноразмерном (от бомб > 1 м в поперечнике до алевропелита) и отложенном вблизи озера материале доминировали обломки темно-серых до черных, плотных, непористых (или слабо пористых) базальтов с содержанием SiO_2 50,5–52,5%. Они отвечали по составу высокоглиноземистым известково-щелочным базальтам умеренной калиевости с оливин-плагиоклаз-клинопироксеновым парагенезисом минералов [*Гриб*, 1997]. По данным проведенного ею изучения химического состава и минералогии базальтовых вулканических бомб Е.Н. Гриб [1997] считает, что они близки по этим своим характеристикам к породам, слагающим в Карымском вулканическом центре основания вулканов Двор, Стена, Пра-Семячик. Однако даже приведенные в работах [*Брайцева*, 1997; *Гриб*, 1997; *Муравьев и др.*, 1997] химические составы вулканических бомб и тефры показывают, что набор базальт-андезибазальтовых пород в продуктах извержения эруптивного центра в озере Карымском намного более разнообразен. Там, помимо названных, есть еще и аналоги изверженных продуктов, связанных с началом деятельности вулкана Карымского (~5300 ^{14}C л.н.), с конусом Лагерным (~5000 ^{14}C л.н.) и со старым (~6500 ^{14}C л.н.) эруптивным центром [*Брайцева*, 1997] в озере Карымском, который был на месте возникшего там 2–3 января 1996 г. кратера Токарева (см. рис. 2.35).

Значительно меньше (2–3% общего объема) среди выброшенного взрывами материала было лапилли и бомб из светло-окрашенных пемз и пемзовидных пород андезит-риолитового (62,06–75,05% SiO_2) состава, с преобладанием риодацитов, а также пестроцветных обломков измененных пород [*Гриб*, 1997; *Муравьев и др.*, 1997]. Однако генезис, внешний облик, состав, внутреннее строение этих бомб и лапилли еще разнообразнее, чем у многочисленных бомб и лапилли базальт-андезибазальтового состава. В их составе присутствовали бомбы и лапилли, сложенные ювенильной пемзой и вспученными разностями осадочных пород, бомбы в базальтовой оболочке, бомбы с шлакоподобными и тонкозернистыми включениями базальта, бомбы и лапилли из полосчатых пемз и т.д. Риолитовая пирокластика стала извергаться в заключительную фазу извержения [*Муравьев и др.*, 1997]. Для этой фазы

были характерны, в частности, крупные (до 1–2 м в поперечнике) пемзовые и пемзовидные бомбы в базальтовой оболочке.

В ходе извержения возник подводно-надводный кратер диаметром 650 м. Меньшая часть выброшенной пирокластики пошла на образование кольцевого вала вокруг кратера, а большая часть в виде взрывных отложений и тефры отложилась за его пределами. Общий объем пирокластического материала оценен, по косвенным данным, в 0,04 км^3, его вес – в (70–72) × 10^6 т [*Муравьев и др.*, 1997; *Федотов*, 1997]. Это дает в пересчете на породу с объемным весом 2–2,5 г/см^3, (30–35) × 10^6 м^3. Хотя по очень грубым подсчетам И.В. Мелекесцева, работавшего там летом 1996 г., реальные объемы пирокластики могли быть вполне в 1,5–2 раза меньше.

Наблюдения показали [*Макдональд*, 1975; и др.], что первичная глубина вновь возникших современных кратеров взрывного происхождения равна примерно 1/3–1/4 их диаметра. Если это так, то первичная глубина 650-метрового кратера Токарева, представленного в виде воронки, составляла 160–220 м, а его объем был равен (17–24) × 10^6 м^3. В принципе, полученные подобным способом объемы кратера Токарева достаточно близки к объемам (в обоих вариантах) выброшенных при его формировании пород со дна озера: (30–35) × 10^6 м^3 [*Муравьев и др.*, 1997; *Федотов*, 1997] и (15–23) × 10^6 м^3 [*Мелекесцев*, неопубликованные данные].

Таким образом, на долю ювенильных продуктов почти не остается или остается очень мало места. Следовательно, происшедшее 2–3 января 1996 г. 18-часовое извержение нельзя считать типичным фреатомагматическим извержением, когда объем ювенильной пирокластики во много раз превышает объем выброшенных резургентных пород и объем первичной полости кратера. Вероятно, более правильно отнести его к комбинированным: фреатическому в начальной фазе в сочетании со специфическим фреатомагматическим – в заключительной. Причем специфика его заключалась в том, что извергалась не вновь подошедшая с глубины свежая магма, а нагретые до высокой температуры, но затвердевшие породы разного состава (от базальтов до риолитов), до начала описываемого извержения уже находившиеся под дном Карымского озера ниже мощной водоупорной и слабо проницаемой для вулканических газов и пара толщей озерных осадков. Свидетельством того, что извергавшийся материал не был расплавленным или пластичным, служит малое количество шлаков, а также отсутствие бомб с характерной морфологией (веретенообразных, лепешковидных и др.). Несмотря на это, почти весь набор высокотемпературных выброшенных пород, исключая сосуществовавшие вместе с ними и нагретые до той же температуры вспученные осадочные породы, следует по определению относить к ювенильным продуктам, поскольку они оказались на земной поверхности впервые, хотя и внедрились под дно озера до начала рассматриваемого извержения.

При образовании системы глубоких трещин в толще озерных осадков во время сильнейшего роя сейсмических толчков 1–2 января 1996 г. была резко нарушена изоляция нагретых пород от водной и воздушной среды. Снятие литостатического давления и контакт проникшей воды с этими породами и послужили главной причиной рассматриваемого извержения – серии из более чем 100 фреатических и фреатомагматических эксплозий. Не исключено, что максимальная энергетика начальных фреатических взрывов была обусловлена совместным действием вскрытой паро-газовой подушки над высоконагретыми магматическими породами под дном и бурным вскипанием воды при контакте с ними.

Следует отметить, что извержение 1996 г. в северной части Карымского озера происходило не впервые. По О.А. Брайцевой [1977], настоящее сильное фреатомагматическое извержение имело место ~6500 ^{14}C л.н., а А.Б. Белоусов [1998] допускает, что несколько ранее 4800 ^{14}C л.н. здесь случились два сближенных во времени извержения. Ассоциирующиеся с ними шлаки в истоках вытекающей здесь из озера р. Карымской имеют видимую мощность 7–8 м. Однако самым сильным было из-

вержение на юге Карымского озера, когда там возник кратер диаметром более 2 км (см. рис. 2.35), к дну которого приурочены сейчас термальные источники вулкана Академии Наук. Возраст извержения – поздний плейстоцен–ранний голоцен. Все перечисленные эруптивные центры расположены вдоль длительно существовавшей зоны растяжения. На участке от термальных источников Академии Наук до конуса Лагерный она имеет субмеридиональное простирание, а затем поворачивает на северо-восток в соответствии с ориентировкой кальдерного разлома голоценового возраста в юго-восточном секторе Карымской кальдеры. Возможно также, что эта зона растяжения прослеживается под дном Карымской кальдеры и на северо-северо-запад, к Карымскому вулкану. Косвенным подтверждением подобного предположения может служить субсинхронность начала извержений на вулкане Карымском и в Карымском озере (см. выше).

Могут ли быть на рассматриваемой зоне растяжения извержения в будущем в связи с последующей ее динамикой? Вероятнее всего – да. Причем по типу и силе они должны быть сходными с таковым 1996 г., либо слабее и "резургентнее", вплоть до чисто фреатических в соответствии с наметившейся здесь тенденцией за последние 10–11 тыс. лет. Каждое последующее извержение было слабее предыдущего при уменьшающейся роли и объеме ювенильных продуктов.

Примером еще одного типа "случайного" извержения XX в. может служить предполагаемое фреатическое извержение вулкана Кроноцкого в феврале 1923 г. во время сильнейшего (M 8,3) землетрясения, сопровождавшегося обвалом, который, по всей видимости, и спровоцировал это извержение. Тогда же обвал произошел и на давно потухшем среднеплейстоценовом вулкане Дзендзур (см. разд. 2.5.3).

Следует отметить, что не все неожиданные извержения надо относить к "случайным". Так, знаменитое извержение вулкана Безымянного 1955–1956 гг., сопровождавшееся катастрофическим направленным взрывом 30.03.1956 г. и кардинальным разрушением его постройки, отнюдь не было "случайным". По данным проведенных исследований [*Брайцева и др.*, 1990; и др.], оно было вполне типичным для современного этапа развития этого вулкана, хотя "планировалось" и готовилось в течение 1000 лет. То же касается и происшедшего без видимых признаков активизации и не зафиксированной предваряющей сейсмической подготовки извержения вулкана Авачинского в январе 1991 г. [*Иванов и др.*, 1995]. Судя по геолого-геоморфологическому эффекту, его аналогом было извержение Авачинского вулкана в 1894–1895 гг. [*Мелекесцев и др.*, 1993]. Нельзя также считать "случайными" многие катастрофические извержения последних десятилетий XX в. и в других вулканических областях: Эль-Чичон (Мексика), 1982 г.; Пинатубо (Филиппины) и Хадсон (Чили), 1991 г. Проведенная вулканологами уже после происшедших извержений детальная реконструкция эруптивной активности всех этих вулканов показала, что случившиеся события оказались неожиданными и "случайными" лишь из-за плохой предшествующей изученности названных вулканов.

2.8. Потенциальная опасность от извержений Авачинского вулкана как пример долгосрочного прогноза опасности от извержений декадного вулкана

Оценка опасности от будущих извержений Авачинского вулкана (рис. 2.36) наиболее актуальна для Камчатки в связи с тем, что он расположен всего в 24–30 км от городов Петропавловск-Камчатский и Елизово с населением более 250 тыс. человек и международного аэропорта Елизово. Еще ближе к вулкану находятся освоенные в разное время территории: сельскохозяйственные и садово-огородные угодья, дачи, горнолыжные базы, дороги, линии электропередач. В 1996 г. по рекомен-

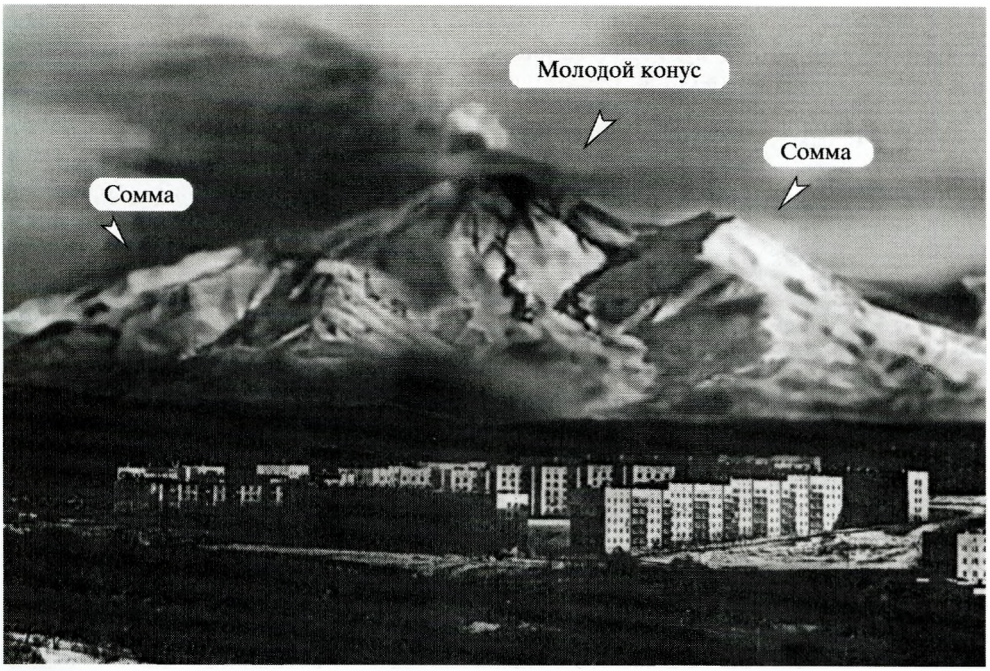


Рис. 2.36. Авачинский вулкан "над городом": внутри соммы – активный Молодой конус, начавший формироваться ~ 3800 л.н.; вид с юго–юго-запада. (*Фото А. Сокоренко, 1991 г.*)

дации ИВГиГ ДВО РАН и КОМСП Геофизической службы РАН Авачинскому вулкану был присвоен международный статус "Декадного вулкана". Достаточным критерием для принятия такого решения послужили данные, полученные сотрудниками Лаборатории динамической вулканологии ИВГиГ, которые позволили рассматривать этот вулкан как потенциально опасный для населения [*Базанова и др.*, 1999].

Представленные здесь долгосрочный прогноз потенциальной опасности от извержений Авачинского вулкана для г.Петропавловска-Камчатского и его окрестностей, а также карта вулканической опасности (рис. 2.37, карта на вкладке) разработаны в соответствии с методикой (см. разд. 2.6), которая базируется на результатах детальной реконструкции истории, динамики и последствий эруптивной активности вулкана за последние 10 тыс. лет [*Мелекесцев и др.*, 1993; *Мелекесцев,* 1994; *Мелекесцев и др.*, 1996; *Брайцева и др.*, 1998; *Базанова и др.*, 2001]. В этой эруптивной истории выделяются три крупных этапа. Первый (10–8 тыс. л.н.) – период относительного покоя: извержений либо не было, либо они отличались небольшой силой и поэтому их не удалось зафиксировать. Для второго (8–4 тыс. л.н.) были характерны катастрофические эксплозивные извержения плинианского и субплинианского типов с массовыми выбросами тефры, протяженными (до 15–17 км) пирокластическими потоками и пирокластическими волнами ("палящими тучами"), сопровождавшиеся мощными лахарами. Объем продуктов крупнейших из этих извержений был > 1,0 км^3 [*Брайцева и др.*, 1998]. Среди ювенильного материала эксплозий преобладали андезиты, представленные пемзами и пористыми пемзовидными разновидностями. Характер деятельности вулкана в это время был сходен с таковым андезитовых вулканов Шивелуч и Безымянный, известных своими катастрофическими извержениями 1955–56 и 1964 гг.

Кардинальные изменения в деятельности Авачинского вулкана произошли ~4000 л.н. (начало третьего этапа), когда на поверхность стала поступать лава бо-

лее основного, андезибазальтового, состава. Именно в это время начал формироваться Молодой конус вулкана (см. рис. 2.36). Его деятельность уже резко отличалась от той, которая была на предыдущем этапе. Извержения стали более частыми и слабыми, объем продуктов большинства из них, за исключением мощнейших извержений самого начала формирования конуса (см. ниже), не превышал 0,5 км^3. Пирокластические потоки извержений были менее протяженными, связанные с ними пирокластические волны охватывали небольшие площади; более слабыми и менее площадными стали и пеплопады. Уменьшилась в целом и вулканическая опасность от Авачинского вулкана по сравнению с предшествующим, "андезитовым", этапом. Деятельность Молодого конуса оставалась достаточно однотипной на протяжении большей части его 4000-летней жизни, и нет оснований полагать, что существенные изменения смогут произойти в ближайшие 200–300 лет. Поэтому составленный вариант карты вулканической опасности исходил из сценариев извержений, типичных именно для Молодого конуса. Оценка опасности основывалась не на принципе "все, что было в жизни вулкана, то и будет", а на представлении о том, что могут произойти только те события, которые характерны для современной стадии жизни вулкана.

2.8.1. Особенности извержений Молодого конуса Авачинского вулкана и связанные с ними опасные явления

Характер извержений. Особое место в жизни Молодого конуса занимают катастрофические извержения, приуроченные к началу его формирования. Два таких извержения произошли 3800 и 3500 л.н. (здесь и далее приводится календарный возраст, полученный после калибровки радиоуглеродных дат по методу [*Stuiver et al.*, 1998]). С ними были связаны интенсивные пеплопады, формирование пирокластических потоков и пирокластических волн. Пирокластические потоки прошли по долинам сухих рек юго-западного подножия вулкана на расстояние до 14 км, мощность их отложений в настоящее время 10–15 м в 8 км от кратера. Раскаленный материал уничтожал растительность на пути движения потоков и по периферии. Поэтому в пирокластике часто присутствуют многочисленные остатки обугленной древесины и древесные угли. Воздействие пирокластических волн сказывалось на расстоянии до 20 км от кратера. Тефра составляла главную часть продуктов обоих извержений и объем ее в сумме превысил 4 км^3. Вблизи вулкана выпадали бомбы и лапилли с примесью грубого пепла, по мере удаления крупность материала уменьшалась. Оси пеплопадов были направлены на северо-восток и юго-восток. С рассматриваемыми извержениями были связаны наиболее мощные лахары за всю историю Молодого конуса. Лахары, сошедшие по долинам рек Сухой Елизовской и Желтухи, пересекали территорию современного Елизовского аэропорта и доходили до г. Елизово и р. Авачи. В левом борту р. Мутной 1-й (левый приток р. Пиначевской) в 5 км к северо-востоку от аэропорта видимая мощность уже сильно уплотненных отложений грязевого потока составляет сейчас ~2,0 м. Протяженность лахаров 30–35 км.

Катастрофические извержения начала формирования Молодого конуса позднее никогда не повторялись. На протяжении последних 3500 лет для него характерны сильные (0,1–0,5 км^3) эксплозивные и эффузивно-эксплозивные извержения, умеренные по силе (0,1–0,01 км^3) эффузивно-эксплозивные и эксплозивные извержения и слабые (< 0,01 км^3), преимущественно эффузивные, извержения. Сильные и умеренные извержения случались в среднем 1 раз в 55–60 лет за все время деятельности Молодого конуса. Зафиксированная частота слабых извержений, запечатленных в разрезах прослоями пеплов, была меньше: одно в 70 лет в интервале 3500–2000 л.н. и одно в 80 лет за последние 2000 лет. Однако вряд ли они происхо-

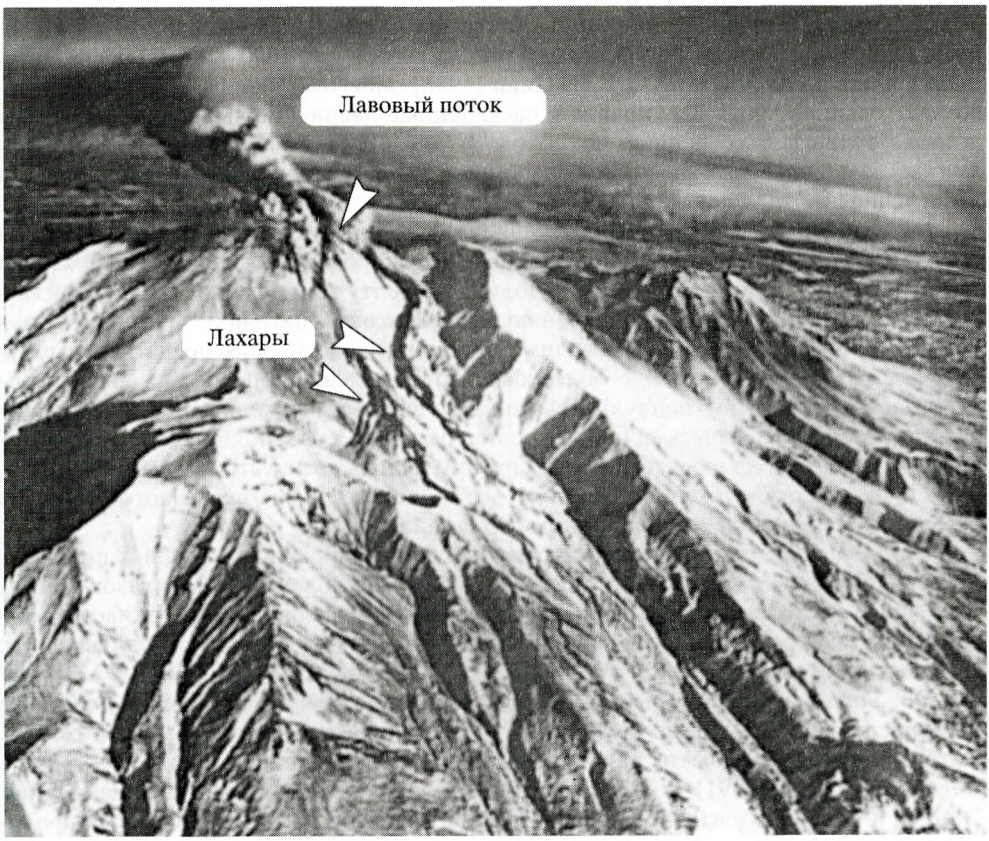


Рис. 2.38. Авачинский вулкан 17 января 1991 г., вид с юго-запада. (*Фото И.А. Несмачного*).

Лава, заполнив кратер, изливается на склон конуса. Отчетливо видны лахары (черные полосы), спускающиеся к подножию конуса

дили реже, чем сильные и умеренные, часть слабых извержений просто не находила отражения в разрезах (особенно в случаях, когда извержения были эксплозивно-эффузивными и поставляли мало тефры).

Среди сильных эксплозивных извержений примером могут служить извержения 1945 и 1827 гг., а эффузивно-эксплозивных – извержение 1926 г. [*Мелекесцев и др.*, 1993, 1994]. В качестве примера умеренных по силе эксплозивных и эффузивно-эксплозивных извержений, к которым относится большинство выявленных извержений Молодого конуса, можно привести наиболее хорошо изученное историческое извержение 1938 г. [*Меняйлов*, 1938]. Характерное слабое эксплозивно-эффузивное извержение – его извержение 1991 г. [*Дрознин, Муравьев*, 1994; *Мелекесцев и др.*, 1994; *Иванов и др.*, 1995] (рис. 2.38).

Опасные явления, связанные с извержениями Молодого конуса. Будут рассмотрены события и явления, ассоциирующиеся с извержениями Молодого конуса, за исключением двух катастрофических извержений начала его формирования, которые вряд ли повторятся в ближайшие сотни лет.

Опасность от лавовых потоков. Лавовые потоки при всех извержениях обычно не выходили за пределы подножия Молодого конуса. Лишь иногда, как во время извержений ~700 и ~1000 л.н., они спускались в истоки рек Сухой Халактырской и Желтухи. Их длина достигала 4–6 км.

Раскаленные лавины характерны почти для каждого извержения Молодого конуса. Они представляют собой потоки рыхлого горячего (600–800 °С) песка, глыб шлака и лав размером до 2 м. Б.И. Пийп [1946] описывал их как "раскаленные агломератовые потоки". Как правило, раскаленные лавины не выходили за пределы конуса, "заливая его огненным покровом" [*Пийп*, 1946]. Только в единичных случаях такие лавины, заполняя узкие эрозионные врезы у подножия конуса, проходили расстояние до 7 км от кратера.

Пирокластические потоки спускались за пределы Молодого конуса в верховья долин сухих рек. Наиболее протяженные потоки были связаны с извержением ~2900 л.н. Они полностью заполняли долину р. Желтухи в ее верхнем течении и верховья оврага Широкого. Фронтальные части потоков находились на расстоянии 12 км от кратера. Их отложения видимой мощностью до 15–20 м представлены черным агломератовым туфом с обломками пористых шлакоподобных андезитобазальтов и содержат обугленную древесину. Во время извержения 1827 года крупноглыбовый пирокластический поток прошел около 10 км, заполнив долину пади Лавовой (левого истока р. Сухой Халактырской) вплоть до ее устья [*Мелекесцев и др.*, 1993]. Мощность отложений потока – 5–10 м, они тоже содержат многочисленные остатки обугленной древесины ольхового стланика.

Пирокластические волны были связаны с формированием мощных пирокластических потоков в ходе извержения 2900 л.н. Тогда облако горячих газов и пепла пронеслось не только по долине р. Желтухи, но, оторвавшись от пирокластического потока, распространилось и на сопредельной к западу территории в радиусе до 20 км от кратера.

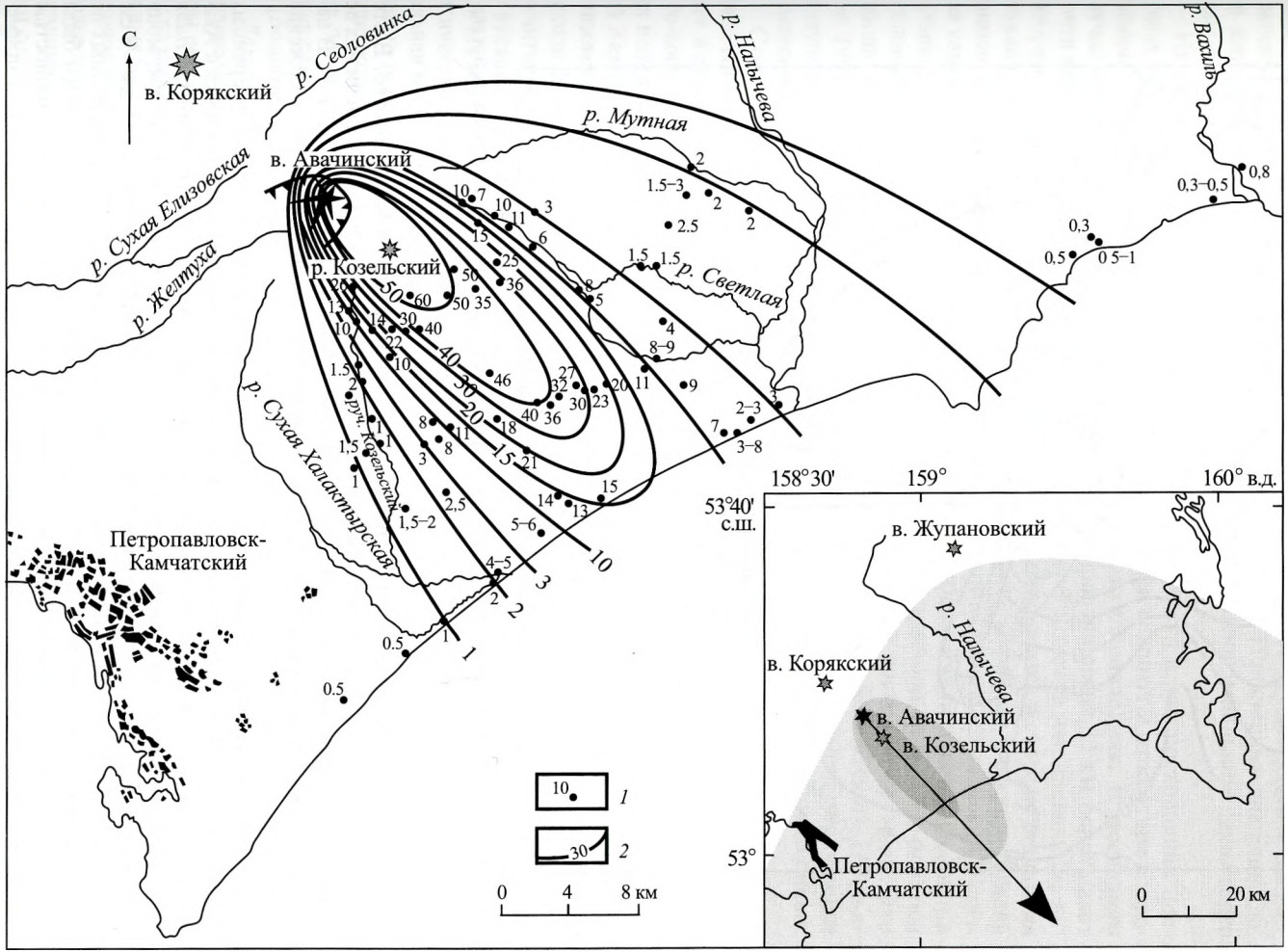
Обвально-взрывные явления. В целом большеобъемные обрушения постройки и направленные взрывы не были характерны для деятельности Молодого конуса. Катастрофические события такого типа произошли на вулкане лишь ~30 тыс. л.н. [*Мелекесцев и др.*, 1991], но в дальнейшей истории вулкана они не зафиксированы. Однако в меньшем масштабе подобные события имели место, в частности, при извержении 1827 г. Это объясняется, по-видимому, тем, что перед извержением кратер вулкана был небольшим, а жерло закупорено застывшей лавой [*Мелекесцев и др.*, 1993]. Неровная поверхность грубообломочной лавины 1827 г. с холмами и продольными грядами, наличие угловатых блоков лавы размером до 5–6 м вблизи подножия конуса указывают, скорее всего, на то, что обрушение части конуса и формирование пирокластического потока происходили практически одновременно.

Пеплопады. С выпадением тефры во время сильных извержений связана максимальная площадная опасность. Пример такого рода извержений – мощное эксплозивное извержение 1945 г., когда всего за 7 часов было вынесено ~0,3 км^3 тефры [*Пийп*, 1953; *Мелекесцев и др.*, 1994]. Эруптивная туча поднялась на высоту 6–7 км над кратером. Ось пеплопада была ориентирована на юго-восток (рис. 2.39).

Мощность тефры в осевой зоне составляла 45 см в 25 км от вулкана. Сейчас она представлена вулканическим песком, гравием и лапилли, но, по свидетельствам очевидцев, здесь падали и бомбы размером с человеческую голову, которые при ударе о землю разбивались. Настоящей экологической катастрофой обернулось извержение 1827 г. Сильный пеплопад на большой площади уничтожил богатые пастбища. Жившие здесь многочисленные дикие животные покинули пораженные пеплом привычные места обитания [*Дитмар*, 1901]. Ось пеплопада прошла в юго-восточном направлении, где на расстоянии 9 км от кратера мощность тефры была 20–35 см, а размер обломков шлака достигал 5 см. Южная граница пеплопада про-

Рис. 2.39. Распространение тефры извержения Авачинского вулкана в 1945 г.:

точки наблюдений (*1*) и измеренные мощности тефры, в см (*2*). На врезке: ареал рассеяния пепла (область серого цвета) и направление оси пеплопада (стрелка)


С
в. Корякский
р. Седловинка
р. Мутная
р. Натычева
р. Вахиль
в. Авачинский
р. Сухая Елизовская
р. Желтуха
р. Козельский
р. Светлая
р. Сухая Хапактырская
руч. Ковельская
Петропавловск-Камчатский
158°30'
159°
160° в.д.
53°40' с.ш.
в. Жупановский
в. Корякский
в. Авачинский
в. Козельский
53°
Петропавловск-Камчатский
0 4 8 км
0 20 км
1
2

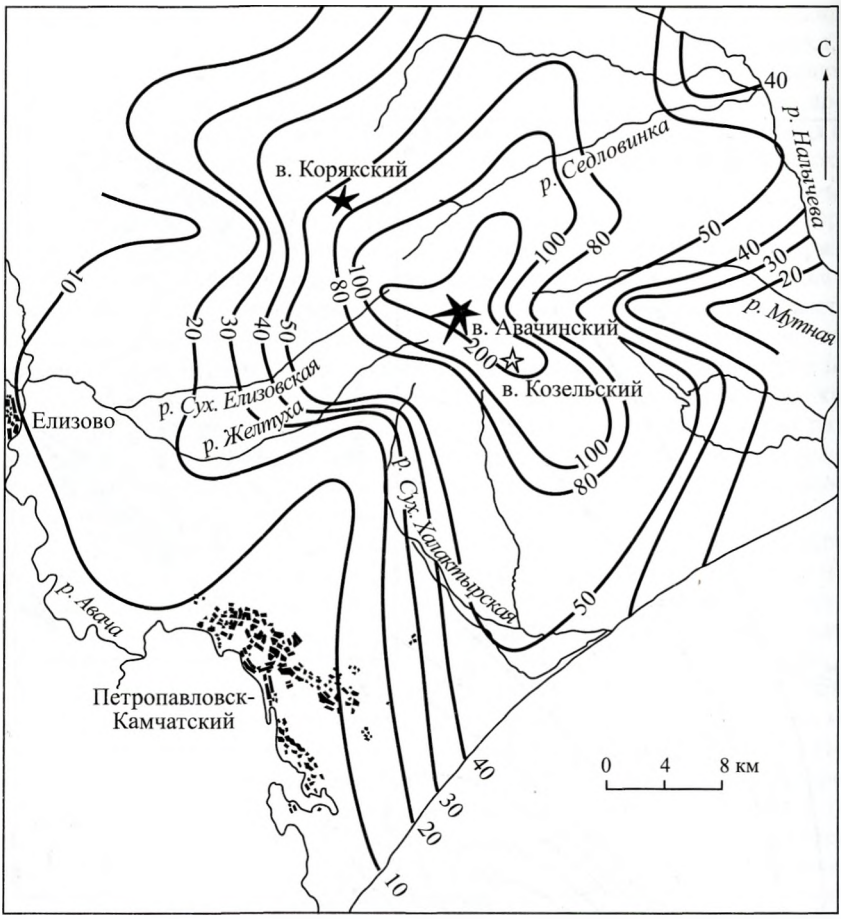


Рис. 2.40. Изолинии максимальной мощности тефры (в см) единичного пеплопада за последние 4000 лет

ходила по северной окраине современного г. Петропавловска-Камчатского. Всего за последние 3500 лет насчитывается не менее 26 сильных извержений, среди них не менее пяти извержений типа 1945 г. с объемом тефры порядка 0,25–0,5 км^3. В настоящее время в разрезах на расстоянии 25 км мощность тефры таких извержений 12–35 см, но в свежем виде она достигала 18–50 см.

Сильные пеплопады в окрестностях города отмечались и во время умеренных извержений. В 1779 г. в зону такого пеплопада попали корабли эскадры Кука в Авачинском заливе, в 45 км к югу от кратера Авачинского вулкана [*Влодавец, Пийп,* 1957]. Ширина зоны пеплопада на океанском побережье превышала 40 км, мощность тефры в 30 км от вулкана была 3–5 см, размер бомб на расстоянии 8 км – 8 см, а лапилли в 30 км – 1–2 см. Во время доисторических (ранее 1737 г.) умеренных по силе извержений Молодого конуса мощность выпадавшего пепла в 25–30 км была 1,5–8 см, в погребенном состоянии эта тефра образует сейчас прослои мощностью 1–5 см. Обычно это вулканический песок и вулканический гравий, иногда – с примесью мелких лапилли.

Для выделения зон, в прошлом наиболее подверженных воздействию сильных пеплопадов, была использована методика, ранее примененная при оценке вулканической опасности для одного из районов Кроноцкого заповедника [*Пономарева,*

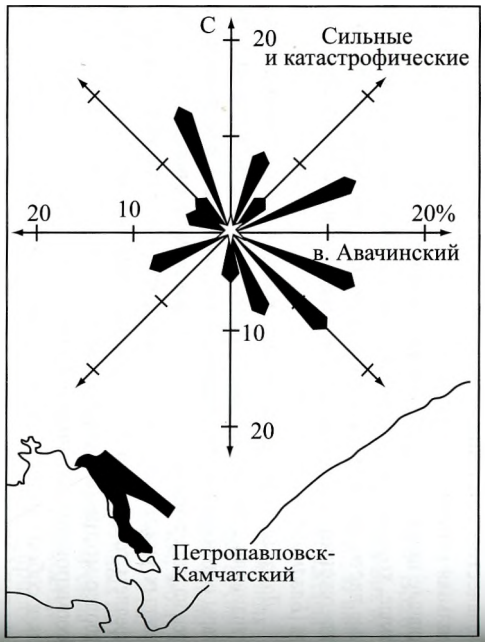
Брайцева, 1990]. Очевидно, что в любой точке территории, подверженной пеплопадам, однажды выпадает максимальное для данного места количество пепла. В разрезах на всей площади подножия вулкана фиксировалась максимальная мощность слоя тефры, которая выпадала здесь за последние 4000 лет за одно извержение, независимо от возраста и положения этого слоя в разрезе. Полученные значения были использованы для построения изолиний максимальной мощности единичного пеплопада (рис. 2.40).

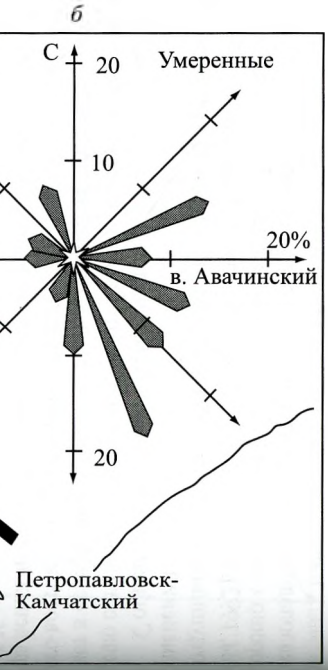
Их рисунок подчеркивает характерные особенности в распространении пепловых туч. Участки, ограниченные изопахитой 20 см, вытянуты от кратера в юго-западном, северо-восточном и юго-юго-восточном направлениях. В последнем случае такая зона максимальных мощностей тефры шириной 32 км охватывает почти всю территорию этого сектора вплоть до берега океана и прилегающие акватории. На юго-юго-западе изопахита 20 см глубоко вдается в сторону подножия вулкана, очерчивая зону, где опасность от сильных пеплопадов в прошлом была наименьшей. Именно в этой зоне находится г. Петропавловск-Камчатский. Близкая картина видна и на рис. 2.41, *а* где показаны направления осей пеплопадов при сильных извержениях. При умеренных и слабых извержениях (рис. 2.41, *б, в*) оси пеплопадов также были приурочены преимущественно к восточным румбам. Это хорошо согласуется с розой ветров для г. Петропавловска-Камчатского [*Кирьянов,* 1992] и позволяет допускать, что за последние 4000 лет характер циркуляции воздушных масс с преобладанием западных ветров сохранился без существенных изменений.

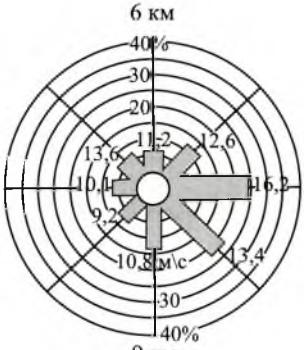
С ориентировкой осей пеплопадов и зонами максимальной мощности тефры хорошо согласуется и частота пеплопадов за прошедшие 4000 лет. Она резко возрастает в северо-восточном и юго-восточном секторах (рис. 2.41, *г*). Так, в 9–10 км к юго-востоку от вулкана на территории современного Козельского шлакового карьера пепел выпадал за это время не менее 60 раз, а в истоках рек Каменистой и Сухой Халактырской, соответственно 46 и 43 раза. Для сравнения – в долине р. Сухой Елизовской, к юго-западу от вулкана, за тот же период на сходном расстоянии произошли 24 пеплопада. На современной территории г. Петропавловска-Камчатского насчитывается только 11 пеплопадов от извержений Молодого конуса Авачинского вулкана, фиксированных в разрезах слоями пеплов (рис. 2.42, *а*). За счет более слабых извержений, тефра которых не сохранилась в виде различимых прослоев, количество пеплопадов можно увеличить примерно в 1,5 раза (рис. 2.42, *б*). Максимальная мощность пепла здесь не превышала 6–7 см, а обычно была 2–3 см. Интенсивные пеплопады обходили стороной эту территорию, что, как уже указывалось выше, хорошо согласуется с розой ветров. Выпавший пепел приносили лишь краевые части эруптивных туч. Только однажды, 2800 л.н., ось пеплопада умеренного извержения была направлена на юго-юго-запад, где теперь расположен центр города [*Базанова и др.*, 1999].

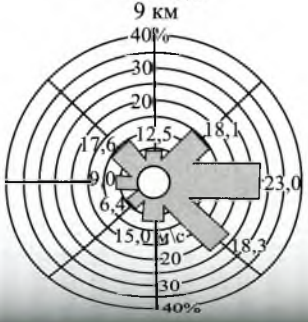
Лахары. Лавовые потоки, раскаленные лавины и пирокластические потоки растапливали снег и лед на склонах вулкана и вызывали разрушительные лахары. Лахары сопровождали многие извержения и неоднократно сходили по долинам сухих рек на расстояние до 30 км. Они всегда распространялись в пределах четко оконтуренных участков, границами которых служили борта долин сухих рек в верхнем и среднем течении и контуры пролювиальных конусов выноса в нижнем течении. Наиболее мощные лахары были связаны с катастрофическими извержениями начала формирования Молодого конуса (см. выше). Однако и в дальнейшем они представляли собой существенную угрозу во время извержений почти всех типов. По долинам рек Сухой Халактырской, Желтухи и Сухой Елизовской за последние 2000 лет прошли соответственно не менее 16, 17 и 13 лахаров, отложения которых хорошо запечатлены в разрезах. Мощность грубообломочных отложений лахаров – от первых метров до 8–10 м.

а


С
20
Сильные
и катастрофические
20
10
20%
в. Авачинский
10
20
Петропавловск-
Камчатский


б
С
20
Умеренные
10
20%
в. Авачинский
20
Петропавловск-
Камчатский


6 км
40%
30
20
11,2
12,6
13,6
10,1
16,2
9,2
10,8 м\с
13,4
30
40%


9 км
40%
30
20
12,5
18,1
17,6
9,0
23,0
6,4
15,0 м\с
18,3
20
30
40%

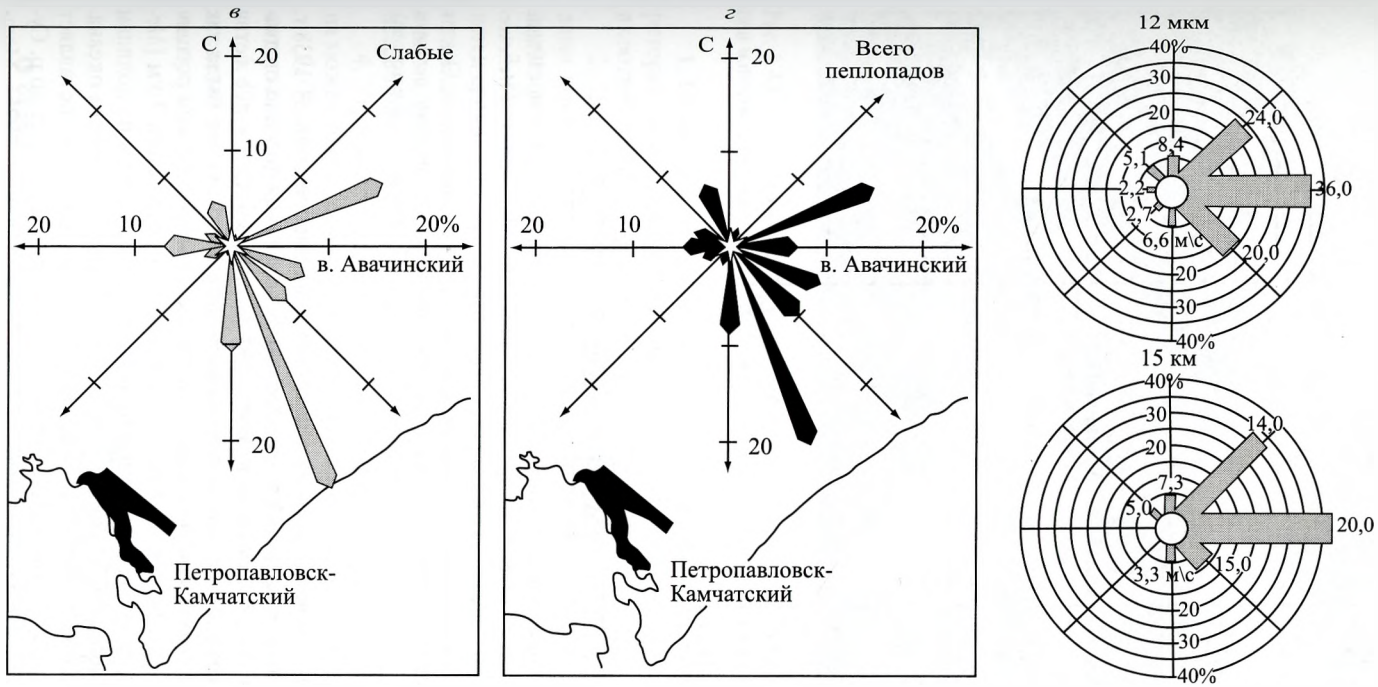


Рис. 2.41. Ориентировка осей пеплопадов разной интенсивности (а–г), связанных с извержениями молодого конуса Авачинского вулкана за последние 3800 лет (в процентах от их количества). Справа: направление и скорость ветра (м/с) для района г. Петропавловск-Камчатский на высотах 6, 9, 12 и 15 км [*Кирьянов*, 1992].

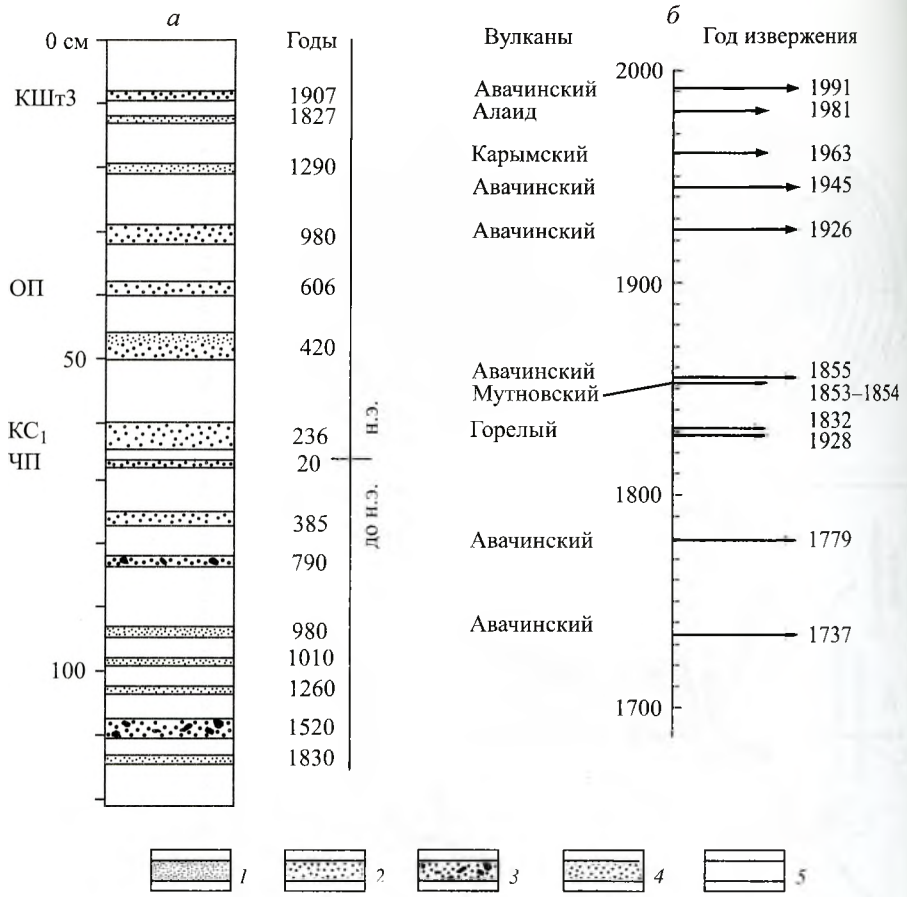


Рис. 2.42. Пеплопады на территории современного г.Петропавловск-Камчатский за последние 3800 лет, запечатленные в разрезах (*а*) и отмеченные в исторических хрониках (*б*) [*Мелекесцев*, 1990], но не сохранившиеся в виде различимых прослоев:

1–3 – тефра Молодого конуса в Авачинский: вулканические пески (*1* – тонко-мелкозернистые, *2* – мелко- и среднезернистые, *3* – крупно- и грубозернистые с примесью гравия); *4* – транзитные пеплы от удаленных вулканов ($КШт_3$ – конус Штюбеля, ОП – Опала, $КС_1$ – Ксудач, 4П – неизвестный источник); *5* – погребенные прослои торфа

Мощные лахары наблюдались и во время исторических извержений. В 1938 г. такой лахар прошел по долине р. Сухой Халактырской. В верховьях долины он двигался единым потоком, а на абсолютной высоте 400 м разделился на две ветви (рис. 2.43). В месте разветвления скорость лахара юго-западного рукава была так велика, что он смог преодолеть здесь уступ высотой более 15 м, уничтожив росший на холмистом моренном рельефе вековой березовый лес на протяжении 7 км [*Меняйлов*,1939; *Пийп*, 1941]. Грязевые потоки прошли тогда дальше 30 км по долинам ручья Первого и р.Половинка (продолжение сухой реки) и достигли берега океана. Видимая мощность отложений лахара в долине р.Сухой Халактырской составляет сейчас 5–6 м. В 1926 г. водный поток, насыщенный черной грязью, дошел по р. Сухой Елизовской до р. Авачи и вызвал гибель рыбы [Новограбленов, 1926]. Мощность его отложений составляет сейчас не менее 1 м в 25 км от кратера.

Подведем итоги рассмотрения опасных явлений, связанных с извержениями Молодого конуса.

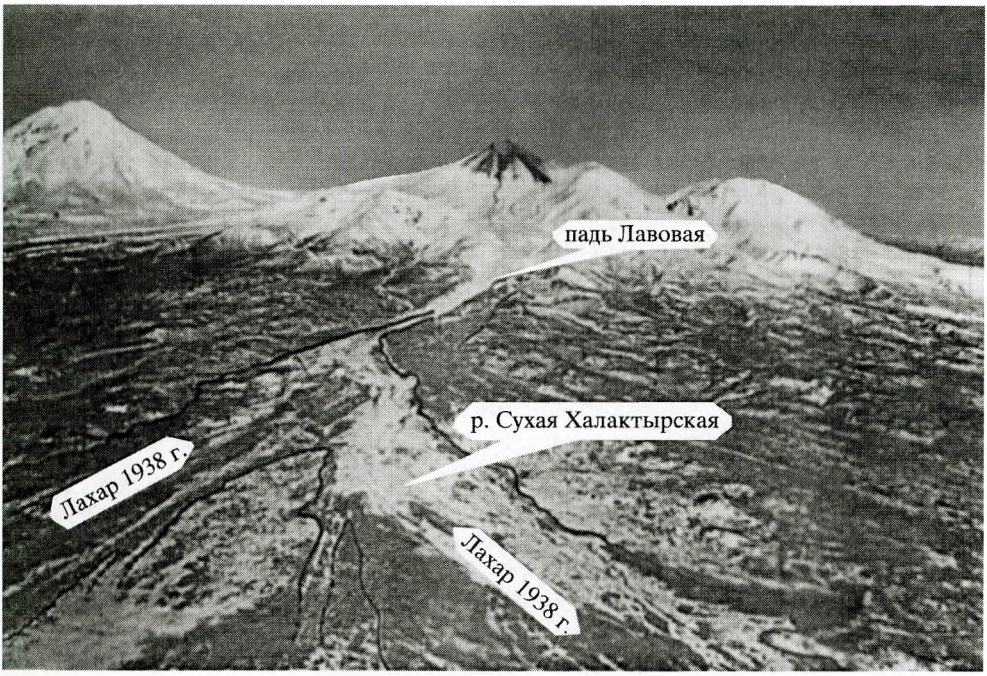


Рис. 2.43. Конусы выноса двух ветвей лахара, сошедшего по долине р. Сухая Халактырская при извержении Авачинского вулкана в 1938 г. (*Фото А. Сокоренко, 1991 г.*)

1. Опасность от пеплопадов при любых извержениях сказывается на всей территории, прилегающей к вулкану, но она имеет разный эффект на разных участках в соответствии с направлениями осей пеплопадов.

2. Лавовые потоки и раскаленные лавины обычно ограничиваются пределами конуса вулкана, лишь иногда спускаясь к его подножию в верховья долин "сухих рек".

3. Пирокластические потоки непосредственно представляют опасность в верхнем и среднем течении "сухих рек" и длина их зависит от силы и характера извержения. Однако именно пирокластические потоки, наряду с лавами и раскаленными лавинами, растапливая снег и лед, порождают наиболее мощные лахары, служащие в освоенных районах главной причиной разрушений.

4. Угроза от "палящих туч" пирокластических волн в радиусе до 20 км от вулкана может быть только при очень сильных и катастрофических извержениях.

5. Опасность от обвально-взрывных явлений может иметь место только при некоторых извержениях в узком секторе ближайшего подножия конуса.

6. Опасность от лахаров при умеренных и сильных извержениях существует в пределах долин "сухих рек" и их конусов выноса на протяжении 30–35 км от вулкана, при слабых – не далее подножия вулканической постройки.

2.8.2. Вулканическое районирование и карта вулканической опасности

О будущих извержениях вулкана. На основании выполненной реконструкции истории формирования Молодого конуса установлено, что на протяжении большей части его 4000-летней жизни характер эруптивной активности оставался в целом однотипным. Исторические извержения по своим особенностям и параметрам

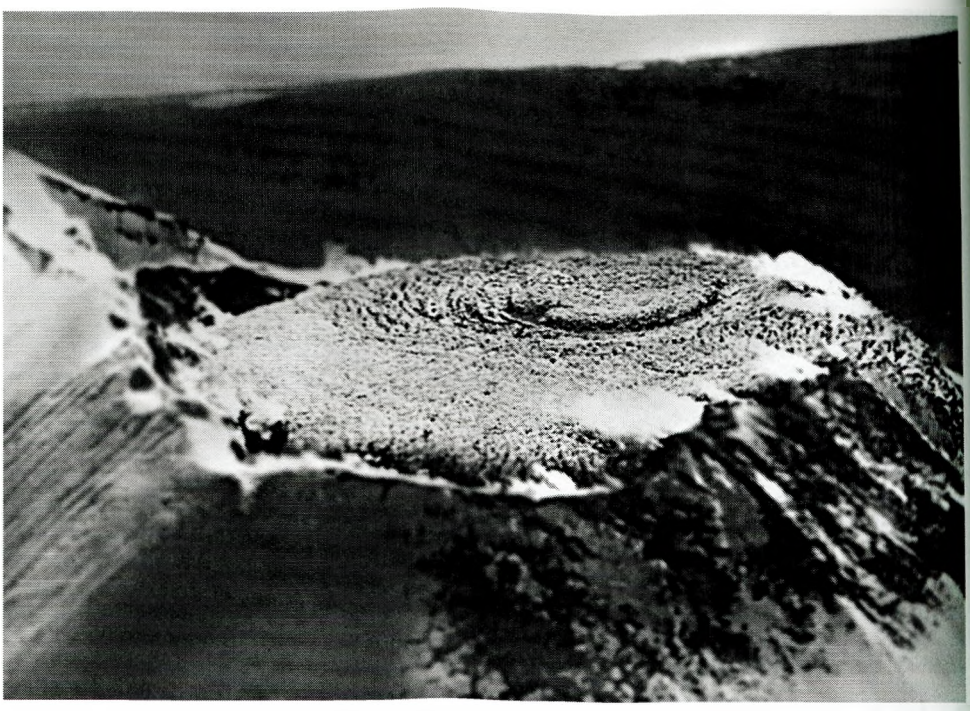


Рис. 2.44. Лавовая пробка в кратере Молодого конуса Авачинского вулкана. (*Фото А. Овсянникова, 1991 г.*)

также вполне укладываются в общую картину деятельности Молодого конуса. Можно полагать, что в ближайшие 200–300 лет характер эруптивной активности существенно не изменится, а типы, параметры извержений и связанные с ними опасные явления и процессы останутся прежними, если не произойдет кардинальной перестройки системы питания вулкана в результате каких-нибудь катастрофических событий.

В настоящее время вулкан находится в стадии пониженной интенсивности выноса магматического вещества, которая началась в 1945 г. [*Мелекесцев и др.*, 1994]. Об этом свидетельствует и тот факт, что извержение 1991 г. было слабым. Однако в результате этого, пока самого молодого извержения вулкана жерло его оказалось закупорено лавовой пробкой весом ~20 млн т (рис. 2.44), вследствие чего следующее прогнозируемое извержение, возможно, будет реализовываться в условиях, близких к историческим извержениям 1737 и 1827 гг. [*Мелекесцев и др.*, 1993, 1994]. Следует полагать, что особенности и параметры извержения будут определяться длительностью предшествующего периода покоя, количеством и свойствами поступающей магмы. При малой длительности (годы) периода покоя и небольшом объеме новой внедряющейся магмы извержение будет слабым или умеренным по количеству извергаемого ювенильного материала, хотя возможны значительные выбросы резургентной тефры в результате разрушения лавовой пробки. После продолжительного (десятки лет) периода покоя и при значительном объеме внедрившейся магмы можно ожидать сильного извержения. При обоих вариантах возможны обвалы и связанные с ними направленные взрывы, что обусловлено закупоренностью жерла. Характер и интенсивность будущего извержения зависят также от изменения содержания в магме летучего компонента, вертикальной неоднородности в очаге и т.п. [*Слезин*, 1994]. При будущем извержении возможно и излияние лавовых потоков,

выпадение тефры, формирование лахаров, а в случае сильного извержения, и пирокластических потоков.

Вероятность катастрофических извержений типа имевших место в начале формирования Молодого конуса мала. Однако нельзя полностью исключить подобные события в случае мощной региональной инъекции магматического вещества в пределах всей Восточной вулканической зоны, которая, несомненно, проявится и в резком усилении активности Авачинского вулкана.

Карта вулканической опасности. Карта вулканической опасности составлялась в целом по методике, принятой в практике международных вулканологических исследований и является новым уточненным вариантом карты, подготовленной по договору с администрацией Камчатской области в 1994 г. [*Базанова и др.*, 1999; *Мелекесцев и др.*, 1996]. В основу таких карт обычно закладываются преимущественно качественные данные о характере и параметрах прошлых извержений вулкана и связанной с ними опасности. Однако здесь они были дополнены количественными характеристиками: оценивалась частота пеплопадов для разных территорий, определялась частота прохождения лахаров по долинам сухих рек, предполагаемая мощность пепла.

В основу легенды карты положено выделение опасных явлений и показ площадей, которые могут быть ими затронуты в процессе будущих извержений. На карте (см. рис. 2.37, карта на вкладке) показаны возможные зоны распространения: 1) лавовых потоков и раскаленных лавин, 2) пирокластических потоков, 3) "палящих туч" пирокластических волн, 4) лахаров, 5) обвально-взрывных отложений. Для пирокластических потоков и лахаров выделены зоны, различающиеся по степени опасности: 1) зоны опасности от лахаров при любой силе извержений, 2) зоны опасности от лахаров и пирокластических потоков только при сильных извержениях, 3) зоны опасности от пирокластических потоков и лахаров при очень сильных и катастрофических извержениях.

Перечисленные опасные зоны, которые в будущем будут подвергаться воздействию поражающих факторов вулканических процессов, отражают различия в типах и распространении опасных явлений, имеющих отчетливо выраженный локальный характер проявления. Они приурочены преимущественно к речным долинам и прилегающим к ним участкам междуречий и имеют, как правило, замкнутые границы, ограниченные топографией местности.

Иначе сказывается воздействие такого, не менее серьезного фактора вулканической опасности, как пеплопады. Главная их особенность – площадное, иногда тотальное распространение на большой территории вокруг вулкана и на значительном удалении от него. Опасность от тефры дифференцирована в зависимости не только от силы извержения, но и от направления и скорости ветра и может одинаково сказываться на участках любых локальных зон вне зависимости от общей степени опасности.

Поэтому информацию о степени потенциальной угрозы от пеплопадов дают изолинии мощностей тефры. На карте изображены изопахиты двух видов. Одни из них иллюстрируют возможную максимальную мощность тефры и представлены фрагментами окружностей с центром в кратере вулкана. Радиус таких окружностей отвечает максимальному расстоянию, на котором фиксируется обозначенная мощность тефры при сильных извержениях. Например, если при извержении типа 1945 г. ось пеплопада будет направлена на г. Петропавловск-Камчатский, то мощность тефры на его территории окажется такой, какой она обозначена пунктирной изолинией на карте (см. рис. 2.37, карта на вкладке).

Изопахиты другого вида – это изолинии наиболее вероятной максимальной мощности тефры будущих извержений. Они соответствуют максимальной мощности тефры единичного пеплопада (о ней см. выше) за последние 4000 лет и показывают реальную картину распространения пеплопадов за этот длительный отрезок

времени, которая хорошо согласуется с розой ветров. При мощности тефры ≥ 20 см опасное воздействие пеплопадов будет максимальным. В пределах этой территории установлено и наибольшее количество пеплопадов за последние 4000 лет, частота которых показана на прилагаемой карте. Вероятный размер вулканических бомб составит 5 см на расстоянии 16 км от кратера, а максимальный возможный размер – 20 см. Нагрузка на подстилающую поверхность от выпавшей здесь тефры мощностью 50–60 см может достигнуть 900 кг/м^2. При мощности тефры менее 20 см опасность от пеплопадов будет умеренной.

Вулканическое районирование (выделение областей с разной степенью опасности) проводилось с учетом следующих факторов: 1) воздействия на прилегающие к вулкану территории извержений разной силы; 2) их вероятности и 3) анализа распределения связанных с ними зон опасности.

Выделены области, отличающиеся по степени вулканического риска (см. карту):

А – область повышенной опасности при извержениях любой силы из-за максимальной частоты извержений и наибольшей угрозы в пределах показанных зон опасности;

Б – область умеренной опасности с потенциальной угрозой от сильных извержений при меньшей частоте извержений и меньшей (по сравнению с областью А) вероятности угрозы в пределах показанных зон опасности;

В – область пониженной опасности за пределами областей А и Б, опасная лишь в случае самых редких, очень сильных и катастрофических извержений;

Г – область наименьшей вулканической опасности, где отсутствует угроза от лавовых и пирокластических потоков, "палящих туч" и лахаров, но сохраняется умеренная опасность от пеплопадов.

А. Область повышенной опасности включает зоны, в пределах которых последствия от опасных явлений будут наиболее разрушительными при извержениях любой силы – слабых, умеренных, сильных и катастрофических.

Зона опасности от лавовых и пирокластических потоков, пирокластических волн и раскаленных лавин в южном, западном и восточном секторах ограничивается склонами Молодого конуса и его ближайшего подножия. Границы зоны, захватывающей верховья рек Сухой Елизовской, Сухой Халактырской и Желтухи, проходят в 6 км от кратера. На севере и северо-востоке она может спускаться на внешние склоны соммы и в истоки рек Седловинки и Мутной в радиусе до 2 км от кратера.

Зоны опасности от лахаров приурочены к долинам всех рек южного и юго-западного подножия вулкана – Сухой Халактырской, Сухой Елизовской, Желтухи, Мутной 1-й и оврага Широкого. Независимо от силы извержения, лахары здесь могут распространяться на расстояние до 30 км от вулкана. Лахароопасные зоны начинаются на конусе вулкана, где пути движения лахаров предопределены эрозионными врезами и на протяжении 10–17 км полностью захватывают узкие долины рек. Борта долин в пределах этих участков поднимаются над руслами на 20–100 м и служат естественными боковыми границами лахароопасных зон, ширина которых обычно 100–300 м, но иногда увеличивается до 500–600 м (устье оврага Широкого). В некоторых случаях в верховьях долин "сухих рек", где скорость и мощность лахаров велики, они будут "захлестывать" на прилегающие участки междуречий (так, в верховьях р. Сухой Халактырской слой грязи лахара 1938 г. толщиной ~0,5 м обнаружен на левом борту долины на высоте 12–15 м над руслом). Наибольшей ширины лахароопасные участки достигают на конусах выноса "сухих рек" в интервалах расстояний от кратера: 10–22 км для р. Сухой Халактырской, 12–17 км для р. Желтухи, 17–26 км для р. Сухой Елизовской. Здесь лахары будут перекрывать грязевым шлейфом верхние части конусов выноса в пределах зон шириной от 1,5 км (р. Желтуха) до 6 км (р. Сухая Халактырская).

Еще дальше вниз по течению движение лахаров будет вновь ограничиваться руслами и долинами водотоков, затрагивая и прилегающие участки их низких берегов на первые сотни метров от русел. Такие периферические участки лахароопасных зон протягиваются в юго-восточном направлении вдоль долин р. Половинка и ручья Первого до берега океана, где их ширина составляет 0,5 км. На западе-юго-западе территории границей лахароопасной зоны служит левый борт р. Мутной 1-й вплоть до ее устья, тогда как на участки ее низкого правого берега, конусе выноса р. Сухой Елизовской, на протяжении 5–6 км распространяется угроза от грязевых потоков. К лахароопасной зоне относятся и участки левобережья р. Авачи шириной до 1 км, ограниченные уступом более старой террасовидной поверхности высотой 5–12 м, на протяжении 7 км ниже устья р. Мутной 1-й.

Наиболее лахароопасными из освоенных участков южного подножия являются район слияния рек Мутной 1-й и Сухой Елизовской и участок к западу и северо-западу от пос. Радыгино (площадью 2,5 × 2,5 км), где за последние 200 лет прошли соответственно три и четыре лахара с высотой грязевого вала > 3 м.

В область повышенной опасности включены и лахароопасные зоны вдоль долины ручья Козельского и соседнего безымянного ручья, по которым в прошлом сходили лахары при извержениях разной силы. Ширина этих зон не превышает 1,5 км.

Опасность от *обвально-взрывных отложений и ударной волны* предполагается в ходе ближайшего извержения вулкана [*Мелекесцев и др.*, 1994]. Объем взорванной и обвалившейся части конуса может варьировать в широких пределах – от 0,01–0,02 до 0,1–0,2 км^3. Минимальный объем будет при удалении лавовой пробки вместе с непосредственно прилегающими фрагментами конуса, максимальный – если обрушение захватит крутосклонную часть конуса до высоты 2400–2500 м. Зона повышенной опасности от обвала и взрыва охватывает на карте сектор 70° в радиусе 9 км от кратера, ориентированный на юго-юго-запад и юго-запад. Выбор предполагаемого сектора взрыва и обвала обосновывается тем, что стенка кратера Молодого конуса здесь наиболее тонкая и разбита многочисленными радиальными и концентрическими трещинами, а слагающие ее породы интенсивно преобразованы фумарольными газами. На максимальное расстояние обвальные отложения распространятся по долинам рек Сухой Халактырской и Желтухи, при мощности 10–20 м. В рамках этого сектора опасность также может исходить от ударной волны и горячей пирокластики направленного взрыва.

В пределах области А лавовые потоки, раскаленные лавины, обвал и направленный взрыв захватят лишь сам конус и его ближайшее подножие, где практически отсутствует хозяйственная деятельность. Эти явления опасны только для туристов и альпинистов, посещающих такие места в любое время года. Лахары же будут захватывать не только долины сухих рек, но и распространяться на территории в их нижнем течении, где располагаются дачи и садово-огородные участки. Все эти объекты могут быть уничтожены или повреждены лахарами не только при сильных, но и умеренных по силе извержениях. Особое внимание должно быть обращено на дачные кооперативы в общей дельте рек Сухая Елизовская и Мутная 1-я.

Область А запретна для хозяйственного освоения как территория максимального вулканического риска.

Б. Область умеренной опасности охватывает зоны за пределами области А, где существует угроза от пирокластических потоков и лахаров только в случае сильных извержений.

Зоны опасности от пирокластических потоков включают долины сухих рек Халактырской, Елизовской, Желтухи и оврага Широкого вне зон повышенной опасности на расстоянии до 10–12 км от кратера с прилегающими участками междуречий, имеющих превышения над руслом менее 10–15 м. Ширина зон опасности – 300–400 м, а на участках возможного слияния их отдельных ветвей она может дости-

гать 1,5 км. Мощности отложений потоков при сильных извержениях составят 10–20 м на расстоянии 10–12 км от вулкана.

Зоны опасности от лахаров, которые будут представлять угрозу только в случае сильных извержений, показаны там, где они простираются за пределы зон повышенной опасности от лахаров, наращивая таким образом в ширину участки их возможного опасного воздействия. Максимальная ширина такой зоны к юго-западу от устья р. Половинка на побережье океана – ~8 км. В пределах опасных зон грязевые потоки могут иметь как площадное распространение, так и разделяться на отдельные рукава, используя топографические особенности местности. Из наиболее освоенных и населенных участков лахароопасные зоны захватывают пос.Радыгино и левобережье р. Мутной 1-й в ее нижнем течении. Высота грязевого вала здесь может быть 3–5 м.

На склонах вулканов Козельского, Корякского и массива Монастырь показаны участки, где существует потенциальная угроза от *лахаров и селей*, лишь опосредствовано связанных с извержениями Авачинского вулкана, как это имело место и в прошлом. Подобные явления могут возникнуть, например, в результате выпадения обильных ливневых осадков во время или вскоре после прохождения пепловой тучи над соседними с Авачинской вулканическими постройками.

В области умеренной опасности пирокластические потоки будут представлять угрозу только в пределах ближайшего подножия вулкана, где проходят туристские маршруты. В зоне хозяйственного освоения с развивающимся дачным строительством главная опасность связана с лахарами. Особую озабоченность в этом плане вызывают районы, прилегающие к долинам рек Сухая Халактырская, Сухая Елизовская и Мутная 1-я.

Область умеренной опасности в целом непригодна для хозяйственного освоения, но может быть частично использована при определенных рекомендациях. Под рекомендациями понимаются указания, в каком наиболее безопасном месте можно расположить объект и куда следует переместить людей или технику в случае начала извержения. Хозяйственная деятельность в таких районах должна предусматривать страхование от стихийных бедствий.

В. Область пониженной опасности включает зоны вне границ зон А и Б. Здесь опасность будет возникать только в случае очень сильных и катастрофических извержений. Несмотря на достаточно обширный спектр опасных явлений, угроза от них здесь будет невелика из-за низкой вероятности подобных событий в ближайшем будущем, которые полностью исключить нельзя.

Зоны опасности от пирокластических потоков и лахаров совмещают в единых границах площади потенциального воздействия указанных опасных явлений. Как одни, так и другие во время катастрофических извержений могут распространиться по водоразделу Желтухи и оврага Широкого на расстояние до 15–16 км от вулкана. Они могут спуститься в истоки рек на северных и северо-восточных склонах соммы, а также по долинам р. Сухой Халактырской и расположенного восточнее ручья Узкого на расстояние до 13 км от кратера. Мощность отложений пирокластических потоков составит здесь более 5–6 м. Мощность грязевых отложений будет постепенно убывать от 10–15 м вблизи основания конуса вплоть до полного выклинивания.

Опасность от "палящих туч" пирокластических волн, ассоциирующихся с пирокластическими потоками, будет сказываться на расстоянии 20 км от кратера, где мощность тонкой пирокластики будет равна 1 см.

Сектор распространения *обвально-взрывных отложений* отдельно не выделен на карте, поскольку он совпадет с таковым для зоны А. До 15 км увеличится лишь расстояние, на котором эти явления будут представлять опасность.

Зона опасности только от лахаров при катастрофических извержениях захватит территорию 13 × 10 км на западе района, где расположен аэропорт, жилые до-

ма и хозяйственные объекты пригородов г. Елизово. Высота фронта грязевого потока при катастрофическом извержении может достигнуть здесь 6 м и более. Участок так называемого "Бомбежного поля", представляющий собой периферическую часть конуса выноса р. Желтуха, также является лахароопасной зоной в случае очень сильного извержения.

Низкая вероятность катастрофических извержений в ближайшие 100–200 лет снижает угрозу от опасных явлений. Поэтому, несмотря на максимальные масштабы возможных негативных последствий от извержений, эти зоны отнесены к области пониженной опасности.

Область пониженной опасности пригодна для ограниченного хозяйственного освоения и пребывания людей. Эти ограничения касаются в основном зон опасности от пирокластических потоков и лахаров. При хозяйственном освоении этих зон необходимо наряду со страхованием имущества получать дополнительные рекомендации для конкретных участков после проведения более детальных вулканологических исследований.

Г. Область наименьшей вулканической опасности включает территорию, где отсутствует угроза от лавовых и пирокластических потоков, "палящих туч", лахаров и существует только опасность от пеплопадов.

Изопахита 10 см условно делит эту область на две зоны. В пределах одной из них можно ожидать с большой вероятностью выпадение тефры максимальной мощностью от 10 до 20 см. Максимальный размер частиц тефры составит 0,5–3 см, а нагрузка от нее – 300 кг/м^2. За последние 4000 лет сильные пеплопады, зафиксированные в разрезах горизонтами тефры мощностью более 0,5–1 см, происходили здесь не более 14 раз. За пределами изопахиты 10 см в направлении от вулкана степень воздействия пеплопадов будет постепенно снижаться. Здесь максимальный размер частиц тефры может составить 1 см, а нагрузка от нее не должна превысить 120 кг/м^2.

Приведенные выше оценки касаются наиболее вероятной мощности тефры. Однако нельзя исключить, что во время сильного эксплозивного извержения ось пеплопада окажется направленной на юг. Тогда мощность тефры в рассматриваемой области может варьировать от 50 до 20 см, что отвечает положению на карте изопахит возможной максимальной мощности тефры. В этом случае возрастут и максимальные размеры фрагментов тефры (до 4–9 см) и нагрузка от нее (до 400–900 кг/м^2).

В отношении вулканической опасности очень удачно положение г. Петропавловск-Камчатский, который находится как раз в области Г (см. карту). Как это ни парадоксально, возникновению такой ситуации способствовал сам Авачинский вулкан. В результате разрушения катастрофическим взрывом и обвалом ~30 тыс. ^{14}С л.н. [*Мелекесцев и др.*, 1991] его постройки 15–20 км^3 обвально-взрывных отложений покрыли площадь ~400 км^2, резко увеличив высоту местности на 50–200 м. В частности, на территории Института вулканологии (26 км к юго-западу от кратера Авачинского вулкана) мощность обвально-взрывных отложений по данным бурения составила 170 м. Поэтому в район города за последние 10 тыс. лет не доходили пирокластические потоки и связанные с ними "палящие тучи", возвышенность, на которой расположен город, обтекалась лахарами.

Опасность здесь могут представлять только пеплопады разной интенсивности. Так, при мощности выпавшей тефры 10–20 см будут уничтожены травянистый покров и посевы, 5 см пепла затруднят движение транспорта и могут вызвать повреждение коммуникаций. Механизмы и приборы очень чувствительны к абразивному, коррозионному и химическому воздействию пепла. Максимально опасны пепловые тучи для летательных аппаратов [*Кирьянов*, 1992; *Кирьянов, Фелицын*, 2000], обслуживающих внутренние и международные авиалинии, в связи с расположением Елизовского аэропорта. При пеплопадах происходит резкое ухудшение видимости и

может наступить полная темнота. Линии электропередач и связи выходят из строя при прохождении сильно ионизированных пеплово-газовых облаков и связанных с ними кислотных (с pH 2–4) дождей. Все это вызывает психологические стрессы и панику среди людей даже в случаях, когда их жизни нет прямой угрозы. Поэтому население должно быть обязательно извещено об опасности от пеплопадов, элементарных правилах поведения и защиты в подобной ситуации.

Выделенную на карте область наименьшей вулканической опасности следует осваивать в первую очередь.

Будущее (в ближайшие 50–100 лет) извержение Авачинского вулкана несомненно произойдет, его невозможно предотвратить или остановить. При этом существует вероятность развития комплекса опасных геологических процессов и явлений, несущих угрозу для людей, населенных пунктов и освоенных территорий, примыкающих к вулкану. Заблаговременная оценка вулканической опасности может значительно уменьшить размеры материального ущерба и исключить человеческие жертвы. Поэтому представленная карта вулканической опасности должна быть обязательно использована при разработке и осуществлении мероприятий, направленных на уменьшение ущерба от будущих извержений Авачинского вулкана, и применяться в повседневной деятельности администрациями Камчатской области, городов Петропавловска-Камчатского и Елизово, территориальными органами Министерства по чрезвычайным ситуациям и гражданской обороны, природоохранительными и строительными организациями.

Глава 3

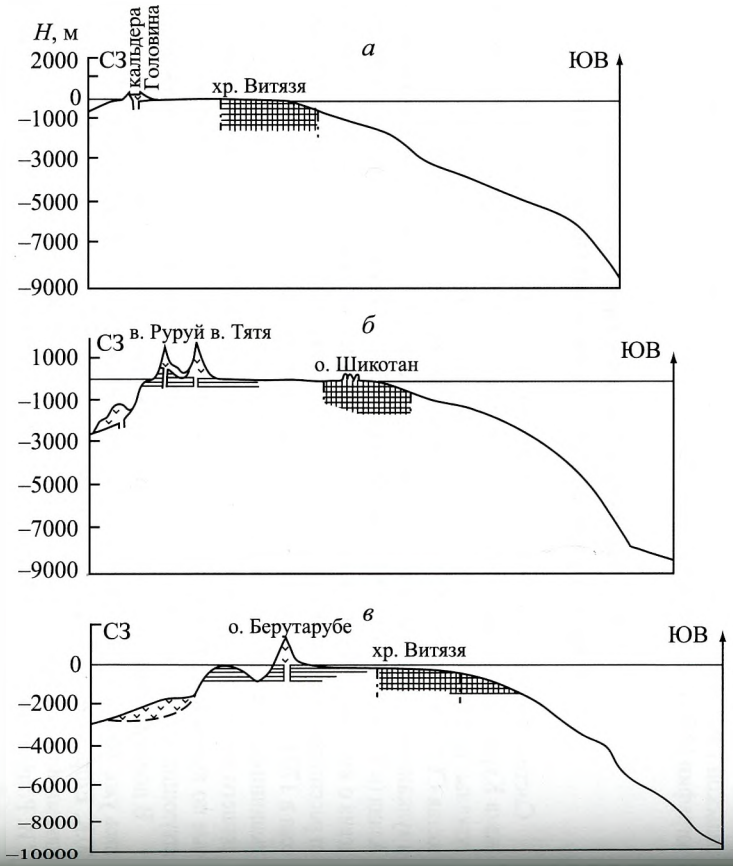
НОВЕЙШИЙ $(N_2^2 - Q_4)$ НАЗЕМНЫЙ И ПОДВОДНЫЙ ВУЛКАНИЗМ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

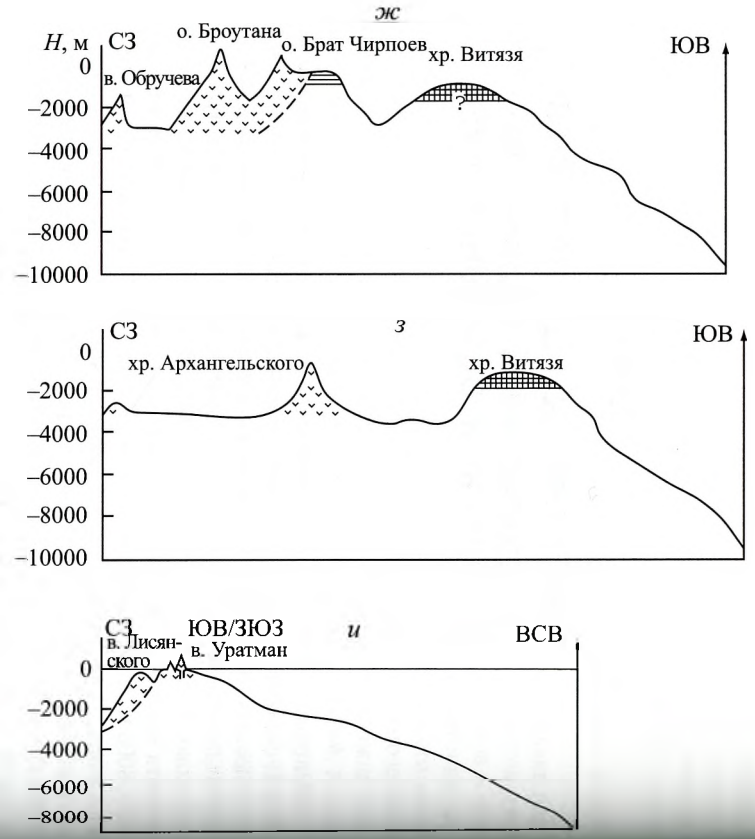
Молодые вулканические образования Курильских островов пространственно связаны с Курильским отрезком Курило-Камчатской островной дуги, включающим два основных морфоструктурных элемента: 1200-километровый Курильский сегмент надводно-подводного Курило-Камчатского хребта и задуговую Курильскую глубоководную котловину (см. рис. 2.2). Подножием тихоокеанского склона этого сегмента хребта на всем протяжении служит Курило-Камчатский желоб глубиной более 8000 м, а охотоморского – дно Курильской глубоководной (до – 3000–3500 м) котловины. Причем сам хребет состоит здесь из двух частей – параллельных друг другу внешней и внутренней дуг (см. рис. 2.2 и 3.1). Первая маркирована островами Малой гряды Курил и подводным хребтом Витязя, вторая – островами Большой Курильской гряды. Молодые вулканы приурочены только к внутренней дуге и Курильской глубоководной котловине. Расположение эруптивных центров дано в монографии [*Мелекесцев*, 1980, рис. 22].

3.1. Вулканическая предыстория и критерии выделения новейшего этапа

Систематические научные исследования различных объектов новейшего вулканизма Курильского региона, включая наземные вулканические формы и активные вулканы, начались, по сути дела, лишь после возвращения Курильских островов в состав СССР в 1945 г. За предшествующие 40 лет (1905–1945 гг.) японские геологи и вулканологи ограничивались преимущественно описанием извержений вулканов Алаид (в 1934–1935 гг.), Харимкотан (в 1933 г.), Трезубец (в 1924 г.). Первые же сведения о вулканах Курильских островов, как и о вулканах Камчатки, были получены от российских казаков и исследователей: казачьего пятидесятника Владимира Атласова в 1701 г., участников Второй Камчатской экспедиции 1732–1743 гг., С.П. Крашенинникова и Г.В. Стеллера, а также казачьего сотника Ивана Черного, возглавлявшего экспедицию 1766–1769 гг. Имевшиеся к моменту освобождения Курил данные по вулканам обобщены А.Н. Заварицким [1946], который отметил там 23 действующих вулкана, три пункта подводных извержений и семь потухших вулканов.

В последующие годы наземные вулканы с разной степенью детальности изучались уже только советскими исследователями – Г.С. Горшковым, Г.В. Корсунской, Ю.К. Ефремовым, Г.М. Власовым, Ю.С. Желубовским, Е.К. Мархининым, сотрудниками вновь созданного Сахалинского комплексного института В.И. Федорченко, Р.И. Родионовой, В.Ф. Остапенко, Б.Н. Пискуновым и др. Наибольший вклад внесли работы Г.С. Горшкова [1957, 1967 и др.], который участвовал в исследовании вулканов Курильских островов начиная с 1946 г. И первым широко применил для


H, м
2000
0
–1000
–3000
–5000
–7000
–9000
СЗ
кальдера Головина
а
ЮВ
хр. Витязя
1000
–1000
–3000
–5000
–7000
–9000
СЗ
в. Руруй
в. Тятя
б
о. Шикотан
ЮВ
0
–2000
–4000
–6000
–8000
–10000
СЗ
о. Берутарубе
в
хр. Витязя
ЮВ


ж
H, м
СЗ
о. Броутана
о. Брат Чирпоев
хр. Витязя
ЮВ
0
в. Обручева
–2000
–4000
–6000
–8000
–10000
?
з
СЗ
ЮВ
0
хр. Архангельского
хр. Витязя
–2000
–4000
–6000
–8000
–10000
СЗ
в. Лисянского
ЮВ/ЗЮЗ
в. Уратман
и
ВСВ
0
–2000
–4000
–6000
–8000

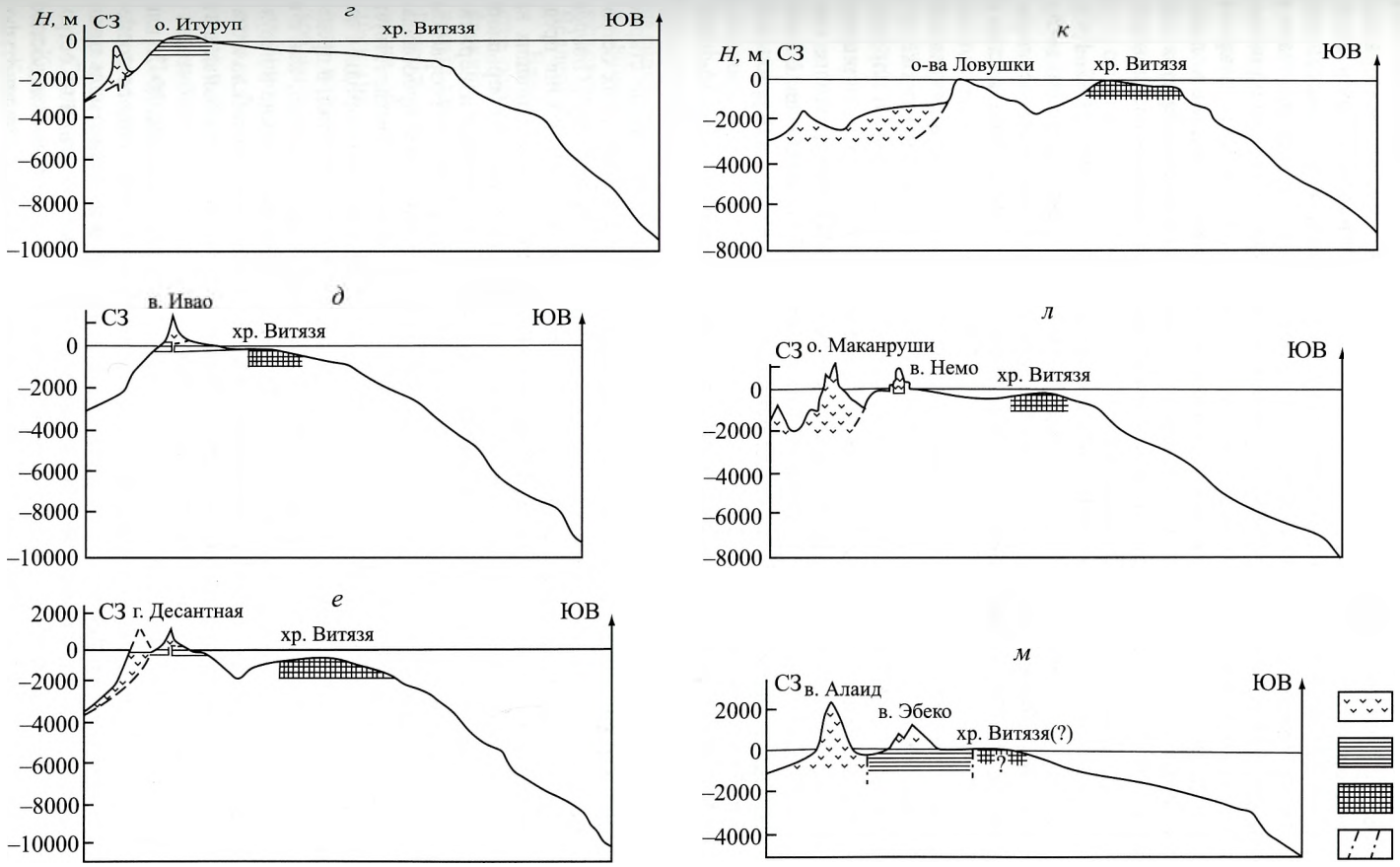


Рис. 3.1. Поперечные профили через Курильскую островную дугу:

1 – плиоцен-плейстоценовые вулканические породы; *2* – дислоцированные породы миоцена-нижнего плиоцена; *3* – дислоцированные породы мел-палеогенового возраста; *4* – предполагаемые разломы

картирования вулканических образований материалы аэрофотосъемки. В монографии "Вулканизм Курильской островной дуги" [1967] им были обобщены собственные и опубликованные материалы других исследователей по строению вулканических построек и слагающих их пород по состоянию на 1965 г. Специальный раздел там был посвящен петрографии и петрохимии молодых вулканических пород, опубликовано более 200 химических анализов пород вулканов, описаны все известные к тому времени извержения, начиная с XVIII. Г.С. Горшковым охарактеризовано с разной степенью детальности 160 четвертичных наземных вулканов и вулканических групп, что примерно в 2 раза больше, чем в предшествующих сводках, открыто более 100 новых вулканов, в том числе несколько действующих. Причем в количество вновь открытых не включены отдельные конусы вулканических образований линейно-гнездового типа, а сложные вулканы с множеством эруптивных центров рассматривались в качестве единого вулкана.

Наземные вулканы изучал И.В. Мелекесцев (1967–1969, 1987–1990, 2002–2003 гг.), им же совместно с Л.Д. Сулержицким были датированы ^{14}C методом многие вулканические образования на Курильских островах [*Мелекесцев*, 1973; *Камчатка...*, 1974; *Мелекесцев*, 1980; *Мелекесцев и др.*, 1993; Мелекесцев и др., 1997].

Первые материалы о подводных вулканах Курил были получены в результате исследований научно-исследовательского судна (НИС) "Витязь" Института океанологии в конце 50-х годов XX в. [*Безруков и др.*, 1958], а первые данные о породах, слагающих эти вулканы – в 70–80-е годы после работ НИС "Пегас" Сахалинского комплексного научно-исследовательского института (СахКНИИ), "Морской геофизик" и "Орлик" [*Ерохов и др.*, 1975; *Кичина, Остапенко*, 1977]. Наиболее полная сводка по подводным вулканам "Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги" опубликована в 1992 г.

Как и на Камчатке, новейший верхнеплиоценовый-голоценовый $(N_2^2\text{-}Q_4)$ вулканизм Курильской островной дуги продолжал вулканическую деятельность, начавшуюся на территории Курил, по крайней мер, еще в верхнем мелу. Самые старые вулканические породы обнаружены на островах Малой гряды Курильских островов. Их возраст, определенный K–Ar методом составляет 105–68 млн лет [*Говоров и др.*, 1983; *Геологогеофизический атлас...*, 1987; *Авдейко и др.*, 1992]. Они представлены сильно измененными лавами и туфами извержений, происходивших на морском дне [*Пискунов*, 1987]. Вулканизм на Курилах продолжался с перерывами разной длительности и позднее. На о. Шикотан (Малая гряда) описаны изверженные и внедрившиеся в земную кору породы "корней" вулканов с K–Ar возрастом 62–56 млн лет [Говоров и др., 1983]. Одна из характерных особенностей преобладающей части всех пород этого возрастного интервала – их основной (соответствует базальтам и андезитобазальтам) состав. Следует также отметить, что породы с датировками 105–56 млн лет имеются только на островах Мал. гряды Курил, в пределах Главной гряды Курильских островов они пока не встречены. Однако, как и в камчатском регионе, все донеогеновые (старше 25 млн лет) вулканические и невулканические породы служат лишь фундаментом, на котором позднее возникла и стала развиваться главная современная структура данного региона – островная дуга внутренней (Большой) гряды протяженностью 1200 км.

На Курилах островодужный вулканизм начался, по разным оценкам, 30–25 или 25–20 млн л.н. и продолжается, то усиливаясь, то ослабевая, до настоящего времени. Неоднократно изменялись при этом роль различных типов вулканизма и химический состав изверженных продуктов. В течение островодужного этапа на островах Большой Курильской гряды накопились отложения с суммарной мощностью (толщиной) до 7000 м, подразделенных сейчас на четыре комплекса: "зеленотуфовый" (или формация "зеленых туфов"), вулканогенно-кремнисто-диатомитовый, базальтоидный и андезитовый. На островах Малой гряды этих отложений нет.

Формирование "зеленотуфового" комплекса мощностью от 1300 до 4000 м продолжалось примерно до 14–15 млн л.н. По данным Б.Н. Пискунова [1987] отложения накапливались в разных палеогеографических обстановках: вначале преимущественно в подводных, в конце – в субаэральных и наземных условиях. Нижние части ЗК на о. Парамушир представлены там пачкой алевролитов, аргиллитов, глинистых и кремнистых сланцев, песчаников в основании видимого разреза отложений, выше – грубыми песчаниками, лавами, брекчиями и туфами разного состава, в самом верху – конгломератами, туфами различного состава, брекчиями аргиллитами [*Авдейко и др.*, 1987]. Все породы интенсивно изменены. На о. Уруп максимальная видимая мощность зеленотуфового комплекса достигает 3900 м, а его низы еще грубее: чередование агломератов, базальтов и брекчий, изверженных в подводной обстановке, туфами основного состава. Общие черты рассматриваемого комплекса на всех островах Большой Курильской гряды – обилие и пестрота петрографического состава вулканических пород и разнообразие условий накопления отложений, преобладание грубообломочного материала в его нижней части и более тонкого – в верхней. Эволюция состава вулканитов от основного-среднего до средне-кислого вверх по разрезу. Изверженные породы зеленотуфового комплекса представлены всеми разновидностями пород ряда базальт-риолит. Преобладают породы, отвечающие по составу андезиту.

Породы более молодого вулканогенно-кремнисто-диатомитового комплекса (ВКДК) распространены на всех крупных островах Большой Курильской гряды, их суммарная мощность достигает 3000 м. Главным поставщиком обломочного материала при формировании ВКДК служили очень мощные эксплозивные извержения. Преобладающий состав пород андезитовый и дацитовый при подчиненной роли базальтов и андезибазальтов. Точный возраст ВКДК не установлен, но ранее предполагалось, что его отложения накапливались в верхнем миоцене-плиоцене (по современным представлениям, это интервал от 11,2 до 2 млн л.н.). Однако не исключено, что значительная часть пирокластического материала ВКДК могла быть поставлена сильными и катастрофическими эксплозивными извержениями позднего плиоцена-первой половины плейстоцена (примерно от 3-2,5 до 0,5 млн лет), если основываться на результатах глубоководного бурения [*Initial Reports...*, 1973] э/с "Гломар Челленджер" ("Glomar Chellenger").

Базальтоидный комплекс мощностью до 1000 м тоже представлен на большинстве островов Большой Курильской гряды. В его состав входят вулканиты (лавы, брекчии, туфы и др.) основного состава, связанные с интенсивным вулканизмом, который происходил преимущественно в условиях мелководных морских акваторий. При этом вершины многих вулканов с действующими кратерами поднимались там выше уровня моря. Кроме того, по данным исследований э/с "Вулканолог" 1981–1987 гг. [*Авдейко и др.*, 1992] базальты и андезибазальты самого конца позднего плиоцена–начала плейстоцена, участвуют в строении гигантских (объем до 800 км^3) подводных вулканов (ПВ) и вулканических массивов на дне Курильской глубоководной впадины Охотского моря. Примерно такой же возраст имеет, вероятно, и базальтоидный комплекс на островах Главной гряды Курильских островов; лавы и пирокластические породы этого комплекса – производные базальтовых и андезибазальтовых, реже – андезитовых расплавов.

Породы андезитового комплекса слагают на Курилах все выраженные в рельефе наземные вулканические формы, многие подводные вулканы и большинство надводно-подводных островов-вулканов.

Средние химические составы островодужных вулканических пород Большой гряды Курильских островов представлены в табл. 3.1 из работы [*Авдейко и др.*, 1987].

К сожалению, в отличие от Камчатки, провести однозначно нижнюю границу новейшего этапа вулканизма на Курильских островах весьма затруднительно. Главная причина в том, что в плиоцене, эоплейстоцене и раннем плейстоцене вулкани-

Таблица 3.1

Химический состав вулканических пород Курильской островной дуги
[*Авдейко и др.*, 1987]

Компоненты	Формация*							
	Зеленотуфовая (150)		Вулканогенно-кремнисто-диатомитовая (91)		Базитовая (68)		Андезитовая (919)	
	среднее значение	стандартное отклонение	среднее значение	стандартное отклонение	среднее значение	стандартное отклонение	среднее значение	стандартное отклонение
SiO_2	60,02	7,66	61,37	6,42	54,05	3,71	57,24	5,06
TiO_2	0,60	0,30	0,63	0,31	0,68	0,25	0,68	0,28
Al_2O_3	17,36	2,31	16,54	1,89	18,92	1,58	17,67	1,69
Fe_2O_3	4,02	2,22	3,91	1,89	4,53	1,44	3,66	1,58
FeO**	3,54	1,87	3,49	2,06	4,72	1,50	4,89	1,71
MgO	3,95	2,01	3,21	2,04	4,23	1,34	3,73	1,54
CaO	6,01	2,65	6,58	2,56	9,39	1,72	7,80	2,03
Na_2O	3,34	0,90	3,08	0,73	2,68	0,56	3,12	0,66
K_2O	1,16	0,67	1,16	0,74	0,79	0,42	1,19	0,65

* В скобках указано число проанализированных проб пород данной формации;
** приведена сумма FeO+MnO.

ческая деятельность даже на островах Главной гряды Курил происходила в подводных условиях. Накопившиеся мощные толщи вулканитов, часто очень грубообломочные, как правило, немые, а надежных изотопных датировок молодых вулканических пород почти нет. Что касается выраженных в рельефе наземных вулканических образований, то даже самые старые из них по сравнению с камчатскими вулканическими формами в целом весьма молоды. Они насажены на морские террасы среднего плейстоцена с возрастом от 350–300 тыс. лет и моложе [*Камчатка...*, 1974]. Еще более молоды надводные части островов-вулканов (см. ниже).

Учитывая все это, а также по аналогии с Камчаткой (см. гл. 2), где к верхнему плиоцену-эоплейстоцену отнесены продукты кислого состава пароксизмального этапа эксплозивного вулканизма, к начальному этапу новейшего вулканизма на Курилах можно условно отнести молодую часть вулканогенно-кремнисто-диатомитового комплекса, тоже сложенную преимущественно кислыми по составу породами-продуктами мощного эксплозивного вулканизма. Если это так, то аналогами пород базальтового эффузивного этапа Камчатки должны быть породы базальтоидного комплекса Главной гряды.

3.2. Типы и комплексы вулканических образований

В настоящее время на Курильских островах выявлено и закартировано Мелекесцевым более 800 различных по типам, размерам, происхождению и возрасту выраженных в рельефе вулканических форм и комплексов вулканических образований. Из них около 120 приходится на подводные вулканы и сложно построенные

вулканические массивы. Породы наземных вулканических построек Курильских островов имеют в общем меньший диапазон химических составов, чем таковые на Камчатке. Здесь почти нет пород кислее дацитов, сравнительно мало базальтов, но относительно намного больше андезитов, которые доминируют.

Характерный и наибольший по количеству форм тип вулканических образований на крупнейших островах Главной гряды Курил – вулканы линейно-гнездового типа. Это расположенные вдоль протяженных зон разрывных нарушений группы небольших и средних, редко крупных по размеру существенно пирокластических и существенно лавовых стратовулканов (СПС и СЛС). На о. Парамушир их более 100, на о. Уруп – 140, на о. Итуруп – порядка 180, о. Кунашир – 85. Практически все они в ходе формирования сопровождались излияниями разной длины мощных лавовых потоков. Состав пород – преимущественно андезитовый, в меньшей степени – андезибазальтовый, редко – базальтовый. Самые старые формы, судя по соотношению с морскими террасами и следами ледниковой деятельности, возникли не раньше 300–350 тыс. л.н., ~40% сформировались за последние 40–50 тыс. лет, а самые молодые формы (вулканы Эбеко, Неожиданный, Незаметный и др.) имеют возраст 2,5–2 тыс. лет. объем более 90% этих форм заключен в интервале от 0,2–0,3 км^3 до 2–3 км^3, у самых крупных он достигал 5–10 км^3. Из-за близости друг к другу на многих участках лавовые потоки нескольких вулканов линейно-гнездового типа слились, образовав обширные лавовые равнины на выровненных поверхностях высоких морских террас. Поэтому подобные лавовые равнины нередко принимались за типичные базальтовые лавовые плато, как на Камчатке [*Горячев*, 1966; и др.]. В отдельных случаях приуроченные к протяженным молодым разрывным тектоническим нарушениям десятки мелких и средних вулканов линейно-гнездового типа образовывали, по сути, дела настоящие вулканические хребет. Таковы, например, хребты Вернадского в северной части о. Парамушир (простирание северо-северо-восток, длина – 25 км) и хребет Карпинского в южной (простирание северо-северо-восток, длина более 30 км).

Крупных вулканов на островах Главной гряды Курил – 25, на островах Парамушир – четыре, Онекотан – шесть, Симушир – пять, Итуруп – семь, Кунашир – три, по одному вулкану на о-вах Харимкотан, Шиашкотан, Матуа, Расшуа, Кетой. Из них: 20 – СПС, сложенных породами базальтово-андезитового состава, семь – СЛС (четыре базальтовых, три андезитовых), два – андезитовых экструзивных вулкана. Возраст вулканов от предположительно средне-плейстоценового до позднеплейстоцен-голоценового. Верхние и средние части базальтовых СЛС Тао-Русыр и Львиная пасть уничтожены в голоцене при формировании кальдер типа Кракатау. Остров Уруп, один из самых больших (длина 120 км, ширина до 20 км, площадь 1430 км^2), лишен крупных вулканов. Все вулканы сидят здесь на поднятом фундаменте из третичных пород, поэтому высота их построек не превышает 500–700 м, а объем 3–5 км^3. Известный вулкан Тятя – самый крупный и высокий из базальтовых СПС на островах Главной гряды Курил: абс. высота – 1822 м, до образования 2,5-км вершинного кратера – 2400–2500 м, полная высота постройки превышала 2500 м, объем достигал 90 км^3, а крупнейший андезитовый СПС – Пик Фусса: абс. высота вершины сейчас – 1772 м, была раньше до 1800–1850 м, полная высота постройки – 2300–2400 м, объем – 90 км^3. Близкими к СПС по объему построек были и СЛС: Львиная Пасть – 80 км^3 (до кальдерообразующего извержения), Берутарубе – 50 км^3, Тао-Русыр – 50 км^3 (до кальдерообразующего извержения). Самый крупный экструзивный вулкан Севергина – 35 км^3.

Существенно пирокластические и существенно лавовые стратовулканы можно разделить по особенностям формирования на два подтипа – нормальные формы и полуострова-вулканы. Первые (Чикурачки, Тао-Русыр, Тятя) в течение всего периода роста действовали практически в наземных условиях, начав формироваться на суше или на не глубокой части шельфа. Полуострова-вулканы начинали свою дея-



Рис. 3.2. Полуостров-вулкан Атосонупури, вид с юго-запада (*Фото Г.С. Горшкова*)

тельность как подводные вулканы на глубинах до 500–1000 м, потом причленялись к островной суше и становились как бы обычными наземными вулканами. К таким вулканам относятся Пик Фусса, Чирип, Атосонупури, Львиная Пасть, Берутарубе (см. рис. 3.2).

Крупные отрицательные формы Главной гряды Курил представлены кальдерами обрушения типа Кракатау и кратерами с поперечником > 2 км. Большинство одиночных кальдер и кальдерных комплексов приурочено к островам Онекотан (комплекс Немо – I–III и кальдера Тао-Русыр), Симушир (комплекс Заварицкого – I–III и кальдера Броутона), Итуруп (комплекс Медвежий – I, II, кальдеры Цирк, Урбич, Львиная Пасть), Кунашир (кальдеры Менделеева и Головнина), по одной – на Матуа и Расшуа. Имеются три подводные кальдеры, открытые в 80-х годах. XX в. э/с "Вулканолог" [*Авдейко и др.*, 1987]: Горшкова (район островов Чирпой и Брат Чирпоев), безымянная к западу от о. Онекотан и безымянная в заливе Простор о. Итуруп). Размер наземных кальдер по бровке ограничивающего уступа – от 3,3 × 2,7 км, площадь 7 км^2 (Заварицкого III) до 10 × 9,5 км, площадь 65 км^2 (Медвежья I), подводных – от 11,5 × 7,5 км, 71 км^2 (Горшкова) до 20,5 × 14,5 км, ~ 240 км^2 – в заливе Простор. Три кальдеры голоценовые: Тао-Русыр, ~ 7500 ^{14}C л.н.; Львиная Пасть, ~ 9400 ^{14}C л.н. и Заварицкого III. Остальные – позднеплейстоценовые и старше. Датированы кальдеры: Немо III – 24500 ± 740 ^{14}C л.н., подводная в заливе Простор – 38500 ± 500 ^{14}C л.н., Менделеева – 39300 ± 750 ^{14}C л.н. Головнина 41300 ± 1000 ^{14}C л.н. Кратеров > 2 км – два: на вулканах Тятя (диаметр 2,5 км) и Пик Палласа (2,5 × 2,7 км).

Количество кратеров, взрывных воронок и рвов, мааров от 0,2 до 2 км в поперечнике (или шириной для открытых кратеров направленных взрывов) ~ 100.

Специфическими Курильскими вулканическими образованиями являются отсутствующие на Камчатке подводные вулканы и подводно-надводные острова-вулканы. Как отмечалось выше, сведения о первых 47 подводных вулканах Курил были получены в ходе исследований э/с "Витязь" и "Крылатка" в 1949–1955 гг. [*Безру-*

ков и др., 1958]. На карте, опубликованной в 1961 г. [*Затонский и др.*, 1961], было показано уже 89 подводных вулканов и гор, выделенных по результатам батиметрических работ. Данные о геологическом строении и составе пород, слагающих подводные вулканы, практически отсутствовали. По сути дела, первые материалы о вещественном составе пород, участвующих в строении подводных вулканов и гор, появились лишь после исследований э/с "Пегас" и "Орлик" Сахалинского комплексного научно-исследовательского института, когда проводилось драгирование ряда вулканов [*Ерохов и др.*, 1975; *Кичина, Остапенко*, 1977]. По драгированным образцам с 12 подводных вулканов было выполнено и опубликовано 150 силикатных анализов пород. В работе [*Говоров, Говоров*, 1980] приведены еще ~ 40 анализов пород с подводных вулканов Центральных и Северных Курил, но без привязки к конкретным постройкам, а также данные о средних содержаниях в них редких и рассеянных элементов. В 70–80-х гг. XX в. появились и немногочисленные сведения о составе минералов из лав подводных вулканов [*Кичина, Остапенко*, 1977; *Шевченко*, 1988].

Последней сводкой по подводному вулканизму Курил в настоящее время является коллективная монография "Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги" [*Авдейко и др.*, 1992], в основу которой положен материал шести рейсов (1981–1987 гг.) НИС "Вулканолог". В монографии с разной степенью детальности описаны постройки и породы 97 подводных вулканов и гор. Охарактеризован состав драгированных пород 79 вулканов. Особое внимание уделено петрографии, петрохимии и геохимии самых свежих вулканитов. Наиболее старые из выявленных вулканов и вулканических массивов, по данным сейсмопрофилирования [*Авдейко и др.*, 1992], погребены под толстым слоем морских осадков и поднимаются над морским дном относительно невысоко. Вещественный состав пород таких вулканов остался неизвестным. С учетом скорости осадконакопления и магнитной съемки они условно отнесены к верхнему миоцену(?)-плиоцену(?). Несмотря на подобный возраст, вулканы хорошо сохранились на дне Курильской глубоководной (до 3–3,5 км) впадины, благодаря почти идеальным условиям для их консервации в водной среде, по сравнению с наземной обстановкой. Большая же часть подводных вулканов, по палеомагнитным данным, считается [*Авдейко и др.*, 1992; и др.] позднеплиоценовой-плейстоценовой, сформированной за последние 2,5–2 млн лет и даже позднее 700 тыс. лет. Не противоречат этому и немногочисленные пока K–Ar даты (1.632 ± 0.051 и 0.932 ± 0.042 млн лет) андезибазальтов, драгированных с одного из подводных вулканов у западного борта Курильской впадины [*Тарарин и др.*, 2001].

Подводные вулканы имеют вид конусов с острыми, уплощенными и плоскими вершинами и крутизной склонов в верхних частях до 25–30°. У многих вулканов плоские, срезанные волновой абразией вершины находятся сейчас на глубинах 110–150 м. Это указывает, что совсем недавно они поднимались над уровнем моря, некоторые – во время низкого уровня стояния Мирового океана 20–25 тыс. л.н. в период максимума позднеплейстоценового оледенения в виде подводно-наземных островов-вулканов. Плейстоценовый возраст имеют и подводные части островов-вулканов Атласова, Анциферова, Маканруши, Авось, Чиринкотан, Экарма, Райкоке, Броутона. Больше всего (90 форм) выявленных подводных вулканов, вулканических массивов и островов-вулканов сосредоточено в пределах глубоководной котловины. Они имеют разные размеры, морфологию, состав слагающих пород (табл. 3.2). Поперечник основания у самых мелких подводных вулканов– 5–6 км, полная высота – 0,2–0,3 км, объем – 1,5–3 км^3, у самых крупных – 20 × 25 км, 2,8–3 км и 300–425 км^3 соответственно. Многие подводные вулканы объединены в компактные хребты и массивы с суммарным объемом до 750 км^3 (массив Вавилова). Поперечники подводного основания и объемы у островов-вулканов того же порядка, что и у крупных чисто подводных форм, а полная высота построек больше – 3–3,5 км, у самой крупной, объемом ~ 800 км^3 (остров-вулкан Броутона) – 4,2 км. Прирост полной высоты – за счет высоты из надводных частей, так как глубины, с

Таблица 32

Подводные вулканы Курильской островной дуги [по Авдейко и др., 1992]

Номер по каталогу и название	Координаты вершины, с.ш., в.д.	Морфология вершины (размер, км)	Глубина над вершиной, м	Высота	
				относительная, м	полная, м
1	2	3	4	5	6
9-п 1.1 Григорьева	50°57′ 155°26′	П	–120…–140 до –59	800	–
9-п 1.2	50°32′ 155°24′	О	–580	120	1600
9-п 1.3	49°49′ 155°09′	П	–130…–140	460	–
9-п 1.4	50°20′ 154°13′	О	–555	650–700	–
9-п 2.1 Белянкина	49°56′ 154°09′	О	–508	1100	–
9-п 2.2 Смирнова	49°55′ 154°21′	П (2×3)	–950	850	–
9-п 2.3 Авось	49°43′ 154°07′	П	до +0.6	2000	–
9-п 2.4	49°39′ 154°14′	П Д	–128…–130	400	
9-п 2.5	49°37′ 154°19′	П (3×8)	–115… –130	400	–
9-п 2.6	49°40′ 154°41′	П (2×3)	–130…–150 до –111	700	–
9-п 2.7	49°25′ 154°18′	П (9×4.5)	–130		400
9-п 2.8	49°23′ 154°10′	П (2×3.5)	~ –200 до –178	2000	–
9-п 3.1 Эдельштейна (двухвершинный вулканич. массив)	49°14′ 153°29′ 49°10.4′ 153°27′	О	–620 СВ –840 ЮЗ	–	~2600
9-п 3.2	49°08′ 154°10′	П	–337	360	–
9-п 3.3	49°05′ 154°01′	П (30 км^2)	–160… –170	440	–

Размер основания			Крутизна склонов, градусы		Объем, км^3	Типы драгированных пород
на дне моря, км	под осадками, км	площадь км^2	верх	низ		
7	8	9	10	11	12	13
12–15	–	–	10–15	–	40	Б
–	7,5×11	65	5–8	–	35	Б
$d \sim 7.5$	–	45	7–15	–	15	А, АБ, чм
6,5–7	–	–	_	–	_	А
9×7	–	50	25–30	15–20	35	Б
8×11	–	70	до 20–30	–	20	А, АБ, Д, чм
11×14	–	120	до 15–25	–	50	Б, АБ
6×7	–	30–35	25–30	–	10	А, АД
–	–	60	до 30	–	18	А, АБ, Д, Б, чм
6×8	–	40	≤10	–	7	АБ, Б, чм
–	–	–	10–20	–	200	А, АБ, Б, чм
10×12,5	–	–	20–25	7–15	40	А, АБ, чм
–	25×19	–	20–30	–	315	АБ, А, Б, чм
8–9	–	–	–	–	–	АБ, А, Д, чм
–	–	150	15–25	–	110	А, АБ, чм

Таблица 3.2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6
9-п 3.4	48°47′ 154°22′	–	–21	40	–
9-п 3.7	48°50′ 153°15′	О	–1416	1500	2500
9-п 3.8	48°48′ 152°55′	О	–2160	950	1700
9-п 3.10	48°39′ 153°57′	П	–100 …–130 до –73	1100	–
9-п 3.11	48°32′ 153°51′	П	до +42	400	–
9-п 3.12	48°26′ 153°46′	П	–160… –200 до –152	300	–
9-п 3.13	48°23′ 153°42′	П	–130 …–180 до –124	300	–
9-п 3.14	48°36′ 153°07′	О	–1118	1900	2200–2300
9-п 3.15	48°34′ 153°18′	О	–1710	400–800	1400
9-п 3.16	48°28′ 153°08′	П (d ~2)	–600… –700 до –500	2500	3000
9-п 3.17	48°23′ 152°58′	О	–2500	200–300	1000–1100
9-п 3.18	48°20′ 153°10′	П	–240… –250 до –216	2200–2300	230–2400
9-п 3.19	48°12′ 153°31′	О	–1100	900	1300–1600
9-п 3.20	48°12′ 153°21′	О	–378	300	–
9-п 4.1	48°13′ 152°49′	О	–3000	150	~850
9-п 4.2	47°59′ 152°38′	О	–2700	500	1500–1600
9-п 4.3	47°56′ 153°08′	П	–120 –140 до –90	до 2500	–
9-п4 .4	47°50′ 152°55′	П	~ –140 до –118	до 1500	–
9-п 4.5 о-ва Среднего	47°36′ 152°52′	П	до +36	до 2000	–
9-п 4.6 Рикорда	47°25′ 152°41′	П (2 × 9)	–130… –150 до –129	370	650–700

7	8	9	10	11	12	13
–	–	–	–	–	–	А, АБ, чм
–	12×15	–	до 30	–	120	АБ, Б, жмк, чм
d ~6	10×11	–	до 25–30	–	50	?
–	–	–	–	–	30	Б, АБ, А, чм
–	–	–	–	–	70	АБ, А
d ~5	–	–	–	–	~ 6	АБ, А
–	–	–	–	–	20	АБ, А
–	13×18	–	15–30	–	140	АД, А, Б, чм
–	7,5×8,5	–	30	–	20–25	АБ
–	22,5×14	–	30	10–15	190	А, АБ, жмк, чм
–	*d* ~5.5	–	–	–	8	–
–	17,5×12,5	–	30	7–15	150	АБ, А, туфы
–	*d* ~10	80	–	–	40	Б, АБ, А, жмк, ил, чм
–	–	–	–	–	–	Б, АБ, чм
–	–	–	–	–	7	–
–	10×11	–	–	–	45	–
–	–	–	–	–	50	АБ, Б, А
–	–	–	–	–	–	Б, АБ, А, чм
–	–	–	–	–	50	Б, АБ, А
19	–	–	от 5–7 до 30	–	50	Б, АБ, А, Д, РД

Таблица 3.2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6
9-п 5.1 Юбилейный	47°36′ 152°12′	О	–420	2900	–
9-п 5.2	47°28′ 152°10′	О	–1300	900	–
9-п 5.3	47°27′ 151°55′	П	–850	2000	–
9-п 5.4 Пегас	47°25′ 152°01′	О	–500	2100	–
9-п 5.5	47°21′ 152°05′	О	–900	600	–
9-п 5.6 вулкан Лисянского	47°15′ 152°10′	П (3×5)	–151	350	–
9-п 6.1	47°15′ 150°43′	О	–551	2500	–
9-п 6.2 Обручева	47°07′ 150°28′	О	–1227	2100	2600–2700
9-п 6.3	47°05′ 150°47′	О	–700	2100	2400–250
9-п 6.4	47°03′ 151°07′	О	–1326	2100	2700–2800
9-п 6.5	47°00′ 150°07′	О	–2200	1100	2000–2100
9-п 6.6 Вавилова	46°58′ 150°24′	О	–1100	1900	–
9-п 6.7 Вавилова	46°53′ 150°23′	П	–820	2350	–
9-п 6.8 Вавилова	46°54′ 150°29′	П	–680	2500	–
9-п 6.9	46°56′ 150°27′	О	–2220	900	–
9-п 6.10 Побочный конус в. Броутона массив Броутона	46°45′ 150°39′ "	О –	– 170 –	250 –	– 4200
9-п 6.11 кальдера Горшкова	46°28′ 150°52′	–	–390	–	–
9-п 6.12а хр. Архангельского	46°28′ 151°17′	П (4×21)	–502… –598	2200–2400	–
9-п 6.12б хр. Архангельского	46°32′ 151°26′	П			

7	8	9	10	11	12	13
17,5×19	–	–	15–30	7–10	250	АБ, А, Д, чм
–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	АБ, А, жмк, чм
–	–	–	15–20	7–15	45	А, АБ, чм
–	–	–	20	10	9	Б, жмк, чм
10–12	–	–	15–30	–	30	АБ, А, Б, чм
17×18	–	–	13–30	–	425	АБ, ,Б, А, жмк, чм
11×15	20×24	–	6–30	–	400	А, жмк, чм
13×17	20×25	400	до 25–30	10	–	Б, АБ, А, жмк, чм
11×13	*d* ~20	–	до 30	–	280	Б, А, жмк, чм, гравелит
17,5×7,5	–	100	–	–	65	–
22,5×27,5	–	480	–	–	750	А, Б, жмк, чм
						Б, А, АБ,Д, чм
						Б, А, Д, жмк, чм
8×5	–	–	>30	–	9	–
–	–	30	–	–	3	Р, Д, А, АБ
–	–	590	–	–	800	–
–	–	–	–	–	–	Кальдерные – Д, РД, А, АБ; поскальдерные – А, АБ, Б, Д
39×22	–	670	–	–	840	Б, АБ, А, туфо–Гравелиты, чм
						Б, АБ, чм

Таблица 3.2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6
9-п 6.13	46°35′ 151°48′	П	–480	2000	–
9-п 6.14	46°17′ 150°16′	П (3,5×6)	–120… –140	1400	–
9-п 7.1	46°06′ 148°29′	О	–2300	900	2100
9-п 7.2	46°00′ 148°44′	О	–1010	2000	2800–3000
9-п 7.3	45°56′ 148°40′	О	–700	1500–1600	1800
9-п 7.4	45°53′ 148°43′	О	–1050	1400	–
9-п 7.5	45°45′ 148°32′	П (5×7)	–250	1350	1700–1800
9-п 7.6 Берга	45°43′ 148°50′	П (5×6,5)	–500… –700 до –456	1800	2400
9-п 7.7	45°47′ 148°19′	–	–381	900	–
9-п 7.8	45°44′ 148°14′	–	–319	850	–
9-п 7.9	45°41′ 148°18′	–	–900	250	–
9-п 7.10	45°38′ 148°22′	П (2×3)	–320	1000	1800–1900
9-п 7.11а	45°31′ 148°17′	П	–99	1300	–
9-п 7.11б	45°30′ 148°12′	П	–90	900	–
9-п 7.11в	45°24′ 148°10′	П	–57	200	–
9-п 7.12	46°03′ 147°44′	О	–1300	1900	2900
9-п 7.13	46°02′ 147°49′	О	–1300	1400	2500
9-п 7.14	46°01′ 147°56′	О	–1400	1800	2800
9-п 7.15	45°46′ 147°56′	О	–1461	1300	–
9-п 7.16	45°37′ 147°53′	О	–1057	800	–

7	8	9	10	11	12	13
25×20	–	–	–	–	>100	АБ, А, Б, жмк, чм
–	–	–	до 20–30	–	80	Б, АБ, А
d ~3	8×11	–	10–20	–	50	ил, жмк
–	14×19	–	30	15	70	Б, АБ, жмк, чм
9×11	–	–	15–25	7–15	45	Б, АБ, А, Д, жмк, чм
9×11	–	–	15–25	7–15	–	Б, АБ, А, Д, жмк
22×11	*d* ~14	–	15–20	7	90	АБ, А, Б, Б, чм
–	15×11	–	25–30	15	105	Б, АБ, чм
–	–	–	–	–	–	Б, АБ, А, чм
–	–	–	3–10	20–25	–	Б, АБ осадоч. породы, чм
–	–	–	3–10	20–25	1,5	–
–	7,5×12	–	20–25	–	45	АБ, А, чм
–	–	–	–	–	–	АБ, чм
–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	АБ, А, ил, чм
–	–	–	20–30	10	160	А, АБ, жмк, чм, ил
–	–	–	20–30	10	90	А, чм
–	–	–	20–30	10	205	А, жмк, чм, ил
8	–	–	до 25–30	–	20	А, чм, ил
10×12	–	–	20–25	7–15	25	АБ, А, РД, чм, ил

Таблица 3.2 (окончание)

1	2	3	4	5	6
9-п 8.1	45°32′ 147°29′	П (*d* ~1,5)	–750 до –650 –700	2500	3300–3400
9-п 8.2	45°27′ 147°27′	О	–939	2000	2400–2500
9-п 8.3	45°23′ 147°28′	О	–1958	550	–
9-п 8.4 Крылатка	45°16′ 147°25′	П (6×4)	–180… –200 до –175	2100	2900
9-п 8.5	45°15′ 146°30′	О?	–2295	700	–
9-п 8.6	45°14′ 146°37′	О?	–2275	700	–
9-п 8.7	45°00′ 146°06′	О	–1858	1050	>2000
9-п 8.8	45°03′ 146°37′	О	–968	1100	до 2500
9-п 8.9	45°02′ 146°47′	О	–1180	650	–
9-п 8.10	45°01′ 147°01′	П (*d* ~1,8)	–150 …–160 до –144	1450	2100
9-п 8.11	45°02′ 147°05′	О	–930	750	–
9-п 8.12	45°02′ 147°12′	О	–611	900–1600	–
9-п 8.13	44°53′ 146°27′	О	–367	1300	–
9-п 8.14	44°49′ 146°24′	О	–190	1500	–
9-п 8.17	44°48′ 146°01′	О	–1024	1800	2900
9-п 8.18	44°39′ 145°40′	–	–772	600	–
9-п 8.19	44°35′ 145°39′	–	–225	700	–
9-п 8.20	44°24′ 145°24′			1000	–

Примечание. В таблицу внесены некоторые изменения Мелекесцева. О – острая вершина; П – плоская вершина; *d* – диаметр; Б – базальт; АБ – андезибазальт; А – андезит; Д – дацит; РД – риодацит; Р – риолит; чм – чужеродный материал; жмк – железо-марганцевые конкреции.

7	8	9	10	11	12	13
–	16×25	–	15–20	10–15	270	Б, А, жмк, чм
–	7,5×10	–	15–20	10–15	50	АБ, Б, А, жмк, чм
5×10	–	–	ю+с > 25	–	–	Выступ фундамента (?)
–	14×22	–	20–25	15	140	Б, АБ, А, жмк, чм
–	–	–	–	–	–	Вулканы? Подн. фундамент?
–	–	–	–	–	–	
–	–	–	15–25	–	>75	ил, туф
d ~10	–	–	20–25	12–17	30	АБ, Д, ил
–	–	–	1–2	7–10	–	АБ, галька, чм
–	10–12	–	15–20	10–15	60	А, АБ, жмк, чм
d ~7	–	–	10–15	–	10	А, АБ, чм
6×10	–	–	17–25	–	15	А, АБ, Б, жмк, ил, чм
10×20	–	–	до 15–25	–	–	Горст? Вулкан?
–9×10	–	–	–15–25	7–15	35	Д, АД экстр. купола
–	–	–	до 20–25	–	45	А, чм, ил
–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	А, АБ, Д, Б

которых поднимаются подводные вулканы и острова-вулканы, сходные. Типы и точный возраст подводных вулканов и подводных частей островов-вулканов неизвестны. Надводные части островов-вулканов Западной зоны – СПС и СЛС, иногда осложненные экструзиями. Возраст надводных построек – позднеплейстоцен-голоценовый и голоценовый. На восточном борту Курильской глубоководной впадины к западу от о. Онекотан на глубине 800 м обнаружена [*Авдейко и др.*, 1992] кальдера овальной формы размером 15 × 10 км, ее тип не установлен. Комплекс из двух кальдер на основании анализа батиметрии Мелекесцев предполагает у острова-вулкана Броутона.

Более 45 подводных вулканов, вулканических хребтов и массивов, а также островов-вулканов имеется и в пределах Главной гряды Курил. По своим параметрам они мало отличаются от подобных образований в Курильской котловине, но слагающие их породы разнообразнее: от базальтов до дацитов, а типов вулканических построек надводных частей островов-вулканов – больше: наряду с СПС и СЛС есть экструзивные вулканы (о. Харимкотан) и кальдеры обрушения (Матуа, Расшуа). В пределах Главной гряды Курил имеются три крупные подводные кальдеры обрушения: Горшкова и безымянная в заливе Простор северо-западной части о. Итуруп и безымянная в районе о. Харимкотан. Возраст последней 38–39 тыс. ^{14}C лет.

3.3. Структурная приуроченность наземных и подводных вулканов

В вопросе о структурной принадлежности внутренней дуги Курил, к островам которой приурочено большинство вулканических образований новейшего этапа, мы солидарны с представлениями Э.Н. Эрлиха [*Эрлих*, 1973; *Эрлих, Мелекесцев*, 1974]. Согласно им внутренняя дуга тектонических систем типа Курил – аккумулятивная структура с "биклинальным" строением, так как в поперечном сечении она представляет собой овал, нижняя, "синклинальная", часть которого отражает процесс постоянного погружения, а верхняя, "антиклинальная", сформировалась в результате перекомпенсированного по отношению к прогибанию накопления вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ.

В отличие от Камчатки, где фундамент молодых вулканических районов сложен дочетвертичными дислоцированными толщами разного генезиса, пьедесталом для вулканических форм плейстоценового возраста крупных островов Большой Курильской гряды, по данным [*Мелекесцев и др.*, 1980], служат очень сложные, формировавшиеся на протяжении всего неогена, абрадированные конусовидные постройки. Эти сооружения с диаметром основания 50–100 км поднимаются непосредственно со дна моря и имеют высоту до 5–6 км. Однако максимальные отметки их надводных частей не превышают 0,9–1,0 км. Вершины построек преобразованы аккумулятивно-абразионной деятельностью моря. Здесь возникли современный островной шельф с комплексом подводных морских террас [Затонский и др., 1961] и терасированная суша. Но это не отдельные вулканы, а комплексные сооружения, состоящие из множества разновозрастных и разнотипных образований (вулканических форм, интрузивных и субвулканических тел, прибрежно-морских, мелководных, наземных, вулканогенно-осадочных и осадочных толщ), "спрессованных" в единую вулканоподобную морфоструктуру – сложный, или комплексный вулканоид[1] (рис. 3.3) – благодаря длительному вулканизму, специфической тектониче-

[1] Термин предложен [*Мелекесцев*, 1980] для надводно-подводных форм, сходных по внешнему облику с вулканами, но возникших более сложным путем при взаимодействии вулканизма, плутонизма и других эндогенных и экзогенных рельефообразующих факторов, в отличие от вулканоидов – грязевых вулканов.

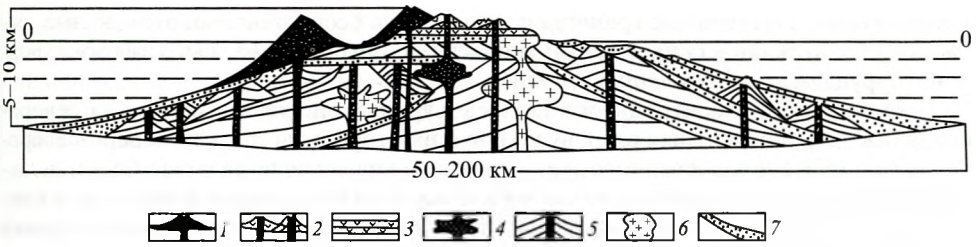


Рис. 3.3. Принципиальная схема строения сложного вулканоида: *1, 2* – четвертичные вулканы:

1 – верхнеплейстоцен-голоценовые, *2* – средне-верхнеплейстоценовые; *3* – средне-верхнеплейстоценовые андезитовые покровы; *4* – периферические очаги и подводящие каналы вулканов; 5 – породы верхнемиоцен-плиоценовых вулканов; *6* – интрузивные и субинтрузивные тела; *7* – осадочные и вулканогенно-осадочные толщи

ской обстановке и особому сочетанию физико-географических условий в период их формирования.

Определяющее значение при этом имели: постоянное нахождение оснований построек ниже уровня моря, препятствовавшее удалению продуктов извержений (исключая эоловый перенос) и материала от разрушения построек, и колебательные тектонические движения. Поэтому главная масса ювенильных пород, продуктов их переотложения и материала размыва построек аккумулировалась в пределах последних, способствуя увеличению их размеров и объема, который сейчас колеблется от 3–5 до 15–20 тыс. км^3. Активный рост комплексных вулканоидов происходил в периоды интенсивного вулканизма. При его прекращении или значительном ослаблении доминировали процессы размыва. На первый план выходило накопление вулканогенно-осадочных толщ (например, диатомитов). Объем и высота построек, естественно, несколько уменьшались, поскольку некомпенсированный вынос материала за их пределы не прекращался (выщелачивание пород, твердый сток, мутьевые потоки).

Помимо вулканизма и тектонических движений на протяжении всего этапа роста сложных вулканоидов важным структурообразующим фактором была сейсмотектоника, а большая высота этих форм над дном моря, значительная крутизна их склонов, обилие измененных пород, раздробленность сооружений на блоки многочисленными разрывными нарушениями и повышенная сейсмичность района способствовали этому. Из экзогенных факторов ведущая роль принадлежала постоянно протекавшим процессам морской абразии и аккумуляции, поскольку деятельность других рельефообразующих процессов начиналась лишь с момента выхода вершин построек над уровнем моря.

Представление о комплексных вулканоидах как о главных элементах морфоструктуры Большой Курильской гряды хорошо согласуется с полученными для этого региона результатами структурных, литолого-фациальных, стратиграфических исследований, материалами геологосъемочных работ, строением подводного и надводного рельефа.

По размерам, способу и длительности образования комплексные вулканоиды Большой Курильской гряды – аналоги океанических островов вулканического происхождения: Канарских, Зеленого Мыса, Таити, Пасхи, Гаваи, Реюньон. Они отличаются от последних только составом слагающих пород.

При слиянии в процессе формирования близко расположенных друг к другу сложных вулканоидов возникли разной длины (100–300 км) компактные подводно-надводные аккумулятивные хребты, служащие теперь фундаментом для молодых вулканических районов – блоков Большой Курильской гряды: Парамуширского, Онекотанского, Симуширского, Урупского, Итурупского и Кунаширского. Блоки

имеют четкие естественные границы и отличаются особенностями вулканизма, соотношением вулканических и невулканических форм рельефа, высотой дочетвертичного фундамента [*Камчатка...*, 1974].

Блоки южного и центрального звеньев Курильской дуги вытянуты на северо-восток (аз. 45°), а отдельные ряды вулканов ориентированы здесь на северо-северо-восток (аз. 25°). Блоки северного звена наложены на меридиональные блоки шельфа, продолжающие направление структур Южной и Центральной Камчатки, и имеют общее северо-северо-восточное (аз. 25°) простирание. Подобная ориентировка позволяет сделать вывод о том, что система Курильской дуги возникла не как однородная структура, а образовалась в результате параллельного развития двух различных структурных систем. Первая из них, включающая блоки южного звена Курильских островов, формировалась в тесной связи со структурами Японских островов. Вторая, в пределах которой находятся блоки северного звена, – совместно со структурами Камчатки. Блоки центрального звена представляют, по-видимому, результат более позднего развития последней из этих систем. На единство Юго-Восточной Камчатки и Парамуширского блока указывают также определенные И.В. Мелекесцевым близкие скорости поднятий этих участков во второй половине антропогена [*Камчатка...*, 1974].

Плейстоценовые вулканы явно тяготеют к тем участкам Большой Курильской гряды, фундамент которых относительно опущен. Показателем этого может служить соотношение площадей, занятых подводными и надводными вулканами. Если первые занимают 55000 км^2, то площадь молодых вулканических образований на островах Главной гряды не превышает 5250 км^2 [*Мелекесцев*, 1980]. На крупных островах вулканы в основном приурочены к местам понижений кровли третичного фундамента. Максимальным распространением на большинстве островов пользуются формы второй половины плейстоцена: свежие и слабо разрушенные вулканические образования позднего плейстоцена-голоцена, а также преимущественно средне- и сильно разрушенные формы, возникшие во второй половине среднего – первой половине верхнего плейстоцена.

В привершинных частях комплексных вулканоидов и образованных ими хребтах-блоках, т.е. на шельфе и островной суше, вулканы располагаются как бы на ступенях гигантских лестниц, образованных серией подводных и надводных морских террас. Часть вулканов находится на западных подводных склонах этих вулканоидов, обращенных в сторону Охотского моря. На восточных склонах молодые вулканы отсутствуют. Особняком стоят вулканы, поднимающиеся непосредственно со дна глубоководной Курильской котловины Охотского моря. Обычно главная часть их построек скрыта под водой, и только у вулкана Алаид это соотношение нарушено.

Вулканизм и вулканические формы отдельных блоков существенно различаются по занимаемым площадям, соотношению кислых и основных продуктов, интенсивности выноса глубинного вещества, типам вулканических образований, деталям эволюции и другим параметрам [*Мелекесцев и др.*, 1974]. Однако имеется ряд особенностей, типичных для всей гряды: ярко выраженная поперечная зональность в распределении вулканических пород и форм рельефа, а также сходный в целом характер эволюции вулканизма и связанная с ним смена вулканических форм во времени.

В занимающей крайнее восточное положение полосе, совпадающей с вершинной частью блоков (шельф + островная суша), сосредоточены практически все главные проявления кислого вулканизма и ассоциирующиеся с ними формы рельефа: кальдеры, пирокластические покровы, большинство экструзивных куполов и крупных эксплозивных кратеров. Преобладают небольшие по размерам положительные формы, а высота самых крупных многоактных вулканов не достигала в антропогене и не превышает сейчас 1,5–2 км. Только в этой зоне наблюдается типичное линейно-гнездовое расположение небольших существенно лавовых стратовул-

канов, отмеченное еще Г.С. Горшковым [1967], а также имеются обширные лавовые покровы, связанные с площадными излияниями андезитовых лав. Средний валовый состав пород, по оценке Мелекесцева, отвечает андезиту с 57% SiO_2.

В полосе, расположенной западнее и включающей "охотские" подводные склоны блоков, наоборот, доминируют крупные вулканы центрального типа: Пик Фусса, Атсонупури и другие. Относительная высота построек колеблется от 1 до 3 км. Они сложены породами от андезитов до базальтов. Средний валовый состав пород – андезито-базальт с 54% SiO_2.

Вулканы Курильской котловины имеют максимальные для Курил размеры. Их высоты (3–3,5 км) и объемы (200–500 км^3) предельны для Курило-Камчатской вулканической области. В среднем надводные части вулканов этой самой западной полосы Курильской дуги сложены базальтами с 51% SiO_2.

В том же направлении, т.е. с востока на запад, происходит увеличение щелочности изверженных пород [*Петрохимия...*, 1966; *Федорченко и др.*, 1989; *Авдейко и др.*, 1992].

Вулканы островов Большой Курильской гряды отнесены Г.С. Горшковым [1967] к Главной вулканической зоне, а острова-вулканы и подводные вулканы Курильской глубоководной котловины – к Западной вулканической зоне.

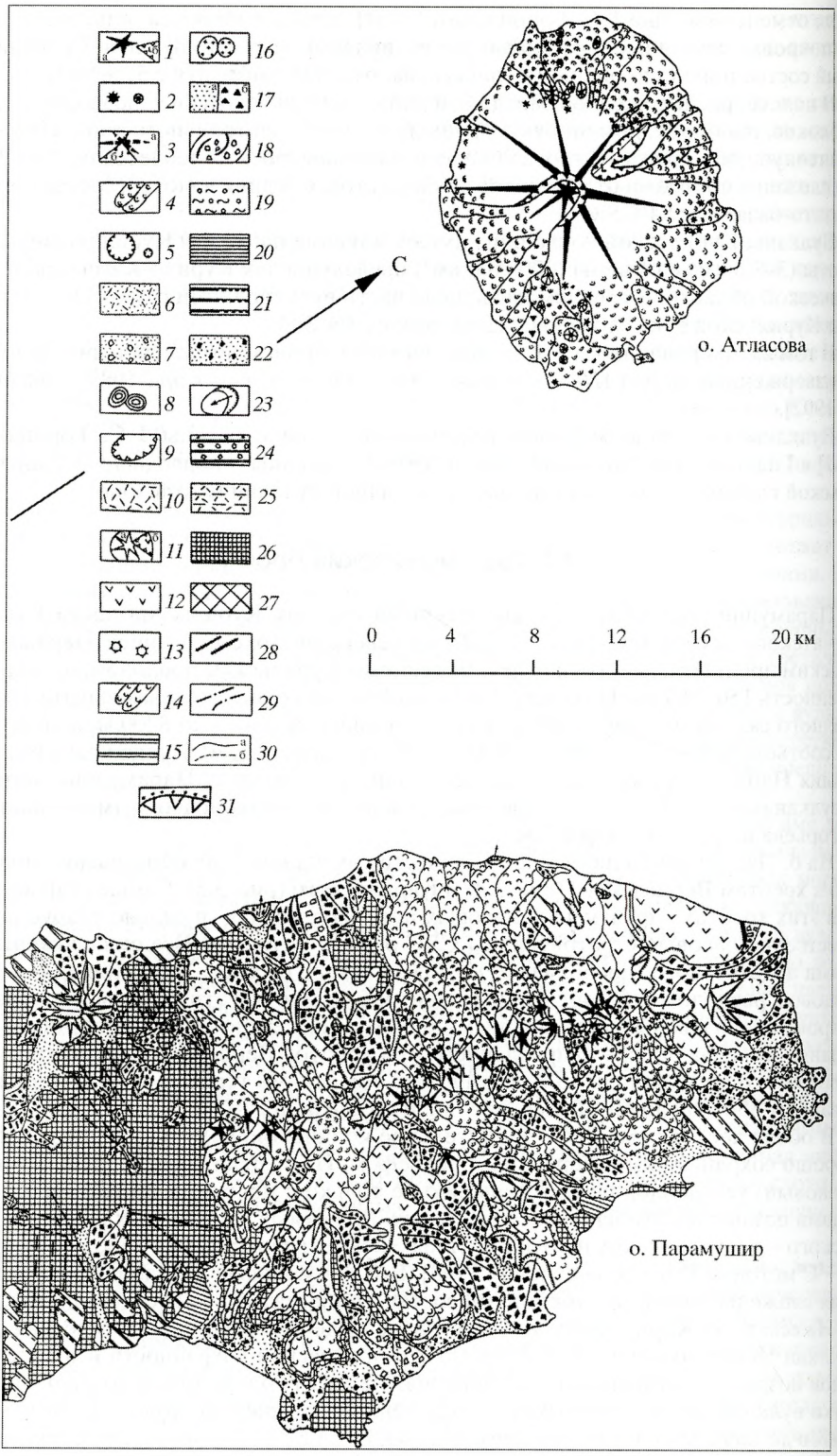
3.3.1. Парамуширский блок

Парамуширский блок – самый северный отрезок Курильской части Курило-Камчатского хребта (см. рис. 2.1, 2.2), на северо-востоке ограничен Первым Курильским проливом, на юго-западе – Четвертым Курильским проливом, общая протяженность 150–160 км. На севере блока наибольшая относительная высота северо-западного склона не более 1000 м, юго-восточного склона – до 8200 м, на юге блока – соответственно 3400–3800 и 9800–10000 м (см. рис. 3.1, *м*). Вулканические образования Парамуширского блока представлены вулканами о. Парамушир, островами-вулканами Атласова и Анциферова, а также четырьмя подводными вулканами: Григорьева и тремя безымянными.

На о. Парамушир наибольшее количество вулканических образований приурочено к хребтам Вернадского (рис. 3.4) и Карпинского (рис. 3.5). Самые старые формы в этих хребтах – фрагменты лавовых покровов, средне- и сильно разрушенные существенно лавовые стратовулканы СЛС разных размеров. Все они сложены породами андезитового (преобладают) – базальтового состава. Характерно линейно-гнездовое расположение эруптивных центров. Сами же эти группы эруптивных центров локализованы вдоль крупных линейных зон северо-северо-восточного простирания, совпадающих с направлением осей хребтов Вернадского и Карпинского. Их возраст, определенный по соотношению с морскими террасами, заключен в интервале от 350–300 до 60–50 тыс. лет [*Мелекесцев и др.*, 1974].

В обоих хребтах имеется и значительное количество СЛС и одноактных форм с хорошо сохранившимся первичным рельефом. Их возраст (позднеплейстоцен-голоценовый) установлен по соотношению не только с морскими террасами, но и со следами позднеплейстоценового оледенения. Для самых же молодых форм хр. Вернадского – вулканических центров группы Эбеко – возраст (2400–2500 лет) определен ^{14}C методом [Мелекесцев и др., 1993]. Все эти молодые вулканические образования сложены породами, имеющими состав от андезитов до андезибазальтов.

На севере хр.Карпинского имеется также существенно пирокластический стратовулкан Чикурачки (рис. 3.6). Судя по его прекрасной сохранности и отсутствию следов позднеплейстоценового оледенения, он имеет голоценовый возраст. Лавы и шлаки вулкана, включая продукты современных извержений, имеют состав от андезитов до базальтов с содержанием SiO_2 49,39–55,52% [*Горшков*, 1967; *Федорченко и др.*, 1989].


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
С
о. Атласова
0
4
8
12
16
20 км
о. Парамушир

Особенностью вулканов хребтов Вернадского и Карпинского является то, что их фундамент значительно опущен по сравнению с невулканической частью острова, где имеются лишь единичные вулканические постройки. Самая крупная из них – группа слившихся своими основаниями андезитовых экструзивных куполов – вулкан Ферсмана, имеющий верхнеплейстоценовый возраст. Он сильно разрушен сейсмотектоническими обвалами. Материал обширных грубообломочных лавин этих обвалов был ошибочно принят [*Горшков*, 1967] за породы агломератовой мантии куполов. Следует отметить, что из-за обилия измененных пород в постройках вулканов и их фундаменте, а также общего высокого уровня сейсмичности сейсмотектонические обвалы служат на Парамушире одним из главных факторов разрушения вулканических форм (см. рис. 3.4 и 3.5).

Второй СПС на острове – андезитовый вулкан Пик Фусса. Его основание находится на охотоморском склоне хребта на глубине более 500 м. Пик Фусса – единственный вулкан Парамуширского блока, с деятельностью которого было связано формирование пирокластических потоков (см. рис. 3.5). Породы вулкана – андезиты и андезибазальты с содержанием SiO_2 54,57–62,23% [*Федорченко и др.*, 1989]. Отличительная особенность его пород – довольно значительное содержание во вкрапленниках роговой обманки и повышенная щелочность. Поэтому, несмотря на свое местонахождение, он отнесен Г.С. Горшковым [1967] к вулканам Западной вулканической зоны.

Существенно пирокластические стратовулканы Чикурачки (абс. высота 1816 м) и Пик Фусса (абс. высота 1772 м) – самые высокие на Парамушире. Высота большинства остальных вулканов не превышает 1000–1200 м, некоторых – 1300–1400 м.

Площадь, занятая сейчас под вулканическими постройками и их фрагментами, выраженными в рельефе, равна 584 км^2 (28,5% общей площади острова).

Остров-вулкан Атласова площадью 158 км^2 с действующим, самым высоким на Курилах, вулканом Алаид (абс. высота 2339 м) располагается в 22 км к северо-западу от побережья о. Парамушир и приурочен к осевой зоне суженного окончания Курильской глубоководной котловины. Его основание имеет форму круга диаметром

←

Рис. 3.4. Геоморфолого-вулканологическая карта северной части Парамуширского блока:

1 – крупные вулканические постройки преимущественно голоценового возраста, сложенные базальт-андезитовыми породами (а – с сохранившимся первичным рельефом, б – разрушенные фрагменты); *2* – мелкие постройки голоценового возраста, не выраженные в рельефе (состав слагающих пород от базальтов до андезитов); *3* – крупные вулканические постройки преимущественно конца верхнего плейстоцена, сложенные базальт-андезитовыми породами (а – сохранившие первичный рельеф, б – разрушенные фрагменты); *4* – базальт-андезитовые лавовые потоки позднеплейстоцен-голоценового возраста; *5* – уступы кальдер (а) и кратеров (б) голоценового возраста; *6* – пемзовые пирокластические покровы голоценового возраста андезитового-дацитового состава; *7* – фрагменты равнин, сложенные смесью ювенильной и резургентной пирокластики; *8* – экструзивные купола верхнеплейстоценового-голоценового возраста, сложенные андезитовыми-дацитовыми породами; *9* – эрозионные уступы; *10* – пирокластические покровы позднеплейстоценового возраста (игнимбриты и пемзы андезит-дацитового состава); *11* – крупные вулканические постройки среднего-верхнего плейстоцена (а – сохранившиеся фрагменты, б – разрушенные), сложенные базальт-андезитовыми породами; *12* – остатки вулканических построек, не сохранившие первичного рельефа; *13* – мелкие вулканические постройки среднего-верхнего плейстоцена, не выраженные в рельефе (сложены базальт-андезитовыми породами); *14* – базальт-андезитовые лавовые потоки среднего-верхнего плейстоцена; *15* – фрагменты лавовых плато среднего-верхнего (?) плейстоцена, сложенные базальт-андезитовыми породами; *16* – отпрепарированные субвулканические и субинтрузивные тела; *17* – аккумулятивные равнины голоценового возраста (а – аллювиальные, морские, лагунные, озерные, б – вулканогенно-пролювиальные); *18* – позднеплейстоценовые морены и моренные гряды; *19* – позднеплейстоценовые флювиогляциальные равнины; *20*, *21* – абразионные и абразионно-аккумулятивные морские террасы среднего-верхнего плейстоцена; *22* – обвально-осыпные отложения голоценового возраста; *23* – сейсмотектонические и вулкано-сейсмотектонические обвалы; *24* – позднеплейстоценовые морены, частично размытые; *25* – пирокластические покровы с частично переотложенным пирокластическим материалом; *26* – доверхнеплиоценовые породы; *27* – верхнеплиоценовые-раннеплейстоценовые породы; *28* – отпрепарированные дайки; *29* – разрывные нарушения, выраженные в рельефе; *30* – границы (а – установленные, б – предполагаемые); *31* – бровки уступов предполагаемых подводных кальдер

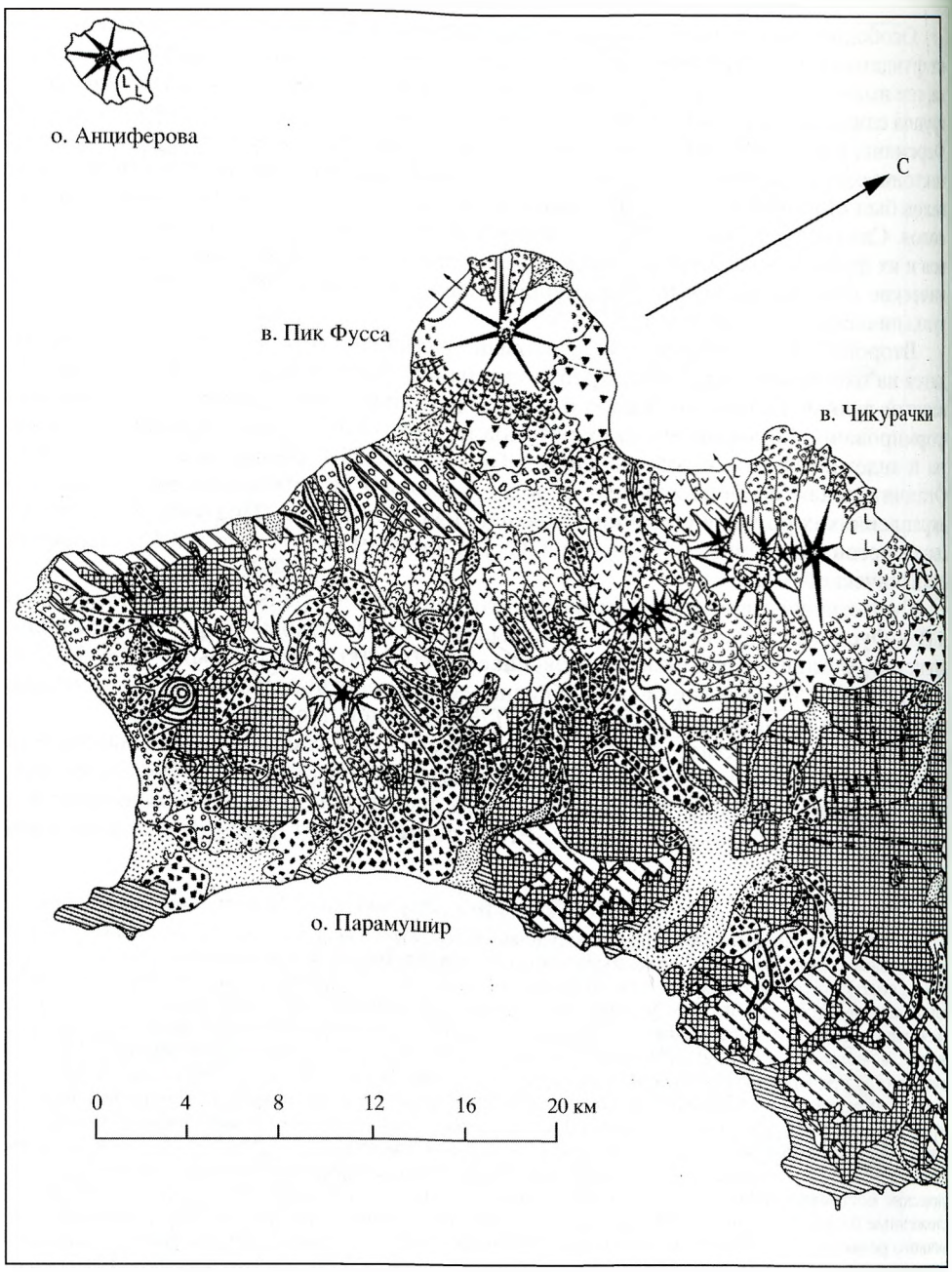


Рис. 3.5. Геоморфолого-вулканологическая карта южной части Парамуширского блока
Условные обозначения см. на рис. 3.4

25–26 км и находится на глубине ~ 600 м. Это очень свежий по облику типичный базальтовый, существенно пирокластический стратовулкан с объемом подводно-наземной постройки ~ 285 км^3 (надводная часть ~ 95 км^3). Вершина вулканического конуса разрушена обвально-взрывными процессами. Обвально-взрывные цирки хорошо видны в северо-северо-западном и юго-юго-восточном секторах вершинной части конуса. В первом случае объем удаленных пород составил 0,5–0,7 км^3, во втором –



Рис. 3.6. Существенно пирокластический вулкан Чикурачки на севере хр. Карпинского, вид с северо-северо-запада (*Фото Г.С. Горшкова*)

1–1,5 км^3. В результате этих деструктивных процессов высота вулкана уменьшилась на 300–400 м. Предполагаемый возраст наземной постройки вулкана – поздний плейстоцен-голоцен [*Мелекесцев и др.*, 1974]. На склонах постройки имеется более 35 шлаковых и лавовых конусов, взрывных воронок, связанных с многочисленными побочными прорывами. Наиболее молодые из них произошли в 1934–1935 гг. (Такетоми) и в 1972 г. (Олимпийский).

На северо-западе основание Алаида сопрягается с основанием подводного вулкана Григорьева, плоская, срезанная абразией вершина которого располагается на глубине 120–140 м, а скальные выходы в ее южной части поднимаются до глубины 50–60 м [*Авдейко и др.*, 1992]. Крутизна склонов вулкана 10–15°, размер основания на глубине 800–850 м – 12,5 × 15 км, объем постройки ~ 40 км^3. Высокоглиноземистые, высокожелезистые, умеренно-титанистые и высококалиевые субщелочные базальты вулкана Григорьева аналогичны таковым соседнего вулкана Алаид [*Авдейко и др.*, 1992].

Остров-вулкан Анциферова площадью 10,2 км^2 с вулканом Ширинки (абс. высота 761 м) поднимается со дна Курильской глубоководной котловины в 17 км от юго-западного побережья о. Парамушир (см. рис. 3.5). Его подводный пьедестал состоит из четырех-пяти слившихся между собой вулканических построек. Диаметр их общего основания на глубине 800–1000 м – 21–22 км. Вершинная часть этого сложного сооружения срезана 120–140-метровой подводной террасой. Объем подводно-надводной постройки ~ 140 км^3 (надводной ~ 9 км^3). Надводная часть состоит из фрагмента сильно разрушенного вулкана предположительно верхнеплейстоценового возраста и посаженного на него голоценового конуса с открытым на юг обвально-взрывным кратером. В кратере на вершине – два слившихся между собой экструзивных купола с поперечником основания по 400–500 м у каждого. Среди пород надводной части вулкана преобладают с несколько повышенной щелочностью роговообманковые андезиты [*Горшков*, 1967]: 57,34–57,36% SiO_2; 3,64–4,22% Na_2O; 1,76–1,96% K_2O. Присутствуют также и андезибазальты [*Федорченко и др.*, 1989]: 53,16–54,96% SiO_2; 3,21–3,57% Na_2O; 1,65–1,95% K_2O.

Обращает внимание, что вулканы Ширинки, Пик Фусса и Чикурачки располагаются строго на одной линии восток-северо-восточного (аз. 70°) простирания, воз-

можно, совпадающей с такого же направления тектоническим разломом. Точно в месте пересечения этого предполагаемого разлома с разрывной зоной, контролирующей расположение эруптивных центров хр.Карпинского, находится вулкан Чикурачки (см. рис. 3.5).

Вершина подводного вулкана 9-п1.2, находящегося примерно в 40 км от западного берега о. Парамушир, представляет собой сложенный базальтами крутосклонный холм, на 120 м возвышающийся над морским дном [Авдейко и др., 1992]. По составу базальты соответствуют породам, характерным для тыловой части Курильской островной дуги.

Подводный вулкан 9-п1.3 в Четвертом Курильском проливе – небольшой конус с плоской вершиной на глубине 130–140 м и крутизной склонов 7–15°. Диаметр основания ~ 7,5 км, площадь ~ 45 км^2, относительная высота постройки 1100 м, объем 15 км^3 [*Авдейко и др.*, 1992]. Драгированные породы – грубосортированные бомбовые туфы с размером отдельных бомб до 25 см. Состав пород от оливин-пироксен-плагиоклазовых базальтов до пироксен-плагиоклазовых андезитов и андезидацитов.

Подводный вулкан 9-п1.4 на западном борту Курильской глубоководной котловины удален от юго-западного побережья о. Парамушир на 72 км. Предполагается, что он проявлял активность не позднее 0,7 млн л. Был сформирован андезитовый купол, вершина которого поднимается сейчас до глубины 555 м [*Бондаренко и др.*, 1994]. Основание вулкана размером 6,5 × 7 км слегка вытянуто в северо-западном направлении, относительная высота над морским дном 650–700 м.

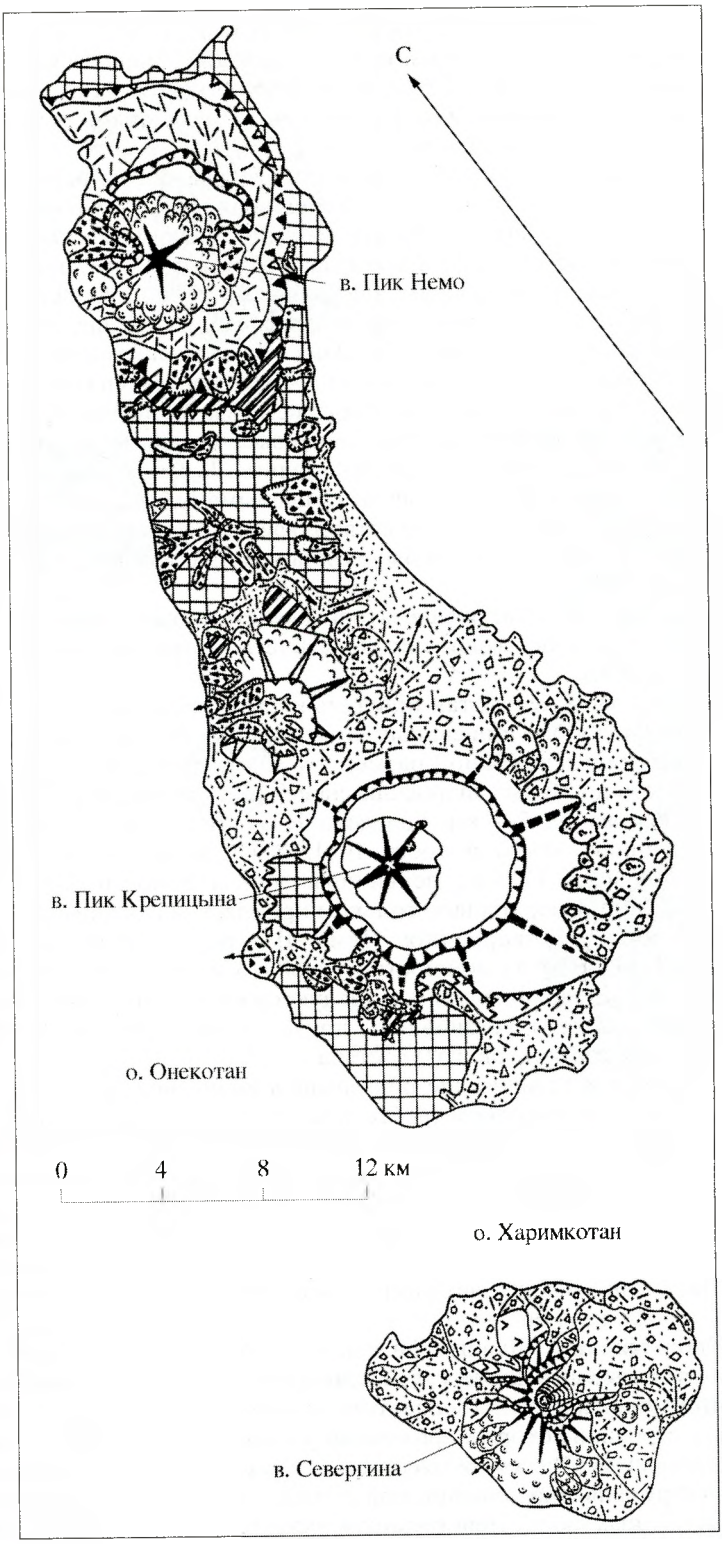
3.3.2. Онекотанский блок

Онекотанский блок внутреннего хребта отделен от Парамуширского Четвертым Курильским проливом. Его южной границей служит один из самых глубоких на Курилах пролив Крузенштерна. Общая длина блока ~ 190 км. Подножие северо-западного склона хребта находится на глубинах 2000–3000 м, юго-восточного – на глубинах всего от 300 до 2000 м, так как здесь между ним и Курило-Камчатским желобом располагается хребет внешней дуги (см. рис. 3.1, *л*). Все наземные вулканические образования этого блока либо насажены на террасированные вершины сложных вулканоидов, либо служат вершинными частями островов-вулканов. Характерная особенность вулканической деятельности – катастрофические эксплозивные извержения, сопровождающиеся возникновением кальдер на островной суше и под водой.

Наибольшие площади вулканические образования новейшего этапа занимают на о. Онекотан (рис. 3.7). Породы предположительно верхнего плейстоцена-раннего плейстоцена слагают фундамент острова. Наибольшим видимым развитием они пользуются на его севере, слагая хребет Шестакова, а также возвышенности Асырминтар, Верблюд, Петра, Платформа и др. В разрезах преобладают вулканические породы разного состава (от базальтов до дацитов), но встречаются горизонты и пачки вулканогенно-осадочных отложений. Характерно наклонное залегание слоев, поскольку все они слагают фрагменты вулканических построек центрального типа, сильно разрушенных и уже не выраженных в рельефе. Аккумуляция вулканитов и вулканогенно-осадочных толщ происходила в прибрежной зоне неглубокого моря и в субаэральных условиях. В основании 200-метрового лавового покрова г. Платформа имеются лавы с шаровой отдельностью, указывающие на то, что первые порции лавы изливались здесь прямо в воду. Близкие по характеру толщи формируют хр. Медный на юго-западной окраине о. Онекотан.

→

Рис. 3.7. Геоморфолого-вулканологическая карта о-вов Онекотан и Харимкотан
Условные обозначения см. на рис. 3.4


С
в. Пик Немо
в. Пик Крепицына
о. Онекотан
0
4
8
12 км
о. Харимкотан
в. Севергина

Породы верхнего плейстоцена слагают уже вулканические образования, выраженные в рельефе. Наиболее старый из них – вулкан Крыжановского с трехкилометровой вершинной кальдерой. Его склоны и борта кальдеры расчленены глубокими эрозионными промоинами и разрушены многочисленными обвалами. Преобладающие породы – базальты [*Горшков*, 1967].

Породы основного состава образуют и самый крупный на острове существенно лавовый стратовулкан Тао-Русыр. Вершинная часть вулкана уничтожена ~ 7500 ^{14}C л.н. в результате катастрофического эксплозивного извержения, сопровождавшегося формированием кальдеры Тао-Русыр размером 7,8 × 7 км, площадью по бровке ограничивающего уступа 42 км^2 и первичным объемом полости ~ 30 км^3. Было выброшено 50–60 км^3 материала (тефра, взрывные отложения, отложения пирокластических потоков) общим весом (100–120) × 10^9 т. В стенках кальдеры [*Горшков*, 1967] вскрыта слоистая толща мощностью до 500 м из чередующихся лав и пирокластики основного состава, но с явным преобладанием лав. Выделены афировые базальты в основании разреза, преобладающие оливиновые базальты, занимающие подчиненное положение двупироксеновые андезибазальты. В самом верху разреза описан прослой дацитовой пемзы, перекрытый маломощными базальтовыми потоками. Не исключено, что прослой пемзы – тефра катастрофического кальдерообразующего извержения ~ 24500 ^{14}C л.н., с которым было связано возникновение кальдеры Немо III [*Мелекесцев и др.*, 1997].

Сейчас в кальдере находится андезитовый действующий (самое молодое извержение было в 1952 г.), существенно пирокластический стратовулкан Пик Креницына (абс. высота 1325 м).

К северной части о. Онекотан приурочен сложно построенный кальдерный комплекс Немо, подробно описанный в отдельной статье [*Мелекесцев и др.*, 1997]. Выделены: кальдера Немо I размер 9 × 10 км, площадь 70–75 км^2, первичный объем полости до 50 км^3; выросший на ее дне стратовулкан Старый Немо с поперечником основания 5–6 км; кальдера Немо II (диаметр ~ 6 км, площадь ~ 30 км^2, первичный объем полости 10–15 км^3); кальдера Немо III (размер 5,5 × 4,5 км, площадь 17 км^2, первичный объем полости 5–6 км^3, возраст 24,5–25 тыс. ^{14}C лет). Сохранилась только пирокластика (игнимбриты и пемзы) кальдерообразующего извержения Немо III (реконструированный объем 9–11 км^3, вес (12–14) × 10^9 т) мощностью до 60–70 м. Выявлен антидромный характер изменения состава ювенильных продуктов в ходе этого извержения (от дацитов до андезибазальтов), установлены признаки смещения магм дацитового и андезибазальтового (базальтового?) состава.

Посткальдерные вулканические образования включают три постройки, объединенные в компактном коротком хребте северо-западного простирания: андезитовый экструзивный купол, стратовулканы Пра-Пик Немо (андезитовый) и действующий Пик Немо (андезитовый-андезибазальтовый) высотой 1019 м. Их суммарный объем 8,6 км^3, а суммарный вес изверженных продуктов, с учетом тефры, выпавшей за пределами построек, ~ 20 × 10^9 т.

По сути дела, породы и постройки новейшего этапа вулканизма занимают всю площадь о. Онекотан – 425 км^2, но фактическая площадь их распространения была еще больше.

То же относится и к о. Шиашкотан (см. рис. 3.8) площадью 122 км^2. В его пределах многоцентровые вулканические массивы среднего плейстоцена-голоцена Синарка и Кунтомintар насажены на террасированные вершины двух комплексных вулканоидов, в строении которых принимают участие более древние породы новейшего этапа вулканизма. В составе массива Синарка выделяется порядка 20 небольших СЛС и экструзивных куполов разной степени сохранности, а также отдельных фрагментов подобных форм. Действующим является СЛС, в кратере которого находится экструзивный купол – высшая (934 м) точка всего массива. Массив Кунто-

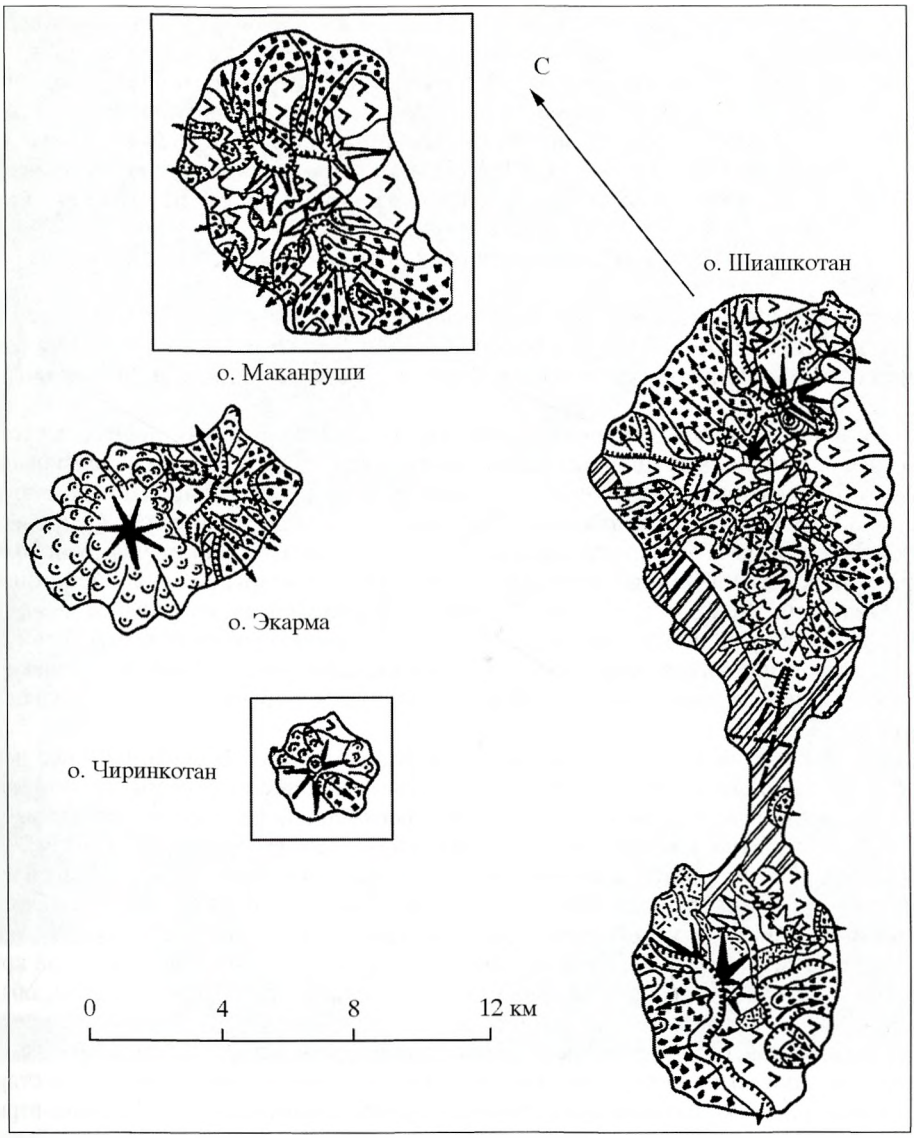


Рис. 3.8. Геоморфолого-вулканологическая карта о-вов Шиашкотан, Маканруши Экарма, Чиринкотан

Условные обозначения см. на рис. 3.4

минтар меньше по размерам и состоит из 9–10 вулканических форм. Центральное положение занимает средний по размерам СПС типа Сомма-Везувий, высота его вершины 828 м. В сумме выраженные в рельефе вулканические постройки занимают ~ 60% всей площади о. Шиашкотан. Многие постройки разных возрастов сильно разрушены сейсмотектоническими обвалами (см. рис. 3.8).

Породы более старых вулканических образований массива Синарка – чаще всего андезибазальты. Спекшиеся туфы – андезитовые. Молодой конус и экструзивные куполы сложены двупироксеновыми андезитами [*Горшков*, 1967]. Преобладающие породы СПС Кунтоминтар – двупироксеновые андезиты.

Вулканические образования, приуроченные к западной части предполагаемой, выделенной нами кальдеры размером 15 × 20 км (см. рис. 3.7), занимают весь о. Харимкотан (площадь 68 км^2) с действующим экструзивным вулканом Севергина. Последний известен своими катастрофическими эксплозивными извержениями типа направленного взрыва, происходившими в 1713 и 1933 гг. и вызывавшими мощные цунами [*Горшков*, 1967]. Возраст посткальдерных вулканических построек – верхний плейстоцен-голоцен. Состав пород преимущественно андезитовый: 57,74–60,03% SiO_2, 3,11–3,45% Na_2O; 0,78–0,95% K_2O [*Федорченко и др.*, 1989]. Ювенильная пемза пирокластических потоков – дацит с 67,5% SiO_2 [*Горшков*, 1967].

Острова Маканруши (49 км^2, максимальная высота 1170,7 м), Экарма (30 км^2 и 1170 м), Чиринкотан (6 км^2 и 724 м) и Авось (0,03 км^2 и 34 м) – вершины одноименных островов-вулканов, поднимающихся со дна Курильской глубоководной котловины.

Наиболее сложный по строению о. Маканруши (см. рис. 3.8). Здесь имеется до 10 средне- и сильно разрушенных мелких и средних СЛС, слившихся своими основаниями, а также отдельных фрагментов таких вулканов. Преобладающий состав пород базальтовый-андезибазальтовый. Характерно обилие измененных пород, что обеспечило исключительно широкое развитие обвальных процессов. Судя по степени разрушенности наземных вулканических форм, их возраст верхнеплейстоценовый. Подводный пьедестал острова образован несколькими сросшимися между собой крупными вулканическими постройками, вершинные части которых были срезаны при формировании террасовых уровней шельфа. Общая высота острова-вулкана над морским дном более 2000 м, а его объем порядка 260 км^3 (надводная часть – 75–80 км^3).

Геоморфология о. Экарма (см. рис. 3.8) более простая. В восточной его части располагается сильно разрушенный обвальными процессами остов предположительно существенно лавового стратовулкана верхнеплейстоценового возраста, сложенный интенсивно измененными породами. На западе острова – действующий СПС Экарма, возникший в голоцене. Его породы – двупироксеновые андезиты и андезибазальты, наиболее молодые потоки и вершинный экструзивный купол – с заметной примесью роговой обманки [*Горшков*, 1967]. Подводный пьедестал, как и у Маканруши, состоит из нескольких абрадированных, слившихся между собой крупных вулканов. Общая высота острова-вулкана над морским дном > 2200 м, объем ~ 145 км^3 (надводная часть – 7 км^3).

Почти весь о.Чиринкотан занят действующим голоценовым вулканом с тем же названием, только на северо-востоке имеется небольшой фрагмент более старой постройки (рис. 3.9). Южный сектор вулкана разрушен открытым обвально-взрывным кратером. На вершине – два экструзивных купола. Лавовые потоки в береговых обрывах – основные двупироксеновые андезиты, андезибазальты и базальты. Лавы более высоких частей конуса – кислые пироксен-роговообманковые андезиты [*Горшков*, 1967; *Федорченко и др.*, 1989]. Общая высота острова-вулкана не менее 3000 м, объем ~ 270 км^3 (надводная часть – 1,5–2 км^3).

Остров-вулкан Авось представлен на поверхности только двумя торчащими над водой скалами, поднимающимися над 140-метровой подводной террасой, срезающей вершину вулкана. Основание вулкана размером 11 × 14 км и площадью 120 км^2 находится на глубине ~ 2000 м. Драгированные породы – свежие оливин-пироксен-плагиоклазовые базальты и андезибазальты. Высота постройки 2000 м, объем порядка 50 км^3 [*Авдейко и др.*, 1992].

К Онекотанскому блоку пространственно тяготеют также подводные вулканы поперечной зоны Маканруши и Чиринкотанской группы, морфология которых, петрология и петрохимия драгированных пород, геофизические характеристики приведены в монографии "Подводный вулканизм и зональность Курильской островной

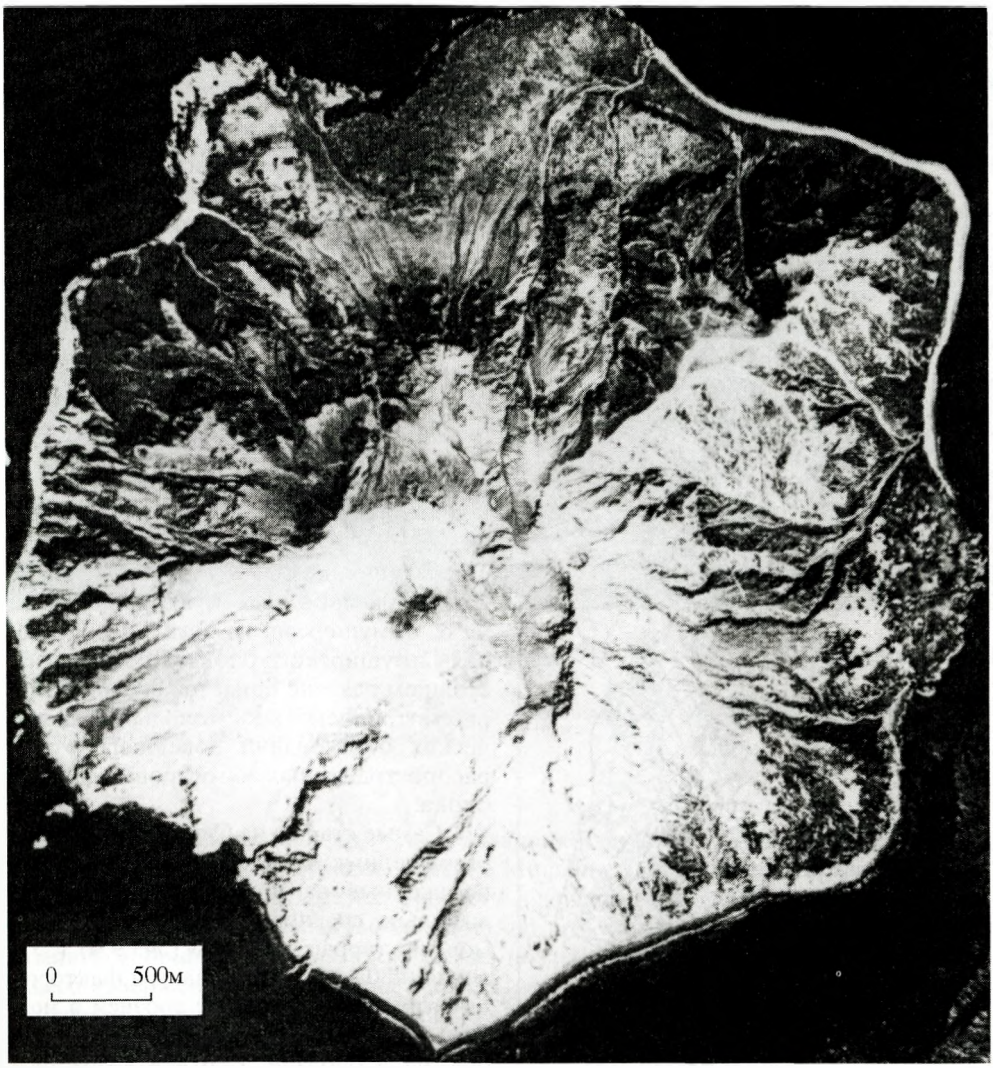


Рис. 3.9. Вулкан Чиринкотан, вид сверху

дуги" [*Авдейко и др.*, 1992]. Большинство их представлено весьма крупными формами с высотой построек 1000–3000 м и объемом от 10–20 до 315 км^3 – вулканический массив Эдельштейна Слагающие их породы имеют состав от андезитов до базальтов (см. табл. 3.1).

3.3.3. Симуширский блок

Длина Симуширского блока 300 км. Граница между ним и Онекотанским блоком проходит по проливу Крузенштерна, а между ним и Урупским блоком – по проливу Уруп. В отличие от остальных участков, подножие тихоокеанского склона внутренней дуги доходит здесь непосредственно до оси Курило-Камчатского желоба (рис. 3.3, *и*). Поэтому его высота достигает 9220–10900 м, что в 2–2,5 раза превышает высоту Охотского склона – 3800–4700 м. Осевая линия внутреннего хребта трас-



Рис. 3.10. Геоморфолого-вулканологическая карта о. Симушир

Условные обозначения см. на рис. 3.4

сируется главным образом небольшими по площади островами: Матуа (52 км^2), Расшуа (63 км^2), Ушишир (5,3 км^2), Кетой (73 км^2), Черные братья (39 км^2, в сумме). Исключением служит лишь о. Симушир – 352 км^2.

Самое большое количество выраженных в рельефе вулканических построек разного типа и возраста имеется на о. Симушир (рис. 3.10). Однако, как указывалось еще в начале 70-х годов XX в. [*Мелекесцев и др.*, 1974], непонятно, что для них служит фундаментом. С тех пор положение ничуть не изменилось, поскольку никаких новых исследований по названной проблеме не проводилось ни на о. Симушир, ни на остальных островах Симуширского блока. Поэтому в настоящем разделе придется ограничиться рассмотрением лишь молодых вулканических образований новейшего этапа, распространенных на островах данного блока.

Самые старые на Симушире – сильно разрушенные мелкие СЛС хр. Оленьего, насаженные на поверхность предположительно средне-верхнеплейстоценовых морских террас: г. Оленья (543,9 м), г. Узловая (480,8 м) и др. Главным фактором их разрушения, наряду с эрозией и морской абразией, служат многочисленные обвалы и оползни. Верхней возрастной границей для вулканов хр. Оленьего является время образования 90–100-метровой морской террасы, т.е. начало верхнеплейстоценового межстадиала (Q_3^3). По морфологии и степени сохранности к СЛС хр. Оленьего весьма близки СЛС средней части Симушира – вулканы Чикина, Иканминкот и расположенные рядом с ними два безымянных вулкана.

Большинство же вулканических образований имеют позднеплейстоценовый – голоценовый (последние 50 тыс. лет) возраст. Таковы – вулканический массив и кальдера Броутона, вулканичес-

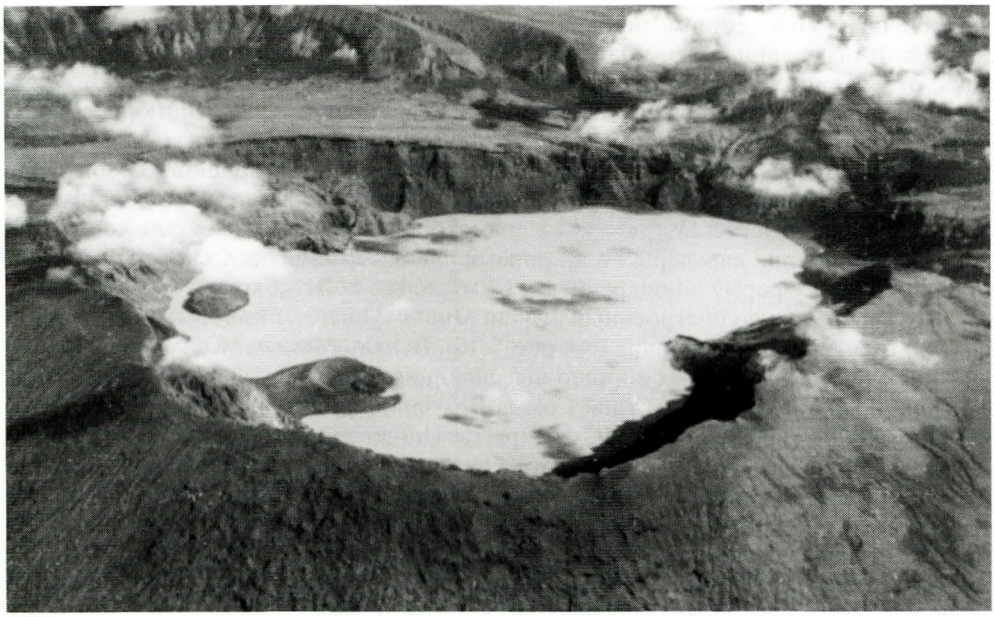


Рис. 3.11. Кальдера Заварицкого IV до извержения 1957 г., вид с востока–юго-востока (*Фото Г.С. Горшкова*)

Слева в озере экструзивный купол и сложно построенный шлаковый конус, за ними северо-западный борт кальдеры, разрушенный крупным обвалом

кий массив и кальдерный комплекс Заварицкого, вулкан Уратман, Пик Прево, сложно построенное сооружение вулкана Мильна с действующей Горячей сопкой.

Докальдерные лавы массива Броутона – двупироксеновые и гиперстеновые андезиты и андезибазальты (преобладают), но есть и пироксеновые безоливиновые базальты [*Горшков*, 1967]. Пирокластика позднеплейстоценового кальдерообразующего извержения представлена дацитовыми игнимбритами и пемзами. Мелекесцев предполагает, что было выброшено ~60 км^3 ювенильного и резургентного материала общим весом ~ 90 × 10^9 т. Размер возникшей кальдеры Броутона 7,5 × 7 км, площадь по бровке ограничивающего уступа 45 км^2, первичный объем полости ~30 км^3. Внутрикальдерный вулкан Уратман (абс. высота 679 м) с размером видимого основания 4 × 5 км отличается прекрасной сохранностью и имеет голоценовый возраст, как и три экструзивных купола у его северо-западного подножия (см. рис. 3.10). Центральный конус вулкана и два более мелких купола сложены двупироксеновыми андезитами, а самый крупный из них – амфибол-пироксеновым андезитом [*Горшков*, 1967].

Очень правильный по форме с первичным рельефом действующий СПС Пик Прево (абс. высота 1361) базальтовый, голоценовый. Вершинный внешний кратер имеет размер 0,45 × 0,65 км. В нем располагаются остатки шлакового конуса с внутренним воронкообразным кратером диаметром 350 м, заканчивающимся внизу глубоким колодцем диаметром ~200 м, с почти отвесными стенками (см. в [*Горшков*, 1967, фото 43]). Весьма сложные по своей геоморфологии вулканический массив и кальдерный комплекс Заварицкого имеют возраст от позднего плейстоцена до современного, так как недавнее извержение в кальдере было в 1957 г. Сомма двух ранних (позднеплейстоценовых) кальдер I и II образована двумя слившимися своими основаниями крупных стратовулканов. Они сложены преимущественно лавами с

подчиненным количеством пирокластики, имеющими состав от андезитов до базальтов. В основании более молодой соммы преобладают лавы, выше – пирокластика, отвечающие по составу пироксеновым андезитам [*Горшков*, 1967]. Внутренние и внешние склоны этой соммы во многих местах перекрыты игнимбритами или стратифицированной пачкой пемзы, имеющими дацитовый состав. В кальдере III молодой соммы располагается внутрикальдерный вулкан Заварицкого голоценового возраста. Это СПС, сложенный породами базальтово-дацитового состава. Его верх увенчан кальдерой IV (рис. 3.11.) диаметром ~3,5 км, дно которой занято озером. Именно на дне кальдеры IV и происходили извержения XX в. Кальдеры I и II имели округлую форму и поперечник ~ 6 км, кальдера III – около 5 км.

Крупный, сложно построенный вулкан Мильна (рис. 3.12) занимает всю юго-западную оконечность Симушира (см. рис. 3.10). Вулкан Мильна, точнее вулканический массив, состоит из трех хорошо выделяющихся построек: собственно вулкана Мильна (абс. высота 1540 м) типа Сомма-Везувий, расположенного на его северо-западном склоне небольшого СЛС с открытым на северо-запад обвально-взрывным кратером и действующего экструзивного вулкана Горящая Сопка. В трехкилометровом, открытом на юго-восток кратере соммы вулкана Мильна располагается молодой конус с мощными лавовыми потоками и вершинным куполом. Лавы соммы и молодого конуса – пироксеновые андезибазальты и андезиты: 53,00–59,74% SiO_2; 2,75–3,61% Na_2O; 0,72–1,61% K_2O [*Горшков*, 1967; *Федорченко и др.*, 1989]. Породы Горящей Сопки – двупироксеновые андезиты: 54,87–63,40% SiO_2; 2,95–3,53% Na_2O; 1,22–1,66% K_2O [*Горшков*, 1967; *Федорченко и др.*, 1989].

Наземные вулканические постройки островов Матуа, Расшуа, Ушишир, Кетой (рис. 3.13) приурочены к надводным и подводным морским террасам, срезающим вершины огромных комплексных вулканоидов.

Крупнейший из них – Матуа на одноименном острове. Размер его подводного основания 30 × 40 км, объем ~1200 км^3. Наземные вулканические постройки на о. Матуа занимают площадь 52 км^2 и имеют верхнеплейстоценовый-голоценовый



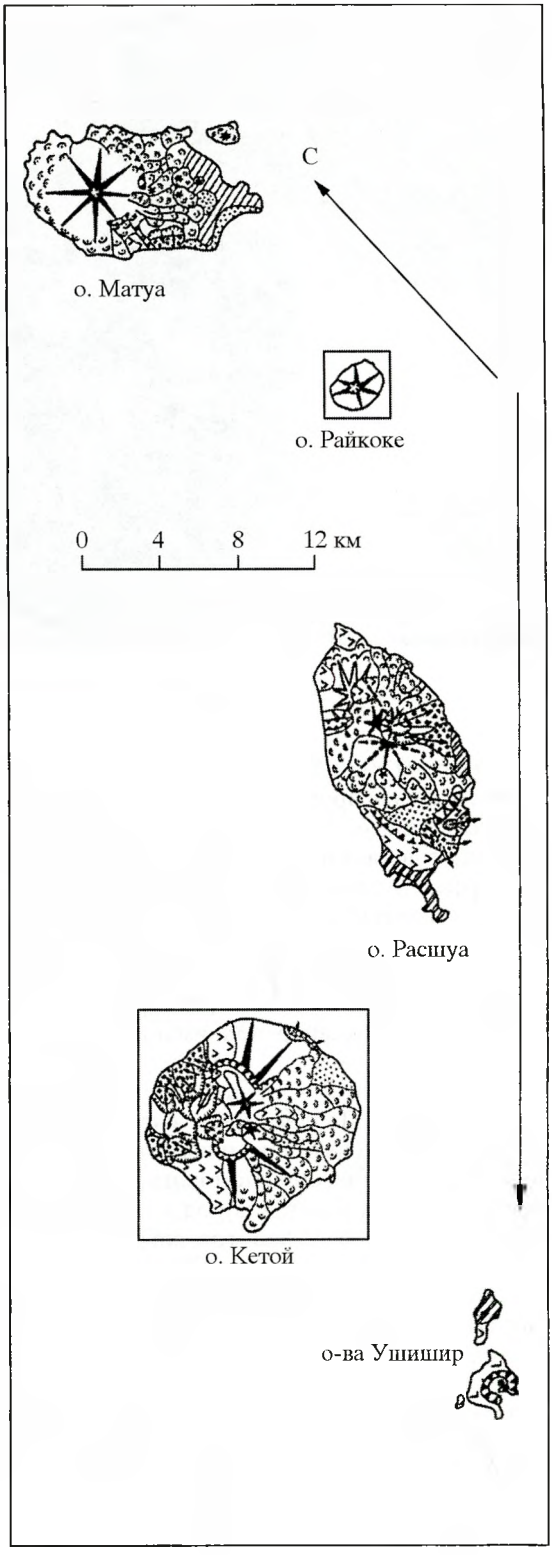
Рис. 3.12. Вулкан Мильна типа Сомма-Везувий на юге о. Симушир, вид с северо-запада (*Фото Г.С. Горшкова*)

Рис. 3.13. Геоморфолого-вулканологические карты о-вов Матуа, Райкоке, Расшуа, Кетой, Ушишир

Условные обозначения см. на рис. 3.4

возраст. К верхнему плейстоцену отнесены фрагменты сильно разрушенных построек, сохранившихся после образования (предположительно в самом конце позднего плейстоцена-начале голоцена) четырехкилометровой кальдеры обрушения Матуа. Голоценовый возраст имеет внутрикальдерный действующий вулкан Пик Сарычева (абс. высота 1497 м) и большинство одноактных эруптивных центров, включая расположенный в море вблизи юго-восточного берега Матуа о. Топорковый. Лавы вулкана Сарычева – двупироксеновые андезиты и андезибазальты, а также базальты [*Горшков*, 1967; *Федорченко и др.*, 1989]. Единственный одноактный позднеплейстоценовый эруптивный центр – сопочка Круглая сложена афировым базальтом.

Однотипно с Матуа построен и расположенный в 28 км к юго-западу от него о. Расшуа (см. рис. 3.13). Там тоже имеется докальдерный комплекс верхнеплейстоценового возраста из слившихся основаниями конусов СЛС, пять из которых сохранились после кальдерообразующего извержения. Возникшая предположительно в позднем плейстоцене кальдера имеет размер 5,5 × 5 км и площадь ~20 км^2. В ее северной части располагается посткальдерный вулканический массив из трех вулканов, включая и действующий вулкан Расшуа (абс. высота 956 м). Породы докальдерных построек – двупироксеновые андезибазальты и андезиты, бомбы недавних извержений вулкана Расшуа – двупироксеновые андезиты [*Горшков*, 1957; 1967]. Площадь, занятая вулканическими формами позднего плейстоцена-голоцена составляет 61 км^2.



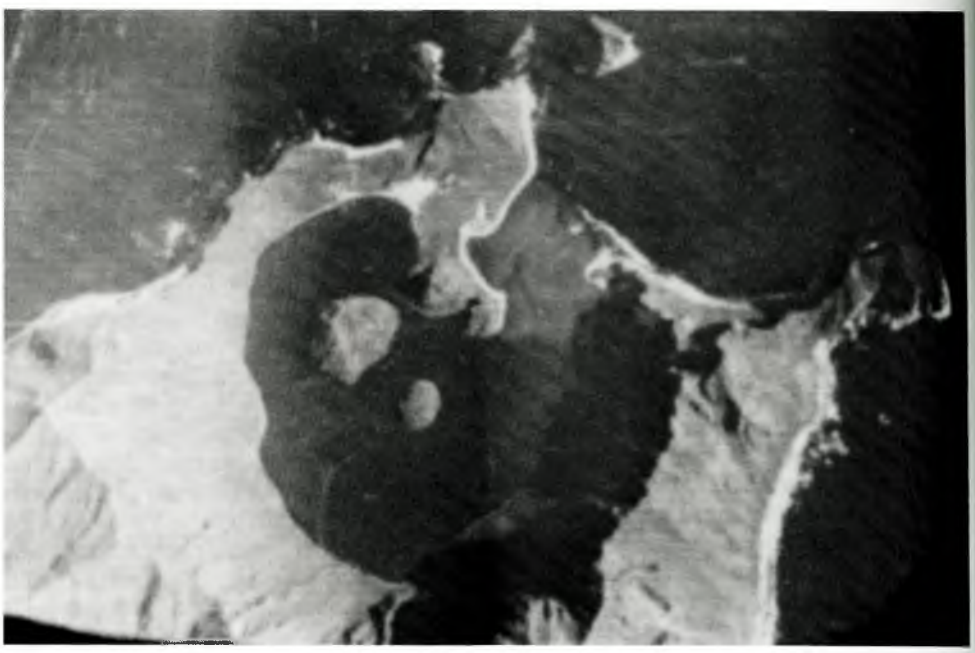


Рис. 3.14. Остров Янкича с кратером, залитым морем, вид сверху

Острова Ушишир (северный – Янкича, южный – Рыпонкича) также располагаются на террасированной вершине комплексного вулканоида. По предположению Мелекесцева, о. Рыпонкича – внутрикальдерный вулкан, а Янкича – надводный фрагмент докальдерной постройки. Сама же кальдера в настоящее время затоплена морем. Ее размер 8 ×6 км. В центре о. Янкича (рис. 3.14) – крупный (~1,6 км в диаметре) залитый морем кратер. В центре кратера – два свежих по облику экструзивных купола, в южной его части – остатки еще двух, более старых экструзивных куполов. Все они сложены пироксен-роговообманковыми андезитами [*Горшков*, 1967]. По данным в работе [*Федорченко и др.*, 1989], в строении вулканических построек о-вов Ушишир принимают участие породы от базальтов до дацитов: SiO_2 50,92–67,87%.

Весь о. Кетой – сложно построенный вулканический массив с действующим вулканом Пик Палласа (абс. высота 1002 м) в центральной части (см. рис. 3.13). В его состав входят, как минимум, семь-восемь вулканических построек, имеющих возраст от верхнего плейстоцена до современного, многие из них разрушены крупными обвалами. Состав пород, слагающих вулканический массив, варьирует от основных базальтов до дацитов, современные лавы Пика Палласа – двупироксеновые андезиты [*Горшков*, 1976; *Федорченко и др.*, 1989].

Острова Черные Братья (рис. 3.13. и 3.15) – две группы (о. Чирпой и о. Брат Чирпоев) вулканических образований в подводно-надводной кальдере Горшкова размером 14 × 11 км. Ее существование предполагалось Г.С. Горшковым [*Горшков*, 1967], а детально она была исследована э/с "Вулканолог" [*Авдейко и др.*, 1992]. Надводным фрагментом докальдерной постройки является п-ов Лапка на о. Чирпой, где вскрывается 150-метровый разрез из чередующихся лав андезибазальтового, реже андезитового состава и шлаков. Пачка докальдерных пород перекрывается трехметровым слоем черных игнимбритоподобных стекол дацитового состава – продукта кальдерообразующего извержения. Выше них залегает горизонт розово-белых, желто-белых волокнистых пемз, в которых встречены обломки бурых флюидаль-

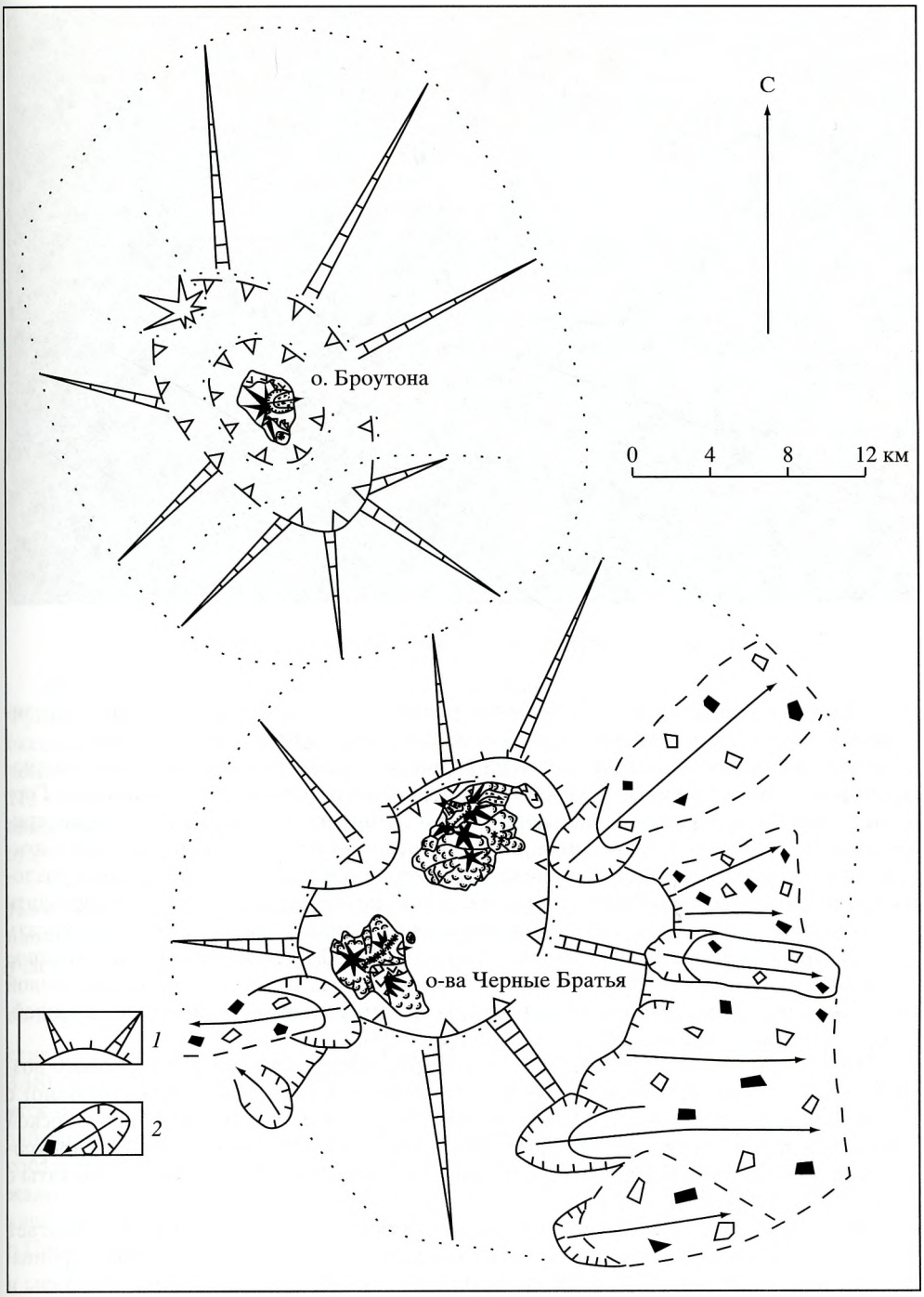


Рис. 3.15. Геоморфолого-вулканологическая карта о-вов Черные Братья и Броутона:

1 – склоны подводных вулканических массивов Горшкова и Броутона; *2* – подводные обвалы; остальные условные обозначения см. на рис. 3.4



Рис. 3.16. Вулканы о. Чирпой, вид с северо-востока (*Фото Г.С. Горшкова*)

ных дацитов и риодацитов, а также более редкие глыбы оливинсодержащих андезибазальтов. Этот горизонт тоже связан с кальдерообразующим извержением.

Сама же кальдера располагается на вершине огромного (поперечник подводного основания 40 × 35 км, объем ~600 км^3) подводного вулканического массива Горшкова [*Авдейко и др.*, 1992]. Кальдера внутри заполнена пирокластическим материалом мощностью > 400 м. Мощный (до 400 м) чехол пирокластики перекрывает южные и юго-восточные склоны массива. Амплитуда опускания по кольцевому разлому превышает 800 м [*Авдейко и др.*, 1992]. По оценке Мелекесцева, если исходить из размеров кальдеры, объем изверженной пирокластики мог достигать 100–150 км^3. Предполагаемый возраст кальдеры 40–50 тыс. лет, поскольку большое количество пемзы имеется в составе отложений морских террас северо-восточной оконечности о. Уруп (~40 км от кальдеры), сформированных во время верхнеплейстоценового межстадиала [*Мелекесцев и др.*, 1974].

На о. Чирпой (рис. 3.16) имеется шесть эруптивных центров голоценового возраста, тесно слившихся между собой и соединенных песчаной косой (томболо) с п-вом Лапка. Конус Чирпой (691 м) – самый северный и старый, разрушен морской абразией и двумя крупными обвалами. Действующий конус Черного (624 м) приурочен к центру острова. Лавы конусов Черного и Сноу – двупироксеновые андезиты с 59–60% SiO_2 [*Горшков*, 1967].

На о. Брат Чирпоев количество голоценовых эруптивных центров достигает 14–15, из них восемь – одноактные на трещине северо-восточного простирания. Вулкан Брат Чирпоев на юго-западе острова – самый высокий (752 м). Его лавы и шлаки – оливин-пироксеновые базальты [*Горшков*, 1967].

Объем посткальдерных построек островов Чирпой и Брат Чирпоев и внутрикальдерной пирокластики оценен в 25 км^3 [*Авдейко и др.*, 1992].

У северного окончания блока, в 17 км к северо-северо-востоку от о. Матуа располагается остров-вулкан Райкоке, у южного, в 20 км к северо-востоку от о. Чирпой – остров-вулкан Броутона. Надводная голоценовая часть Райкоке – действую-

щий СПС (абс. высота 551 м) с 700-метровым кратером глубиной до 200 м на вершине. Его породы – авгитовые базальты [*Горшков*, 1967]. Фактическая высота этого острова-вулкана > 3000 м, размер подводного основания 13 × 18 км, объем – 170–180 км^3 (надводная часть – 0,8 км^3). Еще крупнее остров-вулкан Броутона: высота 4,2 км, площадь подводного основания 590 км^2, объем 800 км^3 [*Авдейко и др.*, 1992]. Надводная (см. рис. 3.13) часть состоит из двух доголоценовых, сильно разрушенных построек центрального типа и лучше сохранившегося СПС (абс. высота 801 м), на восточном склоне которого имеется крупный обвальный цирк. Породы надводной постройки имеют состав от базальтов до андезитов [*Горшков*, 1967; *Федорченко и др.*, 1989]. Проведенный Мелекесцевым анализ батиметрии подводного основания острова-вулкана Броутона позволяет предполагать наличие там одной или двух молодых подводных кальдер. На это указывает и обилие (70–80%) среди драгированного материала очень свежих обломков и глыб биотит-амфиболовых пемзовидных риодацитов [*Авдейко и др.*, 1992].

В примыкающей с запада к Симуширскому блоку части Курильской глубоководной котловины обнаружено 20 подводных вулканов. Много подводных вулканов (по большей части с террасированными абрадированными вершинами на глубинах от 120–140 до 550–600 м) имеется в пределах самой Главной гряды Курил. В работе [*Авдейко и др.*, 1992] все подводные вулканы объединены в группу Расшуа, Симуширскую поперечную зону и Броутонскую группу. В ней обобщены и все известные данные по подводным вулканам этого участка Курильской островной дуги.

3.3.4. Урупский блок

Протяженность Урупского блока внутреннего хребта между проливами Уруп и Фриза ~160 км. Максимальная высота охотоморского склона хребта ~4500 м, тихоокеанского – 3600 м (см. рис. 3.1, *е*). Все выраженные в рельефе наземные вулканические образования новейшего этапа вулканизма сосредоточены на о. Уруп, длиной 115 км площадь 1430 км^2). Однако их возраст не выходит за пределы второй половины среднего плейстоцена, когда на месте современного о. Уруп появилась первая суша [*Мелекесцев и др.*, 1974].

Самые старые вулканические образования представлены на острове фрагментами поднятых и расчлененных, некогда обширных лавовых равнин, связанных с площадными излияниями лав андезибазальтового-андезитового состава. На ряде участков они служат фундаментом высоких (до 300 м) морских террас, возникших во время верхнеплейстоценового межледниковья $\left(Q_3^3\right)$. Более молодые вулканические формы локализованы в пределах четырех обособленных участков (рис. 3.17, 3.18) (по работе [*Горшков*, 1967] – пяти). На территории каждого из участков имеется большое количество мелких и средних, редко крупных СЛС, сложенных андезибазальтами и андезитами. Старейшие вулканы предположительно имеют возраст, соответствующий концу среднего плейстоцена. Однако их формирование продолжалось, по-видимому, и в первой половине верхнего плейстоцена. Для всех этих вулканов характерно линейно-гнездовое расположение эруптивных центров, как на о.Парамушир (см. разд. 3.3.1).

Самым северо-западным является участок размером 8 × 10 км (сложно построенный вулканический массив) г. Десантной. Это сильно разрушенный крупный СЛС с абсолютной высотой вершины 867 м и высотой постройки 400–500 м. Помимо него имеется еще более 20 вулканических построек и их разрушенных частей. Голоценовые вулканические формы здесь отсутствуют.

Примерно так же устроен и следующий вулканический массив, находящийся к юго-западу. Он более крупный – 15 × 16 км, а количество эруптивных центров в его

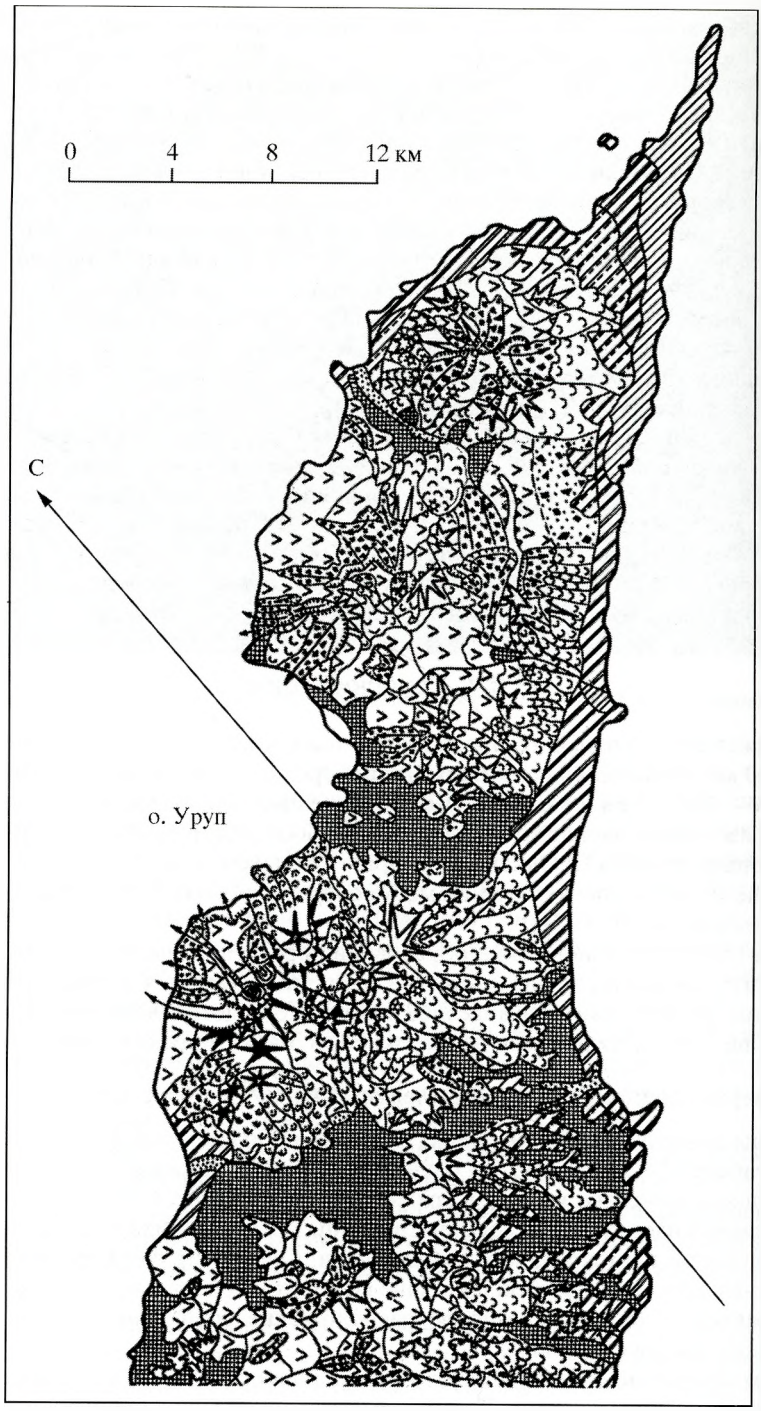


Рис. 3.17. Геоморфолого-вулканологическая карта северо-восточной части о. Уруп
Условные обозначения см. на рис. 3.4

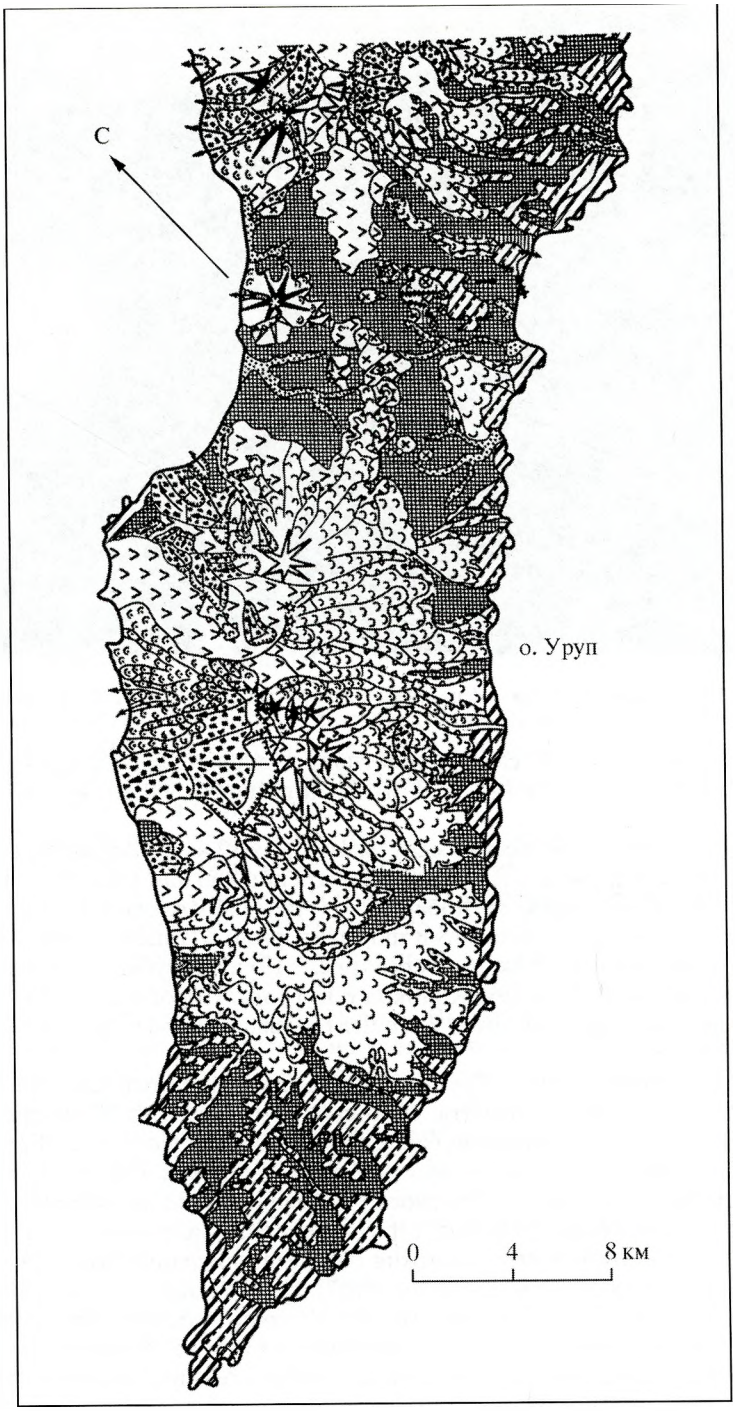


Рис. 3.18. Геоморфолого-вулканологическая карта юго-западной части о. Уруп

Условные обозначения см. на рис. 3.4

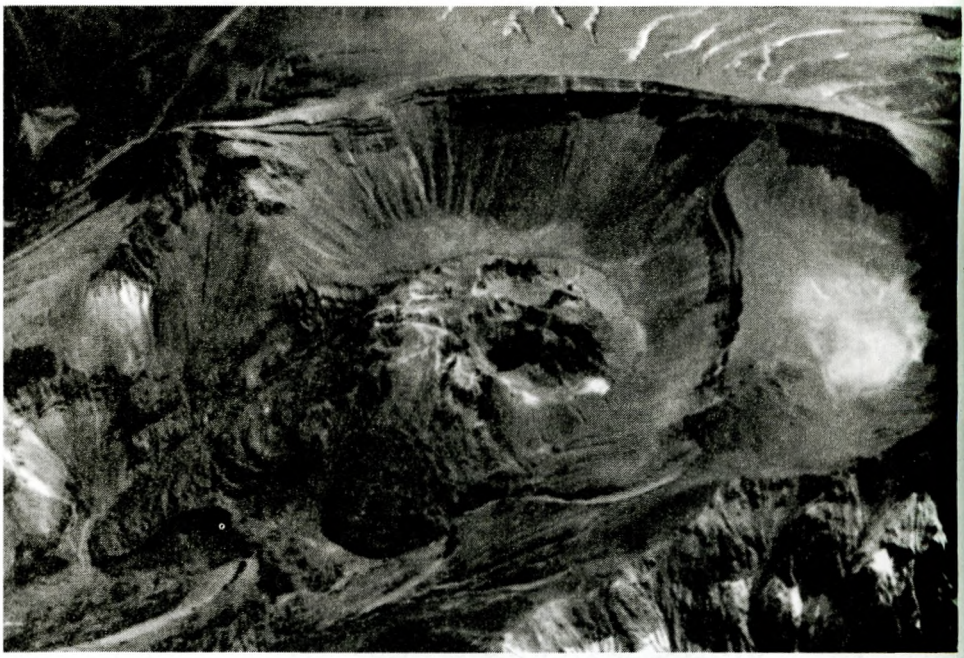


Рис. 3.19. Вулкан Берга на о. Уруп, вид с северо-запада (*Фото Г.С. Горшкова*)

пределах превышает 40. К самым заметным вулканическим формам относятся г. Трехглавая (1137 м), г. Ирина (703 м), г. Литвинова (590 м), вулкан Антипина (1120 м).

Третий вулканический массив имеет размер 16 × 12 км и состоит из двух частей: восточной, которая служит аналогом рассмотренных выше массивов, и западной, приближенной к охотоморскому побережью – группы Колокол [*Горшков*, 1967] с 13–14 голоценовыми вулканическими формами разных типов. К группе Колокол приурочены действующие вулканы Берга (рис. 3.19) и Трезубец, а также, вероятно, потенциально активные вулканы Колокол и Борзова. Породы соммы вулкана Трезубец – двупироксеновые андезиты, а его центральные купола – роговообманковый андезит [*Горшков*, 1967].

В самой широкой части о. Уруп располагается обширный (22 × 18 км) вулканический массив хр. Петра Шмидта, состоящий более чем из 50 средне- и сильно разрушенных построек средне-верхнеплейстоценового возраста. Единственная позднеплейстоценовая(?)-голоценовая постройка – вулкан Три Сестры на берегу Охотского моря. Он соответствует своему названию, так как включает три самостоятельных существенно лавовых стратовулкана, высота самого крупного из них – 999 м. Одна бомба с его подножия (мыс Непройдешь) отвечает по составу роговообманковому андезиту [*Горшков*, 1967], другая – андезито-базальтовая [*Федорченко и др.*, 1989]. Лава небольшого (543 м), тоже предположительно позднеплейстоцен(?)-голоценового возраста, одиночного вулкана Рудакова на охотоморском побережье относится к андезибазальту с вкрапленниками авгита, гиперстена и оливина [*Горшков*, 1967].

Самый протяженный (~30 км) вулканический массив хр. Криштофовича занимает почти всю юго-западную часть Урупа. Здесь тоже доминируют сильно разрушенные вулканические постройки средне-верхнеплейстоценового возраста, которых более 20. Только группу из шести вулканических центров можно отнести к позднему плейстоцену-голоцену, несмотря на то что три западных конуса разрушены

крупными обвалами. Общее простирание цепочки этих молодых вулканов юго-восточное, поперек острова. Самый высокий в группе – вулкан Ивао (1430 м).

Приведенный материал показывает, что Урупский блок – самый бедный в Главной гряде по разнообразию наземных вулканических форм. Мало здесь действующих аппаратов и вообще молодых вулканов. Еще одна особенность блока – почти полное отсутствие в тыловой зоне за ним подводных вулканов. Единственный подводный вулкан 9-пб.14 расположен у северо-западного склона о. Уруп, в 8 км от его северо-восточного окончания [*Авдейко и др.*, 1992]. Он имеет плоскую вершину размером 3,5 × 6 км на глубине 120–140 м, а подножие его крутого (20–30°) северо-западного склона находится на глубине 2000–2300 м в Курильской котловине. Объем вулкана 80 км^3. Считается [*Авдейко и др.*, 1992], что он возник в интервале 0,7–0,001 млн. лет.

3.3.5. Итурупский блок

Кулисообразно смещенный к западу по отношению к Урупскому Итурупский блок длиной 220–225 км внутреннего хребта тянется от пролива Фриза на северо-востоке до пролива Екатерины на юго-западе. Северо-западное его подножие опущено на глубину > 3000 м, юго-восточное находится на глубинах всего 300–500 м (см. рис. 3.1, *в*, *г*). Высота охотоморского склона превышает 4500–4600 м, океанского – не более 2000 м. Наземные и подводные вулканические образования здесь намного разнообразнее, чем в пределах Урупского блока: больше молодых и действующих вулканов.

Все наземные вулканические формы сосредоточены на о. Итуруп (длина 203 км, площадь 3200 км^2). Остров имеет очень сложные очертания, что во многом определяется четко выраженным групповым расположением вулканических образований новейшего этапа вулканизма.

Крайняя северо-восточная группа (рис. 3.20) включает вулканические массивы Камуй-Демон, п-ова Медвежий и Цирк. Массив Камуй-Демон размером 12 × 20 км включает минимум 11–12 эруптивных центров, представленных различными по размеру и степени разрушенности (от средней до сильной) СЛС и экструзивные купола. Их возраст заключен в интервале от второй половины среднего плейстоцена до первой половины верхнего плейстоцена включительно [*Мелекесцев и др.*, 1974]. Самый высокий (1323 м) – крупный СЛС Камуй. Высота СЛС Демон 1206 м (рис. 3.21).

Массив п-ва Медвежий состоит из трех разновозрастных вулканических сооружений: сложной по геоморфологии докальдерной постройки, кальдеры (или двух кальдер) Медвежьей (10 × 9,5 км, 75 км^2 – по бровке уступа, 8 × 8 км, 44 км^2 – по дну), ассоциирующихся с ней (с ними) пемзоигнимбритовых покровов и посткальдерных вулканов Медвежий (1125 м), Кудрявый (986 м), Средний (1113 м) и др. Датировка Ar/Ar образца (хорошо раскристаллизованный оливин-пироксен-плагиоклазовый базальт) с плато под пемзово-игнимбритовой толщей на океаническом побережье 1,03 ± 0,6 млн. лет, а игнимбрита из этой толщи – 0,41 ± 0,1 млн. лет [*Ермаков, Штейнберг*, 1999]. Вторая дата представляется нам заниженной, поскольку игнимбриты всегда "заражены" примесью старого материала, от которого невозможно избавиться. Датировка Ar/Ar оливин-пироксен-плагиоклазового базальта из лавового потока, перекрывающего пемзово-игнимбритовую толщу, 0,17 ± 0,3 млн лет. Наблюдавшаяся [*Ермаков, Штейнберг*, 1999] мощность пемзово-игнимбритовой толщи от 50 до 260 м. В основании ее выделяются грубообломочные (отдельные блоки пород размером до 5–7 м), из разнообразного по составу резургентного материала, взрывные отложения, в средней части – пачка пемз, в верхней – вулканогенно-осадочные пемзоиды, в кровле – игнимбриты. В нижнем течении р. Глушь пемзы пирокластического по-

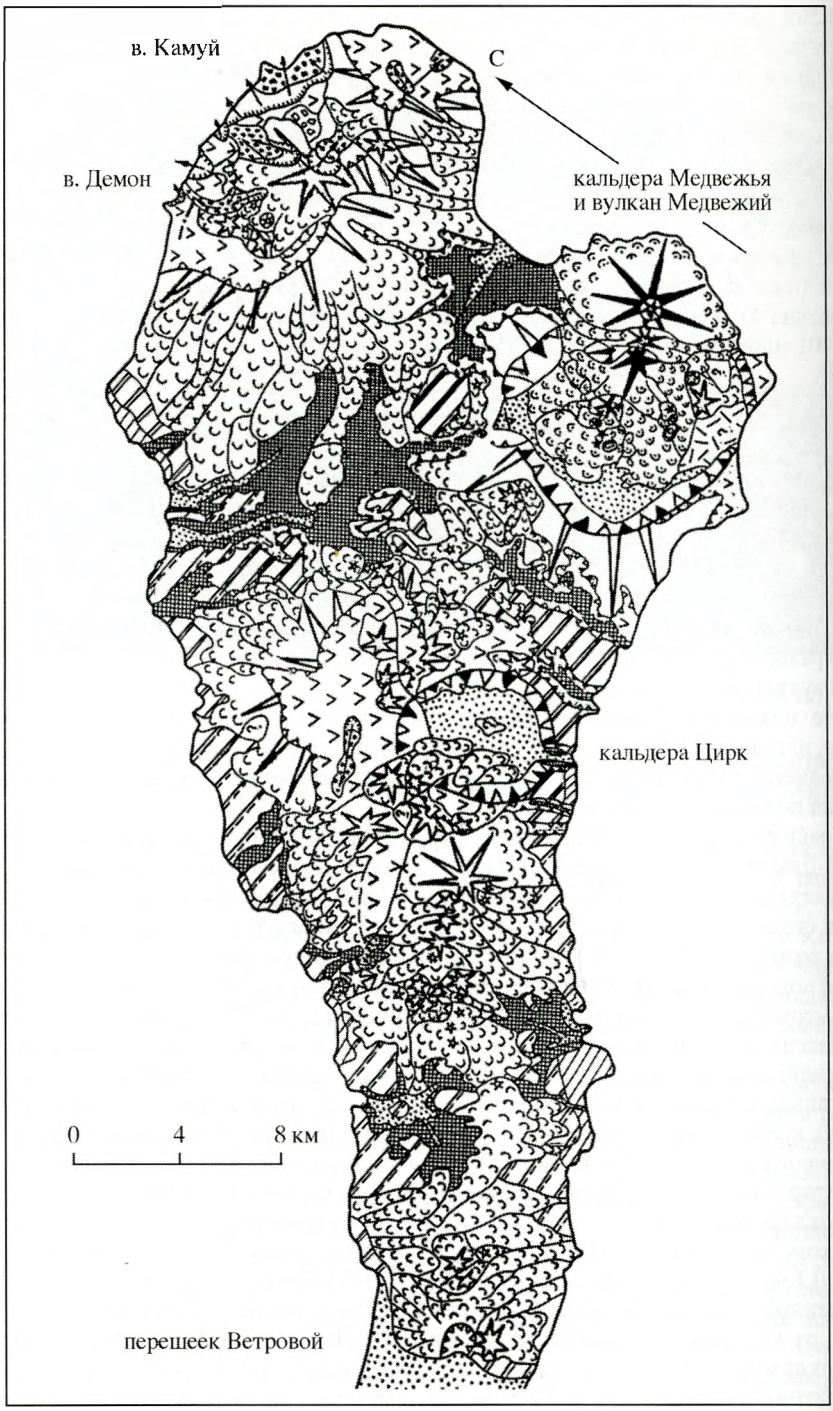


Рис. 3.20. Геоморфолого-вулканологическая карта северо-восточной оконечности о. Итуруп

Условные обозначения см. на рис. 3.4

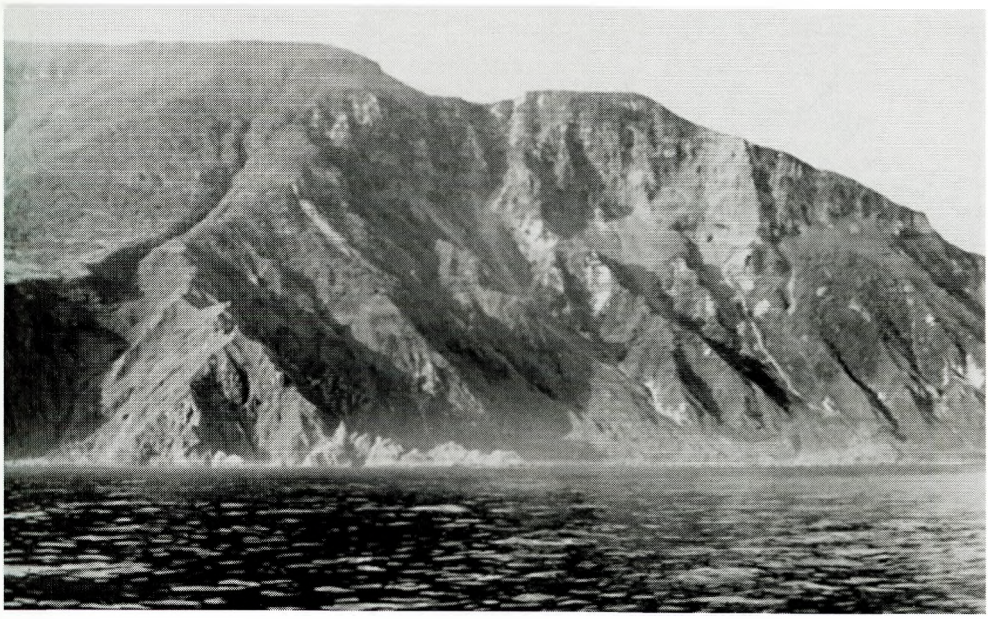


Рис. 3.21. Разрушенная морской абразией и обвалами северо-западная окраина вулканического массива Камуй-Демон (*Фото И.В. Мелекесцева*)

крова кальдеры Медвежьей лежат непосредственно на отложениях верхнеплейстоценового межледниковья [*Мелекесцев и др.*, 1974]. Состав пирокластики варьирует от андезитов до дацитов (59–68% SiO_2), преобладают андезидацитовые (61–68% SiO_2) разности [*Горшков*, 1967; *Остапенко*, 1969].

Из посткальдерных вулканов самые старые – крайний восточный СПС Медвежий и полупогребенная постройка в центре кальдеры – крупный риодацитовый экзогенный купол, названный в работе палеовулканом Сиреневым [*Ермаков, Штейнберг*, 1999]. Их возраст – поздний плейстоцен-голоцен. Большинство остальных внутрикальдерных форм – голоценовые, вплоть до современных. Их морфология, геологическое строение, состав пород подробно описаны [*Ермаков, Штейнберг*, 1999]. Следует также отметить, что в кальдере Медвежьей 7700–7600 ^{14}C л.н. произошло и очень мощное субкальдерное извержение [*Мелекесцев и др.*, 2002].

Вулканический массив Цирк, продолжающийся до перешейка Ветровой, назван по одноименной кальдере (6,5 × 5,5 км, 27 км^2 – по бровке уступа, 4,5 × 4 км, 17 км^2 – по дну в наиболее широкой части массива). Не исключено, что она близка по возрасту к кальдере Медвежьей и что ее пирокластика совмещена с пирокластикой этой кальдеры в единой толще. Кальдера срезает крупный СЛС Сибеторо (853 м) и несколько более мелких вулканических форм. На северо-западный борт кальдеры насажены более молодые СЛС. Большое количество в разной степени разрушенных СЛС имеется и в юго-западной части массива. Всего в его пределах насчитывается более 40 эруптивных центров. Слагающие породы имеют состав от андезибазальтов до андезидацитов – г. Голец (442 м) на крайнем юго-западе.

На перешейке Ветровом имеются остатки обширного пемзового пирокластического покрова с видимой мощностью отложений > 200 м (рис. 3.22). Пемзы отвечают по составу дацитам с SiO_2 65–67% и были нагреты выше точки Кюри [*Мелекесцев и др.*, 1974]. Их ^{14}C возраст 38500 ± 500 лет (ГИН 7092) (*Булгаков*, 1994]. По нашему предположению, вероятнее всего, они связаны с обширной подводной кальдерой в заливе Простор, открытой э/с "Вулканолог" [*Авдейко и др.*, 1992].



Рис. 3.22. Пирокластика кальдерообразующего извержения (возраст 38–39 тыс. ^{14}C лет) на Ветровом перешейке о. Итуруп (*Фото И.В. Мелекесцева*)

Расположенная к юго-западу от перешейка вулканическая группа хребта Грозного (рис. 3.23) доходит до залива Касатка. Ее длина ~40 км, максимальная ширина – до 23 км. Самыми старыми в ее пределах являются фрагменты поднятых и расчлененных лавовых равнин предположительно среднеплейстоценового возраста. Наиболее распространенные формы – сильно и средне разрушенные СЛС, их фрагменты и лавовые купола, которых здесь насчитывается не менее 70. Их возраст средне-верхнеплейстоценовый [*Мелекесцев и др.*, 1974].

Все более молодые вулканические постройки, включая действующие и потенциально активные вулканы, приближены к океаническому побережью. Они приурочены на северо-востоке к группам вулкана Баранского (1126 м), а на юго-западе – вулкана Грозного (1158 м), наиболее детально описанных в работе [*Горшков*, 1967].

Действующий вулкан Баранского – довольно крупный (размер основания 6 × 9 км) с открытым на северо-запад кратером шириной 0,7–0,8 км, в котором расположен свежий по облику экструзивный купол. Подножие конуса со всех сторон окружено лавами, доходящими на юго-востоке до берега океана. Возраст вулкана позднеплейстоцен-голоценовый. Помимо этого вулкана в состав группы входят еще четыре экструзивных купола у его северо-западного подножия и лавовая бокка.

Группа вулканов Грозного устроена сложнее и имеет больше вулканических построек. Она включает вулкан Тебенькова (1212 м) с вершинным кратером диаметром 200 м и глубиной 50–70 м. Его лавы – двупироксеновые андезиты с вкрапленниками лабрадора, гиперстена и авгита [*Горшков*, 1967]. Вулкан Тебенькова насажен на крупный экструзивный вулкан, разрушенный громадным обвалом, обвальный цирк которого размером 0,8 × 1,5 км обычно называется кратером Мачеха. Лавы этого вулкана – двупироксеновые андезиты и андезибазальты. Вулканические формы массива действующего вулкана Грозного – семь сросшихся основаниями экструзивных куполов, приуроченных к полупогребенной кальдере размером 2 × 3 км (рис. 3.24).

Породы всех экструзивных куполов – двупироксеновые андезиты [*Горшков*, 1967].

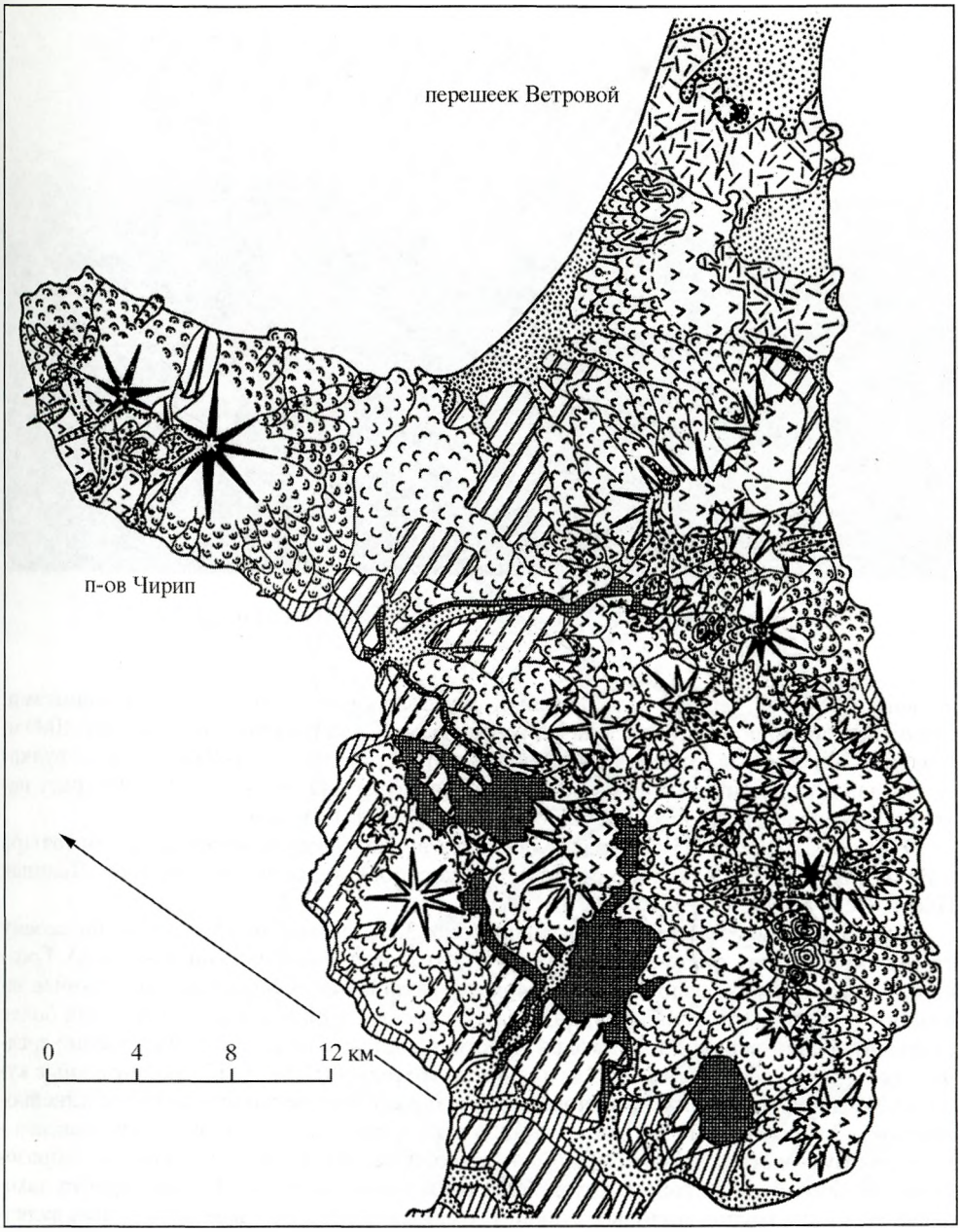


Рис. 3.23. Геоморфолого-вулканологическая карта вулканических массивов хр. Грозного и п-ва Чирип

Условные обозначения см. на рис. 3.4

Группа вулканов Чирип сформировала выступающий в Охотское море на 15–16 км полуостров с таким же названием. Это очень сложно построенный вулканический массив, включающий действующие вулканы Чирип (1561 м), Богдан Хмельницкий (1589 м), семь голоценовых эруптивных центров с лавовыми потоками на северной оконечности полуострова, а также не менее трех-четырех более



Рис. 3.24. Вулкан Грозный на о. Итуруп (*Фото Г.С. Горшкова*)

древних построек, сильно разрушенных или погребенных молодыми вулканитами. Основания вулканов находятся на островном склоне на глубине порядка 500–1000 м. Поэтому истинная высота построек достигает, вероятно, 2500–3000 м. Лавы вулкана Богдан Хмельницкий – двупироксеновые андезиты [*Горшков*, 1967]. Возраст наземных вулканов полуострова – верхний плейстоцен-голоцен.

На юго-западе о. Итуруп располагаются вулканические массивы хр. Богатырь и Рокко, гигантские отдельно стоящие полуострова-вулканы Атсонупури, Львиная Пасть, Верутарубе.

Вулканический массив хр. Богатырь (рис. 3.25) размером 15 × 30 км по своему строению и набору форм принципиально похож на вулканический массив хр. Грозный. Только здесь гораздо больше молодых вулканических образований, которые занимают порядка 60% общей площади всего массива. Причем, как и там, и для более старых (средний-верхний плейстоцен) форм, представленных преимущественно средне и сильно разрушенными СЛС, и для более молодых (СПС, СЛС, экструзивные купола), позднеплейстоцен-голоценовых форм характерно четко выраженное линейно-гнездовое расположение эруптивных аппаратов. Самые заметные на севере массива – вулканы Буревестник и Богатырь. Отчетливо выделяется также компактное образование из девяти слившихся между собой экструзивных куполов. На юге хребта находится еще одна группа молодых вулканов с самым крупным и высоким из них вулканом Стокап (1634 м) и его обширными лавовыми потоками. Помимо Стокапа здесь имеется еще пять эруптивных центров. Лавы вулкана Стокап – основные андезиты, андезибазальты и базальты [*Горшков*, 1967; *Федорченко и др.*, 1989].

В отличие от двух предыдущих самый южный вулканический массив Рокко (рис. 3.26) размером 20 × 10 км не имеет молодых положительных вулканических форм. Здесь представлены только разные по степени разрушенности и размерам СЛС и экструзивные купола средне-верхнеплейстоценового возраста. Врезанная в середине массива кальдера Урбич (6,5 × 5,5 км, 25 км^2 – по бровке уступа; 3,5 × 3 км, 9 км^2 – по дну) хорошо выражена в рельефе, но ее даже приблизительный возраст пока не установлен. Ясно только, что она не голоценовая.

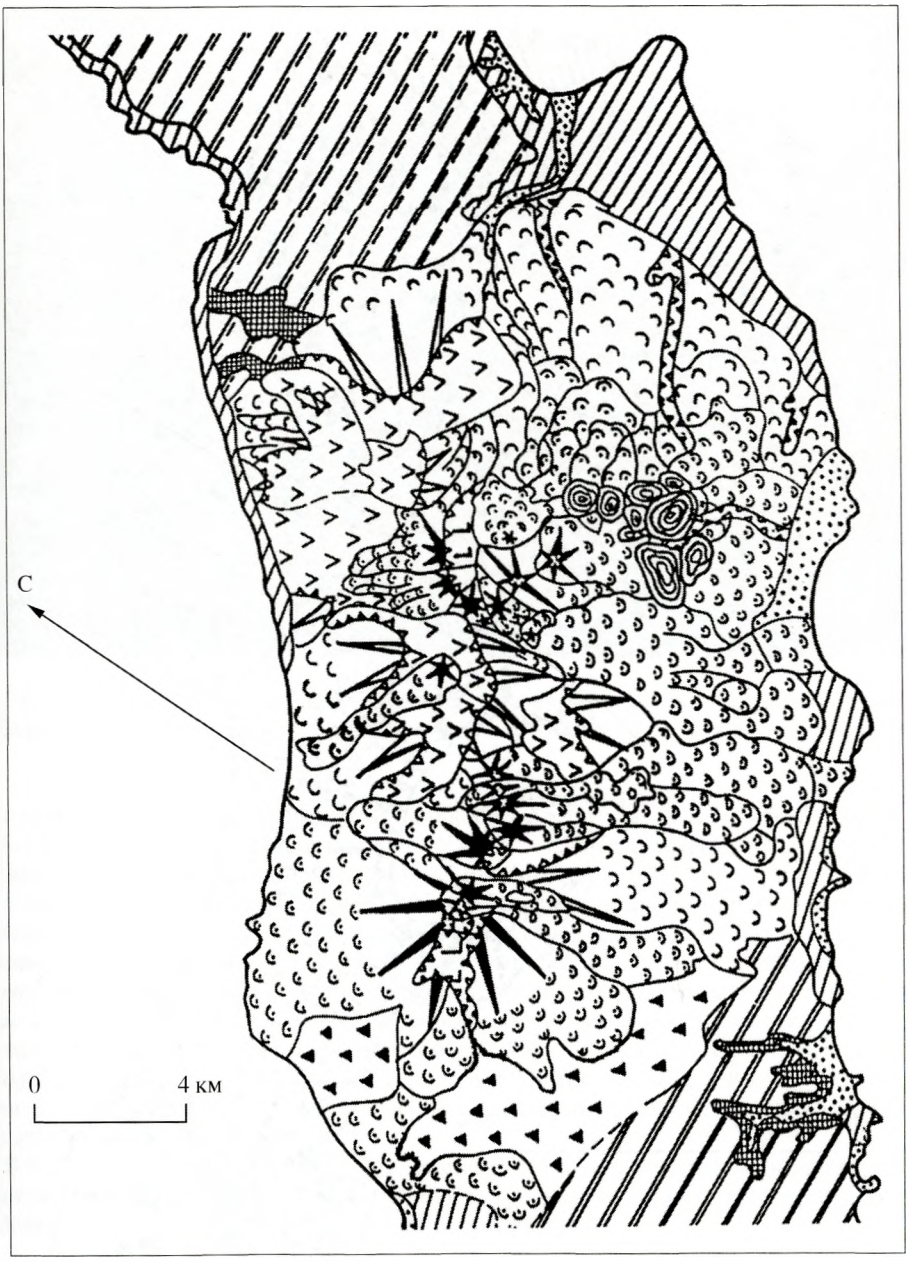


Рис. 3.25. Геоморфолого-вулканологическая карта вулканического массива хр. Богатырь
Условные обозначения см. на рис. 3.4

Полуострова-вулканы расположены строго по одной линии, имеющей северо-северо-восточное простирание (аз. 25°) простирание, но непонятно, имеет ли она тектоническое происхождение. Самый северный из них – Атсонупури (1205 м). Это сложенный базальтами СПС типа Сомма-Везувий с вершинным молодым конусом в двухкилометровом кратере. Его подводное основание имеет размер 14–16 км. Вулкан Львиная Пасть (рис. 3.27) – базальтовый СЛС, вершина которого была уничто-

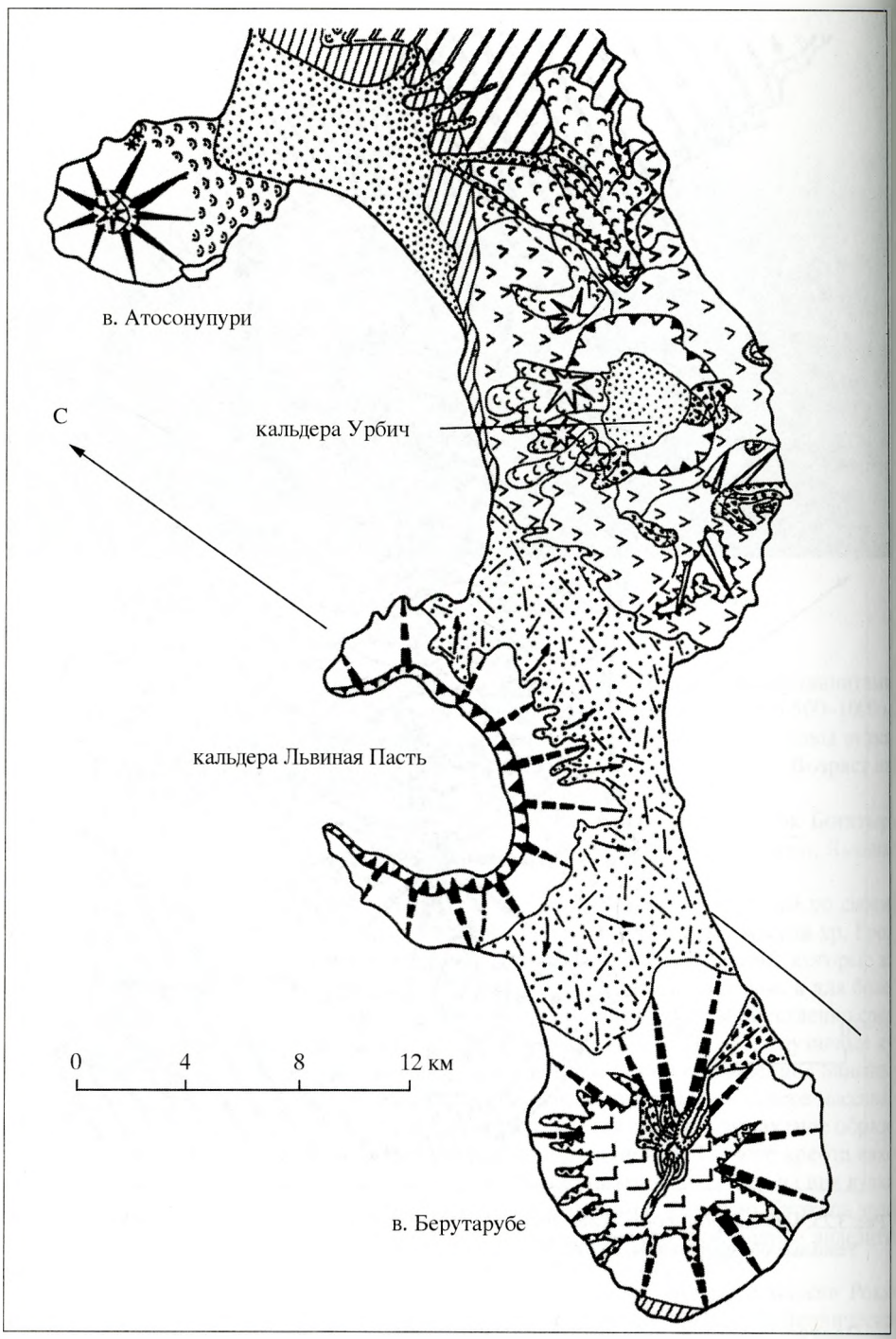


Рис. 3.26. Геоморфолого-вулканологическая карта юго-западной оконечности о. Итуруп
Условные обозначения см. на рис. 3.4



Рис. 3.27. Каньон в отложениях пирокластического покрова кальдерообразующего извержения Львиная Пасть. Перешеек Рока, о. Итуруп (*Фото И.В. Мелекесцева*)

жена при образовании одноименной кальдеры (9 × 6,5 км, 51 км^2 – по бровке уступа; 8 × 6 км, 39 км^2 – на уровне моря) ~ 9400 ^{14}C л.н. [*Мелекесцев и др.*, 1974]. С учетом данных геофизических исследований [*Бондаренко*, 1991], объем первичной полости кальдеры можно оценить в 70 км^3, а объем выброшенной при кальдерообразовании пемзовой пирокластики дацитового состава – в 170 км^3. Диаметр подводного основания вулкана 14–15 км. Вулкан Берутарубе (1222 м) – СЛС, сложенный породами, имеющими состав от андезибазальтов (преобладают) до дацитов [*Федорченко и др.*, 1989]. На сильно разрушенной денудационными процессами вершине находится экструзивный купол довольно свежего облика. Размер его надводного, овального в плане основания 11 × 13 км, диаметр округлого подводного основания равен 23–25 км. Все полуострова-вулканы имеют позднеплейстоцен-голоценовый возраст [*Мелекесцев и др.*, 1974].

В Курильской глубоководной котловине за Итурупским блоком обнаружены 30 подводных вулканов, входящих в Северо-Итурупскую и Южно-Итурупскую группы [*Авдейко и др.*, 1992]. Острова-вулканы отсутствуют.

3.3.6. Кунаширский блок

Кунаширский блок – самый южный во внутреннем хребте Курил. Его охотоморский склон высотой 800–4800 и намного выше, чем тихоокеанский (600–1900 м) из-за параллельно идущих хр. Витязи и Малой гряды Курил (см. рис. 3.1, А. Б). Все наземные вулканические образования, выраженные в рельефе, находятся на о. Кунашир (длина 123 км, площадь 1490 км^2). Как и на о. Итуруп, вулканические образования распространены на Кунашире резко неравномерно. Наибольшую площадь они занимают на севере острова (рис. 3.28), где находятся вулканический массив Руруй и самый крупный и высокий (1822 м) действующий вулкан Тятя.

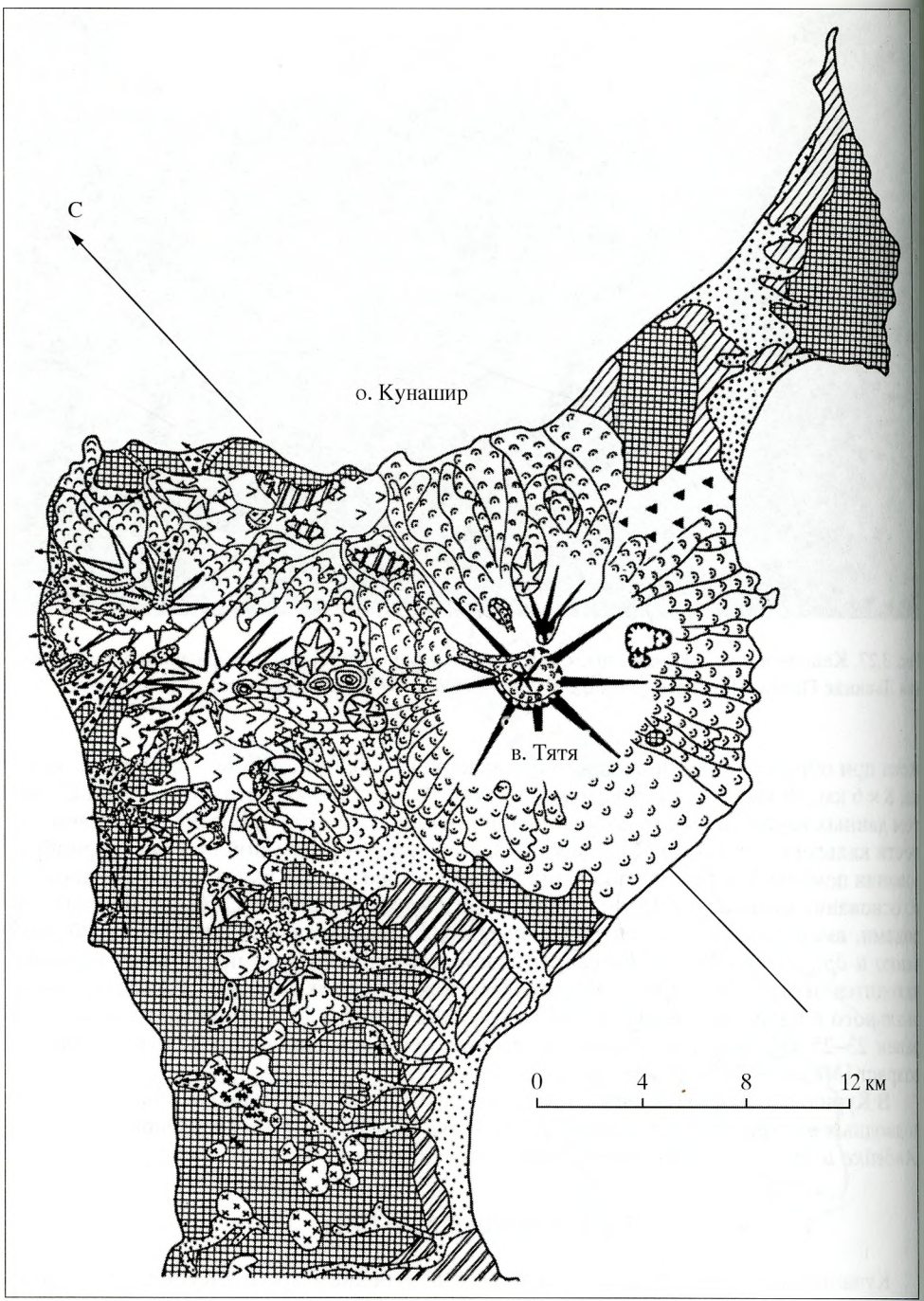


Рис. 3.28. Геоморфолого-вулканологическая карта северо-западной оконечности о. Кунашир.
Условные обозначения см. на рис. 3.4



Рис. 3.29. Кратер соммы и молодой конус вулкана Тятя на о. Кунашир (*Фото Г.С. Горшкова*)

Вулканический массив Руруй размером 10 × 18 км состоит только из сильно и средне разрушенных среднеплейстоценовых-верхнеплейстоценовых СЛС, их фрагментов и экструзивных куполов. Вулкан Руруй (1486 м) находится на севере массива. Его породы имеют состав от андезитов до базальтов [*Федорченко и др.*, 1989]: 52,86–60,44% SiO_2, 2,25–4,00% Na_2O, 0,85–1,75% K_2O. Выделяются также вулканы Смирнова (1182 м), Вильямса (675 м).

Вулкан Тятя – действующий базальтовый-андезибазальтовый СПС типа Сомма-Везувий: в его вершинном кратере (2,1 × 2,4 км) располагается крутосклонный молодой конус с диаметром основания ~1,5 км и относительной высотой ~400 м, имеющий удлиненный кратер размером 0,4 × 0,25 км (рис. 3.29). На склонах и подножии молодого конуса выделяется [*Nakagawa et al.*, 2002] 13 порций молодых лавовых потоков. В северо-восточном секторе один из лавовых потоков спускается на склон соммы. Сомма вулкана включает две разновозрастные постройки: полупогребенный вулкан Старый Тятя позднеплейстоценового возраста и голоценовый – Молодой Тятя. На склонах соммы хорошо видны крупные эксплозивные кратеры и воронки побочных извержений вулкана, самые молодые из них связаны с прорывом 1973 г.

Породы нижней и средней частей соммы Тяти – преимущественно оливиновые базальты, верхней части и гребня соммы – главным образом основные андезиты и андезибазальты [*Горшков*, 1967], но отмечены [*Федорченко и др.*, 1989] и более кислые андезиты (SiO_2 60,62–60,75%, Na_2O 4,04–4,38%, K_2O 1,05–1,11%). Лава и пирокластика молодого вершинного конуса относятся к оливиновому базальту [*Горшков*, 1967].

Между вулканическим массивом Руруй и кальдерным комплексом Менделеева (рис. 3.30) на протяжении ~40 км вдоль охотоморского побережья имеются только небольшие группы из двух-трех СЛС и одиночные сильно разрушенные вулканические постройки. Некоторые из них, возможно, являются отпрепарированными некками, субинтрузивными и субвулканическими телами. Возраст СЛС предположительно средне- и верхнеплейстоценовый, возраст остальных форм неизвестен.

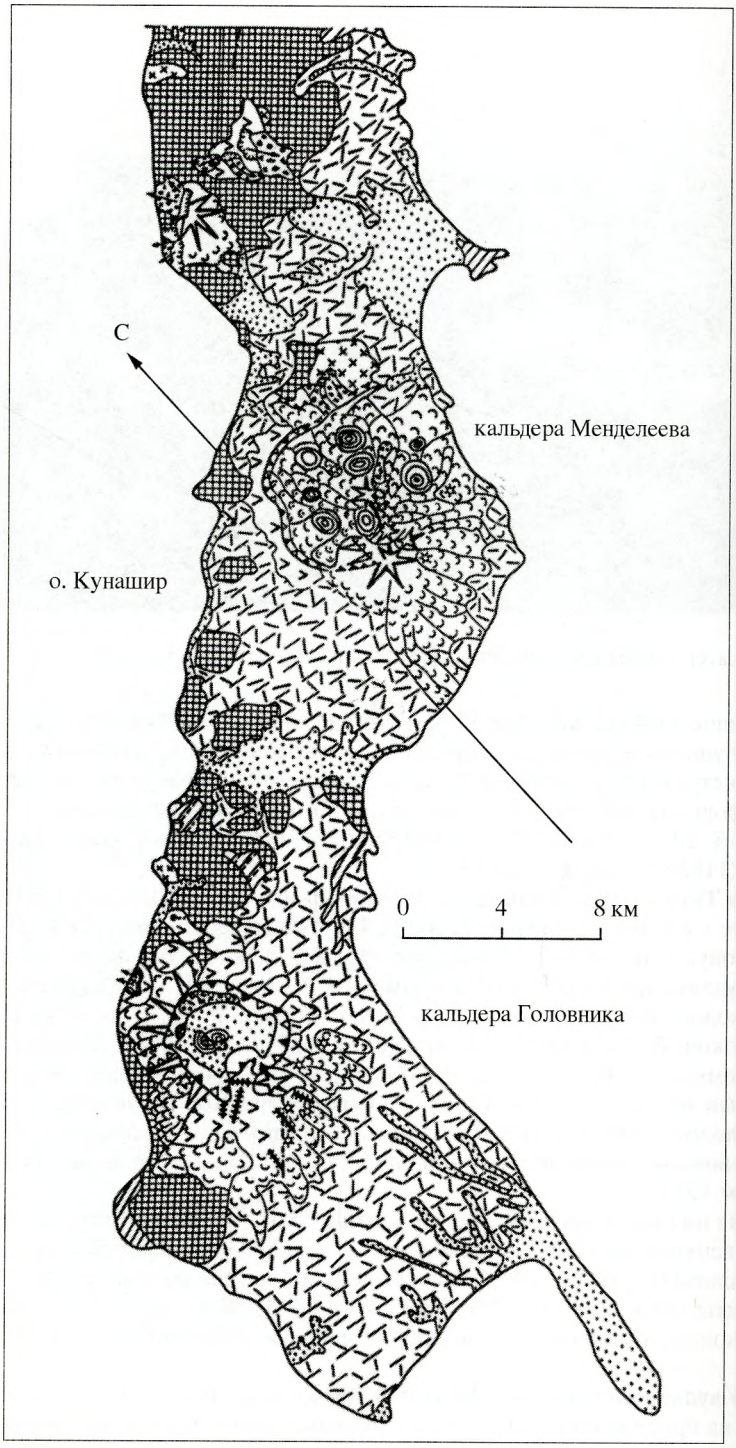


Рис. 3.30. Геоморфолого-вулканологическая карта юго-западной части о. Кунашир
Условные обозначения см. на рис. 3.4



Рис. 3.31. Эксплозивный кратер с оз. Кипящим в кальдере Головнина, о. Кунашир (*Фото И.В. Мелекесцева*)

Кальдерный комплекс Менделеева достаточно сложный по морфологии, несмотря на скромные размеры – 9 × 14 км. Выделяются остатки докальдерного вулканического массива, главная часть которого была уничтожена при кальдерообразовании; кальдера обрушения (8,5 × 6 км, 45 км^2 – по бровке уступа, 8 × 5,5 км, 40 км^2 – по дну) и связанные с кальдерообразующим извержением участки обширного пирокластического покрова на расстоянии до 15 км от нее; многочисленные посткальдерные вулканические формы, включая действующий вулкан Менделеева. Докальдерный комплекс старше 40 тыс. лет, поскольку такой возраст имеет разрушившая его кальдера [*Мелекесцев и др.*, 1974]. Посткальдерные СЛС, экструзии и другие эруптивные центры – позднеплейстоцен-голоценовые. Их общее количество достигает 19.

Сохранившиеся фрагменты докальдерного массива сложены лавами двупироксенового андезита и андезибазальта, ювенильная пемза кальдерообразующего извержения дацитовая [*Горшков, 1967*]. Породы насаженного на южный борт кальдеры СЛС г. Мечникова (800 м) – пироксен-оливиновые базальты и андезибазальты. Породы остальных построек имеют преимущественно андезитовый состав. Действующий аппарат – центральный экструзивный купол (890 м), сложенный дацитом [*Горшков*, 1967; *Федорченко и др.*, 1989]: 63,13–65,30% SiO_2, 3,70–3,94% Na_2O, 0,69–1,65% K_2O.

На самом юге острова находится кальдерный массив Головнина (рис. 3.31), тоже состоящий из трех разновозрастных вулканических образований: сложно построенного вулканического массива, кальдеры Головнина (5 × 4 км, 15 км^2 – по бровке уступа, 4 × 2,5 км – по дну), ее пирокластических покровов и небольшого посткальдерного экструзивного массива. Из-за меньшего размера кальдеры докальдерный вулканический массив сохранился здесь лучше, занимает большую площадь и имеет большее число (свыше 10) выраженных в рельефе остатков мелких СЛС и экструзивных купо-

лов, чем у кальдерного комплекса Менделеева. Так как кальдера Головнина имеет ^{14}C возраст ~39 тыс. лет [*Мелекесцев и др.*, 1974], то возраст докальдерного массива, с учетом высокой степени разрушенности его построек, заключен, вероятно, в интервале от среднего плейстоцена до первой половины верхнего плейстоцена включительно. Два слившихся между собой экструзивных купола и эксплозивная воронка оз. Кипящего в центре кальдеры – позднеголоценовые. Породы докальдерного массива имеют состав от базальтов до андезитов, пирокластика кальдерообразующего извержения – андезитовая-дацитовая. Лава внутрикальдерных экструзивных куполов – дацитовая [*Горшков*, 1957; *Горшков*, 1967; *Федорченко и др.*, 1989].

С Кунаширским блоком территориально связаны семь подводных вулканов Южно-Итурупской группы [*Авдейко и др.*, 1992]. Четыре из них находятся на подводном продолжении п-ва Сиретоко (о. Хоккайдо). Подводный вулкан 9-п8. 14, который поднимается с глубины 1500–1700 м (минимальная глубина над вершиной 190 м), по данным исследований подводного аппарата "Пайсис" в 11А-м рейсе НИС "Академик Мстислав Келдыш", имеет на вершине дацитовый экструзивный купол. Размер основания вулкана 9 × 10 км, высота конуса ~1500 м, объем порядка 35 км^3 [*Авдейко и др.*, 1992].

3.4. Особенности проявления вулканизма во времени и пространстве

Реконструированная история новейшего вулканизма, в соответствии с геодинамической обстановкой, палеогеографическими условиями проявления и степенью его изученности на Курильских островах, тоже разделена нами на резко неровные по длительности временные отрезки, но не на четыре, как на Камчатке, а на три. Первый – верхний плиоцен–первая половина среднего плейстоцена (3–0,3 млн л.н.), второй – вторая половина среднего–первая половина верхнего плейстоцена: 0,3–0,05 млн л.н.) третий – поздний плейстоцен-голоцен (последние 50 тыс. лет).

3.4.1. Верхний плиоцен–первая половина среднего плейстоцена

Как указывалось в начале главы, на современном уровне исследований вулканические проявления и формы верхнего плиоцена–первой половины среднего плейстоцена (от 3 до 0,3 млн л.н.) на Курильских островах диагностированы и изучены намного хуже, чем таковые более поздних этапов. Не всегда понятно даже, что к ним следует относить. Подобная ситуация объясняется главным образом тем, что примерно до 300–350 тыс. л.н. [*Камчатка*, 1974; и др.] вулканизм здесь, включая и почти всю Главную гряду Курил, происходил по большей части в подводных и субаквальных условиях, в гораздо меньшей степени – в субаэральных и наземных обстановках. Кроме того, до сих пор для вулканических пород рассматриваемого интервала очень мало надежных изотопных датировок, а биостратиграфия вулканитов и вулканогенно-осадочных толщ для него тоже разработана очень слабо. И еще, породы предположительно верхнего плиоцена–первой половины среднего плейстоцена исследованы пока лишь на островах Главной Курильской гряды, а породы, которые, возможно, слагают нижние части большинства подводных вулканических массивов и подводных вулканов в Западной зоне Курил, точно не установлены. Сведения о них известны только по данным геофизических исследований (сейсмопрофилирование, магнитная съемка) и результатам драгирования на вулканических постройках [*Федорченко и др.*, 1989; *Авдейко и др.*, 1992]. Причем, чаще всего у самых старых вулканических построек драгировались вершины и склоны, погребенные под мощными (многие десятки и сотни метров) толщами морских осадков.

С учетом изложенного выше, для реконструкции раннего этапа новейшего вулканизма Курил могут быть привлечены материалы, полученные при исследовании верхней части 2000–3000-метрового (по разным оценкам) вулканогенно-кремнисто-диатомового комплекса (или формации) (ВКДК), пока в достаточной мере условно, а также базальтоидного комплекса (базитовой формации).

Считается [*Авдейко и др.*, 1987, 1992; *Пискунов*, 1987; *Федорченко и др.*, 1989], что породы первого из названных комплексов с размывом и угловым несогласием залегают на нижне-среднемиоценовых образованиях. Их накопление началось после этапа ослабления вулканизма в среднем миоцене, региональной фазы складчатости и внедрения габбро-плагиогранитных гипабиссальных интрузивных тел [*Авдейко и др.*, 1987; *Федорченко и др.*, 1989]. В составе комплекса доминируют туфы, туффиты, пемзы дацитов и андезитов, туфоконгломераты, конгломератобрекчии, вулканомиктовые песчаники, опоковидные алевролиты и диатомиты. Реже встречаются лавовые потоки, экструзивные тела базальтов, андезибазальтов, андезитов. К общим чертам отложений комплекса относятся: четкая стратификация с субгоризонтальным или полого наклонным залеганием слоев, слабая литификация, высокая насыщенность светлым пепловым материалом и обломками пемз, опок и диатомитов, отсутствие регионального зеленокаменного изменения, как у подстилающего "зеленотуфового" комплекса раннего – среднего миоцена.

Разрезы отложений вулканогенно-кремнисто-диатомового комплекса по простиранию дуги сильно варьируют. На островах Кунашир и Уруп непосредственно на базальных конгломератах лежат переслаивающиеся диатомиты, опоковидные алевролиты, песчаники, лавы, туфы кислого состава, переходящие выше в псефито-псаммитовые образования [*Авдейко и др.*, 1987]. На Итурупе (Южные Курилы) и Парамушире (Северные Курилы) низы разрезов представлены преимущественно флишоидно чередующимися белесоватыми аргиллитами, опоковидными алевролитами, туфопесчаниками и кислыми туфами. Однако там присутствуют также мощные линзы конгломератов, вулканических брекчий, туфов основного состава. Верхние части разрезов более грубообломочные, в них имеется большое количество разноразмерных кусков пемзы.

Характеристика изверженных пород комплекса приведена в работах [*Авдейко и др.*, 1987; *Федорченко и др.*, 1989]. Отмечается, что в нем преобладают андезиты и дациты. В андезитах главным минералом-вкрапленником обычно является плагиоклаз состава лабрадора, в подчиненном количестве присутствуют авгит и гиперстен. Основная масса пород имеет, как правило, гиалопилитовую, пилотакситовую и интерсертальную структуру. Дациты представлены преимущественно пемзами с малочисленными (3–12 об.%) вкрапленниками плагиоклаза (андезин-лабрадор), авгита, изредка – зеленой роговой обманки. В некоторых образцах дацитов и риолитов встречен кварц в виде прозрачных кристаллов до 2 мм в поперечнике. Основная масса пемз по своей структуре витрофировая или гиалопилитовая, характеризующаяся обилием кислого вулканического стекла, иногда гидратированного. На севере Курильской гряды больше андезитов, на юге – дацитов и риолитов. Однако на южном фланге Главной гряды больше всего андезидацитов с содержанием SiO_2 63–64%. Базальты и андезибазальты спорадически встречаются либо в виде обломков в вулканогенно-осадочных толщах, либо еще реже слагают лавовые потоки. Это темные массивные и пористые порфировые породы с большим количеством (до 25–30 об.%) вкрапленников плагиофирового, авгитового и двупироксенового типов с интерсертальной, пилотакситовой и гиалопилитовой основной массой, содержащей микролиты плагиоклаза, гранулы пироксенов, рудного минерала и кислое вулканическое стекло [*Федорченко и др.*, 1987]. Все минералы затронуты вторичными изменениями, стекло девитрифицировано.

По химическому составу породы ВКДК образуют непрерывно дифференцированную от базальтов до риолитов известково-щелочную серию, отличающуюся по-

вышенной глиноземистостью и известковистостью, низкой титанистостью, умеренной щелочностью, преобладанием Na в составе щелочей (см. табл. 3.1). По соотношению CaO и $Na_2O + K_2O$ изверженные породы комплекса занимают промежуточное положение между типично известковыми и известково-щелочными.

Набор изверженных пород, их соотношение между собой, фациальный состав отложений ВКДК показывают, что главным поставщиком обломочного материала для него служили мощные эксплозивные извержения, поставлявшие ювенильный материал андезит-дацитового состава. Вторым источником поступления обломочного материала были разрушаемые морской абразией и другими процессами денудации эпизодически появлявшиеся острова-вулканы и вулканно-тектонические поднятия [*Пискунов*, 1987]. По косвенным признакам предполагается [*Федорченко и др.*, 1989] возникновение и существование крупных вулканно-тектонических депрессий. Однако никто из исследователей таких депрессий не обнаружил. Не удалось пока в пределах Главной гряды выявить и реконструировать почти никакие вулканические аппараты других типов, за исключением небольших экструзивных куполов.

Вулканическая деятельность проходила в это время в условиях общего роста высоты морфоструктуры Главной гряды Курил как за счет вулканической аккумуляции, так и за счет преобладавших тектонических поднятий.

Что касается субсинхронного подводного вулканизма в Западной зоне Курил, то о нем ничего определенного на современном этапе исследований этого региона сказать нельзя. Он там, несомненно, происходил, но в каких формах и в каких масштабах, неизвестно.

Более молодой (эоплейстоцен-раннеплейстоценовый) базальтоидный комплекс также был сформирован в подводных, преимущественно мелководных, условиях, хотя вершины вулканов при этом нередко поднимались над уровнем моря. Его мощность достигает 1000–1400 м. Генетический ряд подводных вулканитов включает шаровые лавы, обломочно-подушечные брекчии, аквагенные туфы, гиалокластиты [*Авдейко и др.*, 1987, 1992; *Пискунов*, 1987; *Федорченко и др.*, 1989]. Как правило, они залегают в виде мощных и протяженных линз среди псефитовых туфов и конгломерато-брекчий [*Пискунов*, 1975]. Выявить какие-либо закономерности в распределении вулканитов по разрезам пока не удалось, а сами разрезы между собой чаще всего не сопоставляются не только на отдельных островах, но и в пределах одного крупного острова. В качестве примера можно привести сложно построенный мощный разрез пород БК на о. Уруп. В основании комплекса залегают конгломерато-брекчии, туффиты и массивные андезибазальтовые лавы. Выше них – толща, состоящая из шаровых лав, подушечных брекчий, аквагенных туфов и гиалокластитов общей мощностью ~200 м. Эта толща перекрывается конгломерато-брекчиями мощностью до 100–120 м с прослоями туффитов, туфов, линзами грубообломочных брекчий. Верхние части разреза снова представлены сходными с таковыми в его низах шаровыми лавами, туфами, гиалокластитами, подушечными брекчиями, которые постепенно сменяются агломератами, туффитами и конгломерато-брекчиями [*Авдейко и др.*, 1987].

В разных сочетаниях все перечисленное присутствует в разрезах базальтоидного комплекса и на других островах. Характерной особенностью этих разрезов является грубая, плохо выраженная, очень сложная стратификация, а также обилие крупнообломочного вулканического материала преимущественно основного состава. Подобная пестрота и несопоставимость конкретных разрезов пород базальтоидного комплекса объясняется тем, что они являются сохранившимися фрагментами множества вулканических построек, которые то интенсивно росли, то разрушались на фоне чередующихся периодов тектонических и вулкано-тектонических поднятий и опусканий. Остатки таких построек разного размера выявляются при детальном анализе наземного и подводного рельефа островов Главной гряды Курил. В некото-

рых случаях базальтовые излияния происходили в субаэральных условиях, перекрывая выровненные морской абразией террасовидные площадки и формируя лавовые покровы с близким к горизонтальному залеганием слагающих их порций лав. В результате восходящих тектонических движений они были подняты на высоту 500–700 м и сейчас имеют вид фрагментов типичных лавовых плато на севере островов Онекотан и Итуруп.

Данные о вещественном составе (петрографии, химическом, минеральном, микроэлементном составах) пород базальтоидного комплекса изложены в многочисленных публикациях, включая крупные сводки [*Авдейко и др.*, 1987; *Геолого-геофизический атлас...*, 1987; *Федорченко и др.*, 1989], в которых показано, что эти породы в пределах Главной гряды Курил представлены слабо дифференцированным рядом, с преобладанием группы базальтов и андезибазальтов. Им свойственны повышенные известковистость и глиноземистость, пониженные титанистость и щелочность, постоянное преобладание Na_2O над K_2O (см. табл. 3.1). Микрокомпонентному составу пород базальтоидного комплекса свойственно низкое содержание кобальта, хрома, ванадия, повышенное – меди. По химическому составу породы представлены отчетливо однородным сообществом базальтов и андезибазальтов с наиболее частым содержанием SiO_2 53–54%. Причем, химический состав их не обнаруживает четких вариаций по простиранию гряды. Исключением является лишь о. Симушир в центральной части Курил, базальтоиды которого отличаются от таковых на севере и юге гряды пониженными содержаниями Na_2O и K_2O и повышенным – Al_2O_3. Предполагаемая причина этого – обогащенность основным плагиоклазом. Сделан вывод [*Авдейко и др.*, 1987], что эффузивные и пирокластические породы базальтоидного комплекса – производные базальтовых и андезибазальтовых расплавов, реже – андезитовых расплавов.

Породы вулканогенно-кремнисто-диатомового и базальтоидного комплексов слагают в пределах Главной гряды Курил вершинные части огромных морфоструктур – сложных вулканоидов (см. разд. 3.3, а также [*Мелекесцев*, 1980]).

Несомненно, что вулканизм, соответствующий по времени формированию обоих рассмотренных комплексов Главной гряды Курил, интенсивно проявлялся и в Западной вулканической зоне Курил, если судить по материалам, приведенным в монографии [*Авдейко и др.*, 1992] по подводным вулканам. Вполне вероятно, что этот вулканизм имел место не только на дне Курильской глубоководной котловины, но также на ее восточном (островной склон Главной гряды Курил) и западном бортах. В качестве доказательства можно привести обнаруженные недавно следы плейстоценового подводного вулканизма в восточной части Курильской котловины [*Тарарин и др.*, 2000]. Здесь, в районе с координатами 48°19'48"–48°19'06" с.ш. и 151°50'13"–151°50'24" в.д. с подводного вулкана были драгированы четыре обломка (3–7 см в поперечнике) шаровых лав андезибазальтов (SiO_2 54,06–54,14%). Это свежие пористые порфировые породы темно-серого цвета с вкрапленниками (до 20–30% объема) оливина, орто- и клинопироксена, амфибола, плагиоклаза и магнетита размером 0,3–0,8 мм, погруженными в неизмененное буроватое вулканическое стекло с многочисленными микролитами тех же минералов, что и во вкрапленниках; K-Ar возраст образцов – 1,632 ± 0,051 и 0,932 ± 0,042 млн лет.

Что касается других подводных вулканов и вулканических массивов, то точно определить, какие из них непосредственно относятся к рассматриваемому базальтоидному комплексу, а какие моложе или старше, по указанным в начале главы 3 причинам, пока невозможно.

Геодинамическая обстановка в период накопления пород базальтоидного комплекса характеризовалась, по-видимому, тектоническим опусканием дна Курильской глубоководной котловины, а также преобладавшим тектоническим опусканием и растяжением морфоструктуры Главной гряды Курильских островов.

Наиболее вероятными возрастными аналогами образований Курильского ВКДК могут быть на Камчатке продукты выделенного И.В. Мелекесцевым [*Авдейко и др.*, 1987] позднеплиоценового этапа пароксизмального кислого эксплозивного вулканизма, а пород базальтоидного комплекса – продукты мощного и повсеместно проявленного базальтового вулканизма, сформировавшего обширные лавовые плато, огромные щитовые и щитообразные вулканы (см. гл. 2).

3.4.2. Вторая половина среднего – первая половина верхнего плейстоцена

Вулканизм среднего – первой половины верхнего плейстоцена имел две главные особенности. Во-первых, в отличие от более раннего этапа, вулканическая деятельность этого времени стала во все больших и больших масштабах проявляться в наземных условиях на поднимающейся тектоническими движениями из-под уровня моря островной суше Главной гряды Курил [*Мелекесцев и др.*, 1974]. Помимо восходящих тектонических движений увеличению масштабов наземного вулканизма на растущих островах способствовало и то, что во время продолжительных ледниковых экспансий (390–340, 280–250, 200–140 тыс. л.н. [*Petit et al.*, 1999]) уровень Мирового океана, вероятно, быстро опускался на 80–120 м, как бы усиливая эффект тектонического поднятия. Во-вторых, сама вулканическая деятельность была достаточно однообразной как по типам проявления, так и по составу изверженного ювенильного материала.

Наибольшим распространением вулканические формы рассматриваемого этапа пользуются на крупнейших островах Главной гряды Курил: Парамушире, Урупе, Итурупе и Кунашире.

На о. Парамушир интенсивная вулканическая деятельность начала этапа проявилась главным образом в виде площадных излияний мощных лавовых потоков андезитового, андезибазальтового и реже базальтового состава. Образовавшиеся обширные лавовые покровы частично перекрывали выровненные абразией площадки морских террас, находившихся тогда невысоко над уровнем моря (сейчас их высота от 350 до 500 м). Главные центры излияний были локализованы в пределах северной и южной частей острова (рис. 3.32). На севере эруптивные центры располагались рассредоточено по всей площади, а на юге были локализованы вдоль крупной зоны растяжения северо-северо-восточного простирания, совпадающей с осью современного хребта Карпинского. Субсинхронно с площадными лавовыми излияниями или чуть позже в тех же местах началось формирование и наиболее старых на острове построек центрального типа – существенно лавовых стратовулканов, мелких и средних по размеру. Как и лавовые покровы, эти вулканы сложены главным образом породами андезитового и андезибазальтового состава, при подчиненном количестве базальтов. Представление Р.И. Родионовой и др. [1966] о том, что в хребте Вернадского северной части о. Парамушир древнейшими четвертичными вулканами являются весьма крупные аппараты, действующие с Q_1? до Q_3 или Q_4 включительно (Влодавца, Ветровой, Эбеко, Вернадского), исследованиями Г.С. Горшкова [1967] и Мелекесцева [1980] не подтвердилось. На самом деле, так называемые побочные конусы г. 1104, г. Смирнова в. Влодавца, конусы Неожиданный и Незаметный в. Эбеко, г. Землепроходец в. Ветрового, г. Левашова в. Вернадского нельзя считать следствием побочных прорывов на этих вулканах. Все они – самостоятельные одноактные и многоактные формы, возникшие в разное время и сложенные разными по составу породами.

Существенно лавовые стратовулканы продолжали формироваться и в течение второй половины рассматриваемого временного интервала, оставаясь доминирующими вулканическими формами, а площадные излияния лав прекратились. Разме-

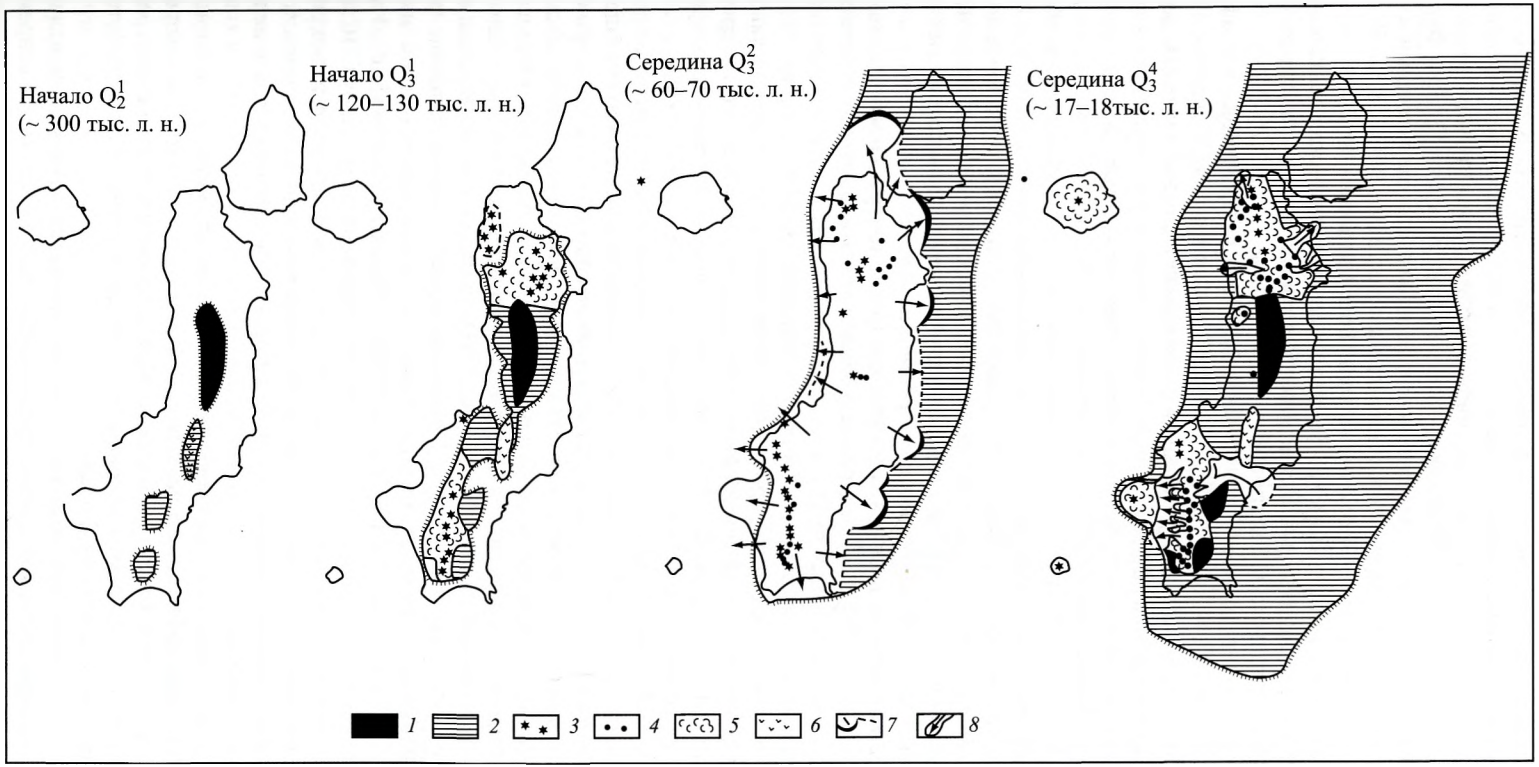


Рис. 3.32. Палеогеографические схемы Парамуширского блока:

1 – участки горного денудационно-тектонического рельефа; *2* – морские террасы; *3* – действующие вулканы; *4* – потухшие вулканы; *5* – распространение свежих и слабо разрушенных вулканических форм; *6* – распространение средне- и сильноразрушенных вулканических форм; *7* – предполагаемое положение ледников ранней фазы верхнеплейстоценового оледенения; *8* – крупнейшие позднеплейстоценовые ледники, стрелками показано направление движения ледников

ры существенно лавовых стратовулканов при этом уменьшились. Возникло также несколько форм, связанных с проявлением экструзивного вулканизма – отдельных экструзивных куполов и экструзивных массивов. Самый крупный из них (размер общего основания 3 × 4 км, высота постройки ~800 м) – экструзивный массив Ферсмана, состоящий, как минимум, из четырех слившихся своими агломератовыми мантиями экструзивных куполов. Он сложен относительно кислыми (SiO_2 58,32–59,11%) двупироксеновыми андезитами [*Родионова и др.*, 1966; *Горшков*, 1967].

В пределах северного окончания хр. Вернадского вулканическая деятельность была преимущественно эффузивно-эксплозивной, а состав пород – базальтовым и изредка андезибазальтовым: в. Ветровой – 46,0–48,45% SiO_2, 1,76–2,99% Na_2O, 0,75–1,01% K_2O; г. Землепроходец – 46,04% SiO_2, 2,08% Na_2O, 0,73% K_2O; г. Смирнова – 48,07–48,11% SiO_2, 2,14–2,47% Na_2O, 1,02–1,09% K_2O и т.д. [*Г.С. Горшков*, 1967]. Южнее более характерной была эффузивная деятельность с преобладанием двупироксеновых андезитов и андезибазальтов, а базальты имели подчиненное положение. Детально петрография и петрохимия изверженных продуктов этого возрастного интервала в хр. Вернадского рассмотрена в работах [*Родионова и др.*, 1966; *Горшков*, 1967]. Указывается, что в целом для северной части о. Парамушир наибольшим распространением пользовались двупироксеновые андезиты.

Аналогичные по возрасту вулканические породы хр. Карпинского южной части Парамушира были связаны с проявлением вулканической деятельности главным образом в эффузивной форме. Их некоторым отличием от таковых хр. Вернадского считается несколько большая основность [*Горшков*, 1967].

Какое общее количество новых вулканических форм центрального типа появилось на Парамушире за 250 тыс. лет рассматриваемого этапа, точно неизвестно. Удалось закартировать 65 таких форм и их фрагментов, выраженных в рельефе. Занимаемая ими площадь составляет сейчас, по измерениям Мелекесцева, 295 км^2 (~14% площади острова). Реконструированная же первичная площадь под лавовыми покровами и вулканическими постройками центрального типа этого возрастного интервала достигала, вероятно, с учетом размытых и погребенных форм, 450–500 км^2. Их суммарный объем был порядка 140 км^3, а вес – 350 × 10^9 т.

Сходным образом развивались, по-видимому, события и на о. Уруп. К началу второй половины среднего плейстоцена суша на месте последнего либо вообще отсутствовала, либо там были небольшие островки, невысоко поднятые над уровнем моря [*Мелекесцев и др.*, 1974], а вулканическая деятельность характеризовалась тоже преимущественно площадными лавовыми излияниями. Ассоциировавшиеся с последними андезитовые и андезибазальтовые покровы перекрыли значительную часть площади современной суши о. Уруп (рис. 3.33) вдоль его оси, но со сдвигом к северо-западу в сторону Охотского моря. Через некоторое время эруптивные центры были локализованы в пределах четырех участков: в северной и южной частях хр. Шокальского (Ш), хребтах Петра Шмидта (ПШ) и Криштофовича (КШ). На их территории было сформировано множество мелких и средних по размеру СЛС, сложенных андезитами и андезибазальтами, как и предшествующие лавовые покровы. Наиболее характерным было линейно-гнездовое расположение вулканических аппаратов. Некоторые самые крупные вулканы продолжали действовать и в первой половине верхнего плейстоцена.

Судя по наиболее плохой сохранности и отсутствию действующих вулканов, относительно рано вулканизм прекратился в пределах северного участка. Это хорошо видно также по тому, что здесь даже самые молодые вулканические постройки старше 160–180-метровой морской террасы, возникшей в конце верхнеплейстоценового межледниковья [*Мелекесцев и др.*, 1974].

Интенсивные тектоническое воздымание и вулканическая аккумуляция, а также появление СЛС привели к тому, что через 100–150 тыс. лет на месте современного Урупа возникла гористая суша с высотами 500–700 м. К концу же рассматри-

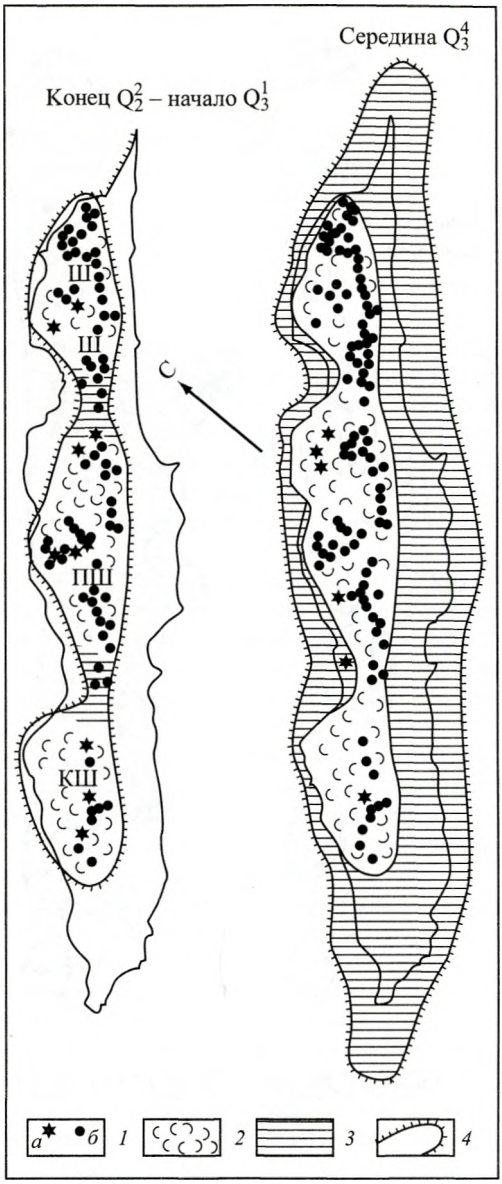


Рис. 3.33. Палеогеографические схемы о. Уруп:

1, 2 – вулканы и их лавовые потоки (а – действующие, б – потухшие); *3* – морские террасы; *4* – древняя береговая линия

ваемого этапа вулканическая деятельность ослабла, появление новых вулканов стало реже, а их размеры уменьшились.

Проведенное нами картирование территории о. Уруп позволило выявить более 100 вулканических построек центрального типа. Как и на о. Парамушир, среди них резко преобладают мелкие и средние по размеру существенно лавовые стратовулканы, имеется небольшое количество экструзивных куполов и экструзивных массивов. Реконструированная площадь распространения вулканических образований рассматриваемого этапа – 660–670 км^2 (~ 46% современной площади острова). Объем слагающих их вулканитов – порядка 200 км^3, вес – 500 × 10^9 т.

История эруптивной активности на о. Итуруп во второй половине среднего–первой половине верхнего плейстоцена во многом была сходна с таковой на островах Парамушир и Уруп, но имела и заметные отличия. Сходство заключалось в том, что в начале этапа вулканическая деятельность происходила на неглубоком шельфе и на низких площадках морских террас небольших островков, суммарная площадь которых не превышала 100 км^2 (т.е. ~3% современной площади о. Итуруп). Была характерна отчетливая приуроченность участков проявления интенсивного вулканизма к нескольким обособленным вулканическим массивам.

В пределах каждого из массивов вулканическая деятельность начиналась тоже с площадных излияний мощных (10–50 м) и протяженных (до 8–10 км) андезибазальтовых и андезитовых лавовых потоков. Слившись между собой и наслоившись друг на друга, эти потоки сформировали обширные слабовыпуклые к эруптивным центрам лавовые покровы. На второй стадии, после отмирания многих эруптивных центров, эруптивная активность еще более локализуется, приводя к формированию существенно лавовых стратовулканов, сложенных породами примерно того же состава, что и породы лавовых покровов. В зависимости от длительности и интенсивности вулканической деятельности параметры возникших СЛС сильно варьировали. При этом, в отличие от о-вов Парамушира и Уруп, здесь возникали и крупные СЛС (Камуй, Сибеторо и др.) с поперечником основания > 10 км и высотой построек

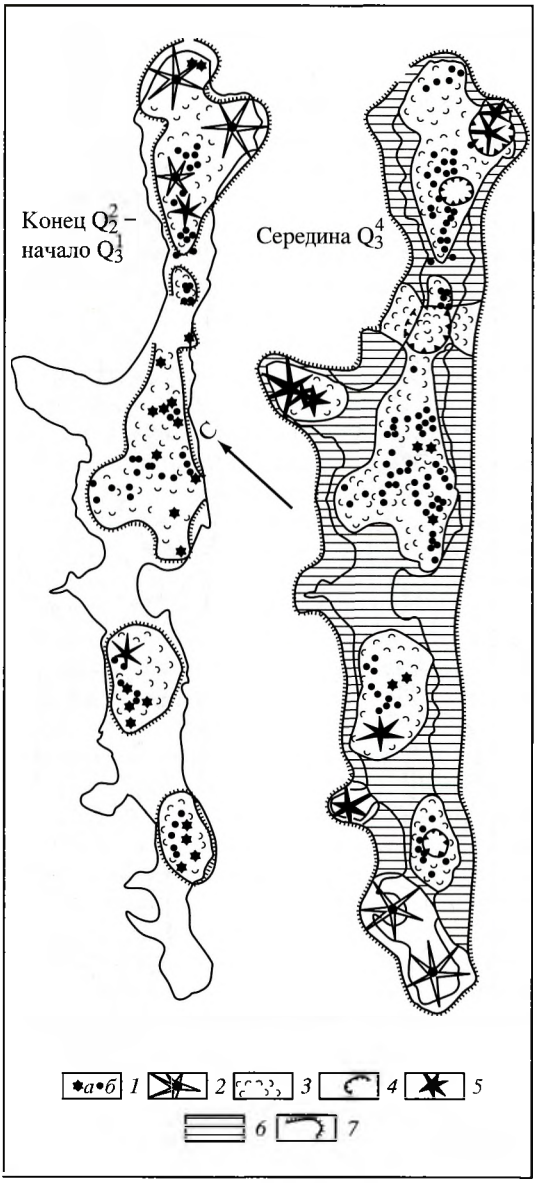


Рис. 3.34. Палеогеографические схемы Итурупского блока:

1 – вулканы (а – действующие, б – потухшие); *2* – крупнейшие действующие существенно лавовые стратовулканы; *3* – лавовые потоки; *4* – наземные кальдеры; *5* – действующие существенно пирокластические стратовулканы; *6* – морские террасы; *7* – древняя береговая линия

800–1000 м. Заключительная стадия вулканической деятельности характеризовалась ростом экструзивных куполов, имевших состав пород от андезитов до дацитов.

Еще одно отличие вулканизма данного этапа на о. Итуруп от такового на о-вах Парамушир и Уруп заключается в том, что здесь рост ряда вулканических сооружений в это время начинался не только на шельфе и невысокой суше, но и на значительной глубине на островном склоне. Таковы, например, вулканические массивы Медвежий, Камуй-Демон северо-восточного окончания острова, ранние постройки п-ва Чирип и др. Вырастая, они причленялись к главному массиву островной суши.

Взаимодействие тектонических поднятий и вулканической деятельности привело в конце среднего плейстоцена к появлению на месте современного о. Итуруп группы островов с преобладанием вулканических форм. Их максимальная высота не превышала, вероятно, 700—800 м.

В первой половине верхнего плейстоцена возникали преимущественно мелкие и средние по размеру СЛС. Большинство их было приурочено к вулканическим массивам, начавшим формироваться в среднем плейстоцене. Типичными верхнеплейстоценовыми СЛС являются Камуй, Демон, Ребуншири и др. Наиболее широко эти СЛС представлены в хребтах Богатырь и Грозный.

К концу этапа на территории современной итурупской суши появилось четыре достаточно крупных острова (рис. 3.34). Острова характеризовались преимущественно развитием вулканического и денудационно-вулканического рельефа, представленного комбинацией из разных по сохранности и размерам СЛС и фрагментов лавовых покровов. Максимальные отметки вершин вулканов достигали 1100–1200 м [*Мелекесцев и др.*, 1974].

На о. Итуруп удалось выявить и закартировать более 110 вулканических построек центрального типа и их фрагментов, относящихся к рассматриваемому этапу. Среди них преобладают разные по размерам существенно лавовые стратовулканы.

Площадь, занятая вулканическими образованиями этого этапа, равна сейчас 1438 км^2 (46% площади острова), а по данным реконструкции, с учетом размытых и погребенных участков, она достигала, по-видимому, ~1800 км^2. Объем изверженных пород оценивается в 370 км^3, а их вес – в 920 × 10^9 т.

На о. Кунашир, самом южном в Главной гряде Курил, масштабы проявления вулканизма в течение рассматриваемого временного интервала были гораздо скромнее, чем на остальных крупных островах. Почти не было в его пределах и площадных лавовых излияний. В небольших размерах подобные излияния происходили лишь в северо-восточной части острова. Перед началом второй половины среднего плейстоцена на месте северной половины о. Кунашир существовал протяженный (50–60 км) остров высотой до 150 м [*Мелекесцев и др.*, 1974], ширина не превышала 8–10 км. На его поверхности в течение всего рассматриваемого этапа формировались средние и мелкие существенно лавовые стратовулканы и экструзивные купола, сложенные породами преимущественно андезитового состава. Самый крупный (абс. высота вершины 1486 м) из СЛС и один из наиболее молодых – вулкан Руруй, сложенный породами андезитового состава с содержанием SiO_2 от 56,48 до 60,44% [*Горшков*, 1967; *Федорченко и др.*, 1989]. Наиболее кислым является поток в стенке кратера. В строении рядом расположенных вулканов принимают участие также базальты и андезибазальты.

В пределах южной половины Кунашира были сформированы довольно крупные (поперечник основания 10–15 км) многоцентровые массивы Менделеева и Головнина, впоследствии, при образовании одноименных кальдер частично уничтоженные (см. рис. 3.30). Они состояли из сближенных и слившихся друг с другом мелких существенно лавовых стратовулканов, сложенных главным образом андезитами.

Реконструированный облик о. Кунашир в конце рассматриваемого этапа показан на рис. 3.35. Вулканические образования этого этапа были распространены на площади ~350 км^3 (реконструкция Мелекесцева), объем вулканитов оценке в 80–90 км^3, а вес – в (200–220 × 10^9 т. Выявлено и закартировано ~70 существенно лавовых стратовулканов (включая их фрагменты) и экструзивных куполов.

В разных масштабах вулканизм рассматриваемого этапа проявился в Главной гряде Курил и на меньших по размерам о-вах Симушир, Шиашкотан, Онекотан, а также на островах-вулканах Кетой, Ушишир, Расшуа, Матуа, Харимкотан и др.

На о. Симушир породы этого возраста сформировали сложно построенные докальдерные вулканические массивы Броутона и Заварицкого, СЛС Икаминкот и 11–12 других более мелких СЛС. По данным Г.С. Горшкова [1967] преобладающие лавы массива Броутона – двупироксеновые и гиперстеновые андезиты и андезибазальты, подчиненное положение занимают пироксеновые, безоливиновые базальты. Самые старые лавы массива Заварицкого имеют состав от андезита до базальта, а более молодые породы (лава и пирокластика) относятся к пироксеновым андезитам. Реконструированная площадь распространения вулканитов составляла ~280 км^2, объем – 80–85 км^3, вес – (200–210) × 10^9 т.

На о. Шиашкотан возникли крупные вулканические сооружения, построенные по линейно-гнездовому типу из слившихся между собой СЛС и экструзивных куполов – Синарка и Кунтоминтар, которые служат сейчас пьедесталами для одноименных действующих вулканов. Преобладающие породы массива Синарка – двупироксеновые андезибазальты, иногда с оливином во вкрапленниках, массива Кунтоминтар – двупироксеновые андезиты [*Горшков*, 1967]. Первичная суммарная площадь их оснований достигала 160 км^2, объем пород – 50–60 км^3, а вес – 120–150 × 10^9 т.

К линейно-гнездовому типу относились и докальдерные постройки, сформированные на островах-вулканах Расшуа, Матуа, Харимкотан. Проанализированные образцы слагающих их лав имеют андезибазальтовый и андезитовый состав [*Горшков*, 1967].

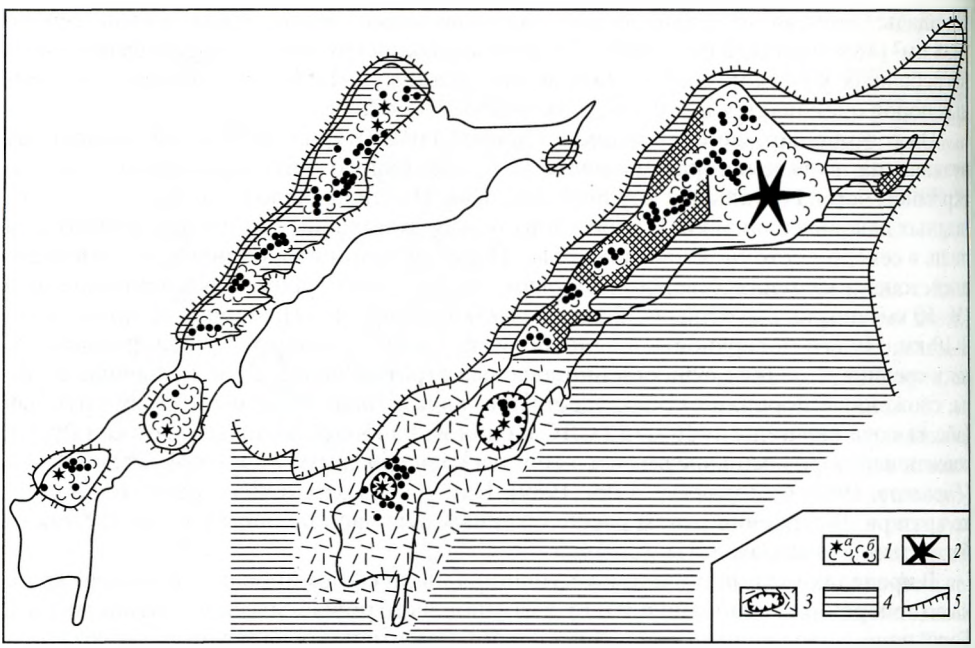


Рис. 3.35. Палеогеографические схемы о. Кунашир:

1 – вулканы и их лавовые потоки (а – действующие, б – потухшие); *2* – действующие существенно пирокластические стратовулканы; *3* – кальдеры и связанные с ними пирокластические покровы; *4* – морские террасы; *5* – древняя береговая линия

Обращает внимание, что, за исключением островов Парамушир и Уруп, вулканическая деятельность второй половины среднего – первой половины верхнего плейстоцена в пределах Главной гряды Курил происходила на вершинах огромных сложных вулканоидов, надстраивая их выше уровня моря. Поэтому ее можно рассматривать в качестве естественного продолжения вулканизма предшествующего этапа, который был сходным по химическому составу изверженных продуктов и многовыходному характеру вулканических проявлений, но реализовывался преимущественно в подводных, а не наземных условиях.

Несомненно, что активность проявляли в это время и многие подводные вулканы и острова-вулканы Западной вулканической зоны. Во всяком случае, к рассматриваемому этапу могут быть отнесены наиболее старые фрагменты вулканических построек на островах-вулканах Ширинки, Маканруши, Экарма. Что касается других островов-вулканов, то их надводные части имеют более молодой возраст. Еще менее ясна ситуация с надводными вулканами. Среди них много форм, созданных, по данным палеомагнитных исследований [*Авдейко и др.*, 1992], позднее инверсии магнитного поля Брюнес-Матуяма, но непонятно, в течение какого временного отрезка 700000-летнего интервала.

Если абстрагироваться от того, что происходило в Западной вулканической зоне Курил, то можно утверждать: вторая половина среднего-первая половина верхнего плейстоцена на Курильских островах – во время господства формирующихся существенно лавовых стратовулканов как одиночных, так и объединенных в вулканических массивах разных размеров. Преобладающий состав их пород андезитовый и андезибазальтовый, при подчиненной роли базальтов. Извержения происходили преимущественно в наземных условиях на поднимающейся островной суше. Вулканизм рассматриваемого этапа был закономерным продолжением предшествующе-

го, когда происходило накопление вулканитов базальтоидного комплекса. В этом плане картина эволюции вулканической деятельности на островах Главной гряды Курил во многом напоминала таковую в том же временном интервале на Камчатке, когда этап площадных базальтовых излияний, формирующихся гигантских щитовых и щитообразных вулканов сменился этапом роста существенно лавовых стратовулканов (см. главу 2).

3.4.3. Поздний плейстоцен – голоцен

Вулканизму позднего плейстоцена-голоцена (т.е. последних 40–50 тыс. лет) принадлежит особая роль в создании представления о Курильской островной дуге, как молодой вулканической области. Во-первых, в это время были созданы самые свежие, прекрасно выраженные в рельефе, сохранившие первичный облик, самые заметные вулканические образования. Из положительных форм к ним, прежде всего, относятся наиболее высокие за весь период новейшего этапа вулканизма существенно пирокластические стратовулканы и наиболее объемные существенно лавовые стратовулканы, из отрицательных – кальдерные комплексы и крупные одиночные кальдеры. Во-вторых, в течение последних 40–50 тыс. лет появились все действующие и потенциально активные вулканы. Масштабы проявления и типы проявления вулканической деятельности позднего плейстоцена-голоцена на разных участках Курильской островной дуги существенно различались, но она заметно преобразила облик подавляющей части островов, включая надводные части островов-вулканов. Вулканическая деятельность происходила в условиях тектонического воздымания островов Главной гряды на фоне значительных по амплитуде эвстатических колебаний уровня Мирового океана: около 50 тыс. л.н. – низкое стояние, 35–30 тыс. л.н. – относительно высокий уровень, 25–20 тыс. л.н. – очень низкий (–120 ÷ –130 м по отношению к современному уровню моря), 12–7,5 тыс. л.н. – резкий подъем уровня моря, 7,5–0 тыс. л.н. – относительно стабильный (колебания в пределах 1–3 м).

На о. Парамушир (см. разд. 3.3.1) были сформированы самые высокие, заметные и большеобъемные СПС – Чикурачки (1816 м, объем постройки ~17 км^3) и Пик Фусса (1772 м, объем постройки ~81 км^3), оба они находятся в южной части острова.

Вулкан Чикурачки северного окончания хр. Карпинского сложен преимущественно породами, имеющими состав от базальтов до андезибазальтов. Предположительно возник в самом конце плейстоцена. Сейчас это один из самых активных и продуктивных действующих вулканов Курил: ^{14}C методом датированы извержения ~1300 и ~1500 г., наблюдались извержения в 1853–1859 (в декабре 1853 г. выброшено ~1 км^3 пирокластики), 1958, 1961, 1964, 1973, 1986 гг., извергается в 2003 г. [*Горшков*, 1967; *Гущенко*, 1979; *Овсянников, Муравьев*, 1992]. За время жизни, с учетом тефры дальнего разноса, им извержено 18–20 км^3 материала весом (40–45) ×10^9 т.

Пик Фусса начинал свою деятельность как подводный вулкан на охотоморском склоне Парамушира на глубине 700–800 м, затем последовательно стал островом-вулканом и полуостровом-вулканом. Состав его пород андезитовый. Объем надводной части постройки ~36 км^3, подводной ~45 км^3. С учетом тефры дальнего разноса, предполагается, что им было извержено до 90–95 км^3 материала общим весом порядка 220 × 10^9 т. Сейчас полная высота постройки вулкана ~2500 м.

Во второй половине голоцена продолжалась, затухая, и вулканическая деятельность в хребтах Вернадского и Карпинского. Формировались мелкие СЛС и одноактные эруптивные центры. Самые молодые из них возникли 2400–2500 л.н. Это – действующий вулкан Эбеко, одноактные центры Неожиданный, Незаметный [*Мелекесцев и др.*, 1993, а, б]. Всего ими было извергнуто 1,2–1,3 км^3 ювенильного андезита и резургентного материала общим весом (2,4–2,5) × 10^9 т.

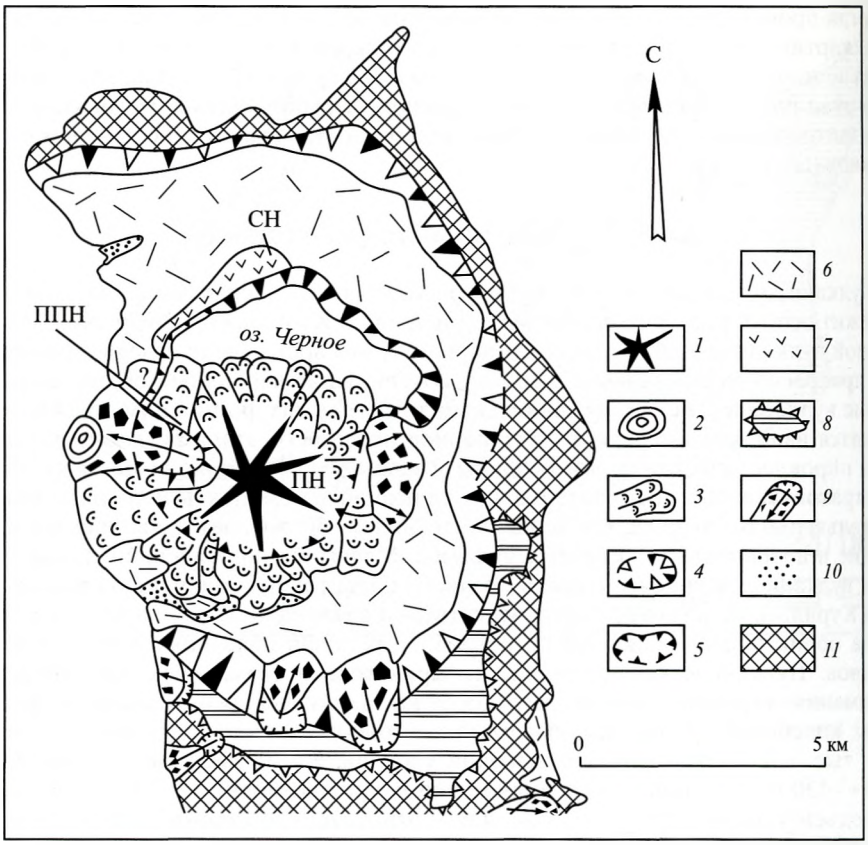


Рис. 3.36. Геоморфолого-вулканологическая карта кальдерного комплекса Немо на севере о. Онекотан:

1 – голоценовые и позднеплейстоценовые стратовулканы; *2* – экструзивные куполы; *3* – голоценовые и позднеплейстоценовые лавовые потоки; 4, *5* – позднеплейстоценовые кальдеры комплекса Немо (*4* – Немо I + II, *5* – Немо III); *6* – пемзово-игнимбритовый покров Немо III; *7* – сохранившийся фрагмент в. Старый Немо (СН); *8* – фрагменты лавовых плато (гора Платформа и др.); *9* – сейсмотектонические обвалы; *10* – голоценовые аккумулятивные равнины разного генезиса; *11* – породы кальдерного комплекса (N_2^2-Q_1)

Всего в хр. Вернадского появилось 45 новых мелких и средних по размеру СЛС и одноактных форм, в хр. Карпинского – 13, а также крупные вулканы Чикурачки и Татаринова. В настоящее время площадь, занятая молодыми вулканическими образованиями, равна ~290 км² (~14% площади о. Парамушир). В позднем плейстоцене были сформированы наземные части островов-вулканов Атласова (в. Алаид) и Анциферова (в. Ширинки) в Западной вулканической зоне. На вулкане Алаид в голоцене возникло 45 форм (шлаковых и лавовых конусов, взрывных кратеров и воронок), связанных с его побочными извержениями: самые свежие – в 1934–1935 и 1972 гг. Вулкан Алаид достигал максимальной абсолютной высоты 2600–2700 м, но в результате двух мощных взрывов, сопровождавшихся обвалами, его высота уменьшилась до современных 2339 м. Сложно построенный шлаковый конус на вершине вырос в 1981 г.

Весьма интенсивно проявился молодой вулканизм на о. Онекотан: на севере возник кальдерный комплекс Немо (рис. 3.36) из трех кальдер с внутрикальдерными вулканами – Старый Немо (СН), Пра-Пик Немо (ППН) и действующий Пик Немо (ПН) (см. разд. 3.3.1, а также [*Мелекесцев и др.*, 1997]).

То же самое относится и почти ко всем островам Онекотанского блока, за исключением о. Маканруши, где большинство вулканических форм создано, по-видимому, на более раннем этапе.

На о. Харимкотан в это время возникла сложно посроенная постройка андезитового вулканического массива в. Севергина, надводная часть которого имеет объем 35–40 км^3. Все они приурочены к впервые выделенной Мелекесцевым западной части подводной кальдеры размером 20 × 13 км и площадью 215 км^2. Длинная ось ее вытянута в западно-северо-западном направлении. Во время низкого уровня стояния Мирового океана 20–25 тыс. л.н. она располагалась выше уровня моря.

На о. Шиашкотан появились действующие вулканы Синарка и Кунтоминтар, сложенные андезитами. Они здесь самые высокие. На о. Экарма возник в голоцене действующий вулкан, занимающий 2/3 площади острова. Объем его надводной части ~7 км^3. При формировании вулкана было извержено 9–10 км^3 материала общим весом 22 × 10^9 т. Также в голоцене была сформирована вся надводная часть вулкана Чиринкотан.

В пределах Симуширского блока позднеплейстоцен-голоценовая деятельность с максимальной интенсивностью и геолого-геоморфологическим эффектом проявилась на островах Симушир и Черные Братья (см. разд. 3.3.3).

На о. Симушир в позднем плейстоцене возникли крупная кальдера Броутона и три ранние кальдеры комплекса Заварицкого, в голоцене – вулканы Уратман, Пик Прево, Заварицкого, вулканический массив Мильна, а также кальдера Заварицкого IV. При формировании кальдеры Броутона было извержено порядка 50–60 км^3 пирокластики весом ~90 × 10^9 т, кальдер Заварицкого I, II, III – 120 × 130 км^3 и (180–200) × 10^9 т, кальдеры Заварицкого IV – 8–10 км^3 и (10–12) × 10^9 т. Состав пирокластики варьировал от дацитов до андезитов. За время деятельности вулканами Уратман, Пик Прево, Заварицкого, Мильна было извержено соответственно: 12–14 км^3 (~33 × 10^9 т) – андезит; 10–11 км^3 (25 × 10^9 т) – базальт; 15–20 км^3 (~45 × 10^9 т) – андезибазальт, андезит; ~40 км^3 (90 × 10^9 т) – андезит, базальт, дацит.

При образовании надводно-подводной кальдеры Горшкова (14 × 11 км) было выброшено порядка 100–150 км^3 пирокластики преимущественно дацитового состава. Вулканы надводных частей о-вов Черные Братья, сложенные базальтами и андезитами, были сформированы в голоцене. Ими было извержено, с учетом пород подводных частей построек, не менее 30 км^3 материала весом (60–70) × 10^9 т.

В позднем плейстоцене-голоцене возникли главные формы наземных вулканических построек о-вов Матуа (четырехкилометровая кальдера и активный вулкан Пик Сарычева, извержено 25 км^3 материала весом 50 × 10^9 т – базальты и андезиты); Расшуа (кальдера размером 5,5 × 5 км, активный вулкан Расшуа, извержено 30–35 км^3 материала весом (60–70) × 10^9 т – андезибазальты–андезиты); Ушишир (предполагаемая подводная кальдера размером 8 × 6 км, внутрикальдерная постройка с кратером диаметром ~1,6 км, извержено 40–45 км^3 материала весом 80–90 т – базальты-дациты); Кетой (вулканический массив с действующим вулканом Пик Палласа, извержено 15–20 км^3 материала весом (35–45) × 10^9 т – базальт-дацит).

В голоцене сформированы надводные части островов-вулканов Райкоке (действующий вулкан Райкоке, извержено 1,5–2 км^3 материала весом (3–4) × 10^9 т – базальт) и Броутона (вулкан Броутона, извержено 5–6 км^3 материала весом (11–13) × 10^9 т – базальт, андезит).

Наименьшие масштабы вулканизм позднего плейстоцена-голоцена имел на о. Уруп. Здесь в это время возникли лишь относительно небольшие по размерам постройки действующих и потенциально активных вулканов Колокол, Берга, Трезубец, Борзова, Три Сестры, а также группа из шести вулканических центров с вулканом Ивао на юге острова. Тем не менее они тоже здесь самые высокие и крупные (см. разд. 3.3.4). Состав их пород от базальтов до андезитов. Всего здесь ими было извержено в сумме не более 10 км^3 материала общим весом 20–25 × 10^9 т.

На о. Итуруп, наоборот, вулканические образования последних 50 тыс. лет представлены очень широко как положительными, так и отрицательными формами (см. разд. 3.3.5). В позднем плейстоцене здесь возникли три крупные наземные кальдеры обрушения (Медвежья, Цирк, Урбич) и одна подводная в заливе Простор (^{14}C возраст ~38–39 тыс. лет), с которой связана мощная (> 200 м) пачка пемзовых отложений на Ветровом перешейке. При их формировании было извержено, по нашей оценке, ~450 км^3 преимущественно дацитовой пирокластики общим весом ~ 600 × 10^9 т.

Кальдера Львиная Пасть образовалась ~9400 ^{14}C л.н. С ней был связан выброс порядка 170 км^3 (вес 170 × 10^9 т) пемзы дацитового состава. Только небольшая ее часть залегает на суше (перешейки Рока и Дозорный), а главный объем выпал в море. Последние 50 тыс. лет – время формирования огромных существенно лавовых стратовулканов Берутарубе и Львиная Пасть, всех существенно пирокластических стратовулканов Медвежий, Богдан Хмельницкий, Чирип, Атсонупури и др., а также многих десятков более мелких вулканических форм. Самая крупная из них подводно-надводная постройка п-ва Чирип с вулканами Чирип и Богдан Хмельницкий имеет объем 450–500 км^3. В результате извержений посткальдерных эруптивных центров кальдеры Медвежий вынесено 60–70 км^3 материала весом (120–150) × 10^9 т, имеющего состав от базальтов до риодацитов. Вулканом Атосонупури извержено ~150 × 10^9 т. Вулканические постройки позднего плейстоцена-голоцена занимают на о. Итуруп площадь ~700 км^2.

На о. Кунашир вулканические постройки позднего плейстоцена-голоцена тоже самые крупные и заметные. Именно они и определяют "вулканический" облик острова. Это знаменитый вулкан Тятя и сложно построенные вулканические комплексы Менделеева и Головнина с одноименными кальдерами и большим числом посткальдерных образований разных типов (см. разд. 3.3.6.). Существенно пирокластический стратовулкан Тятя стал формироваться в позднем плейстоцене и продолжает действовать в современную эпоху. Объем изверженного им материала ~ 90 км^3, вес ~200 × 10^9 т.

Альдеры Менделеева и Головнина возникли субсинхронно ~40 и 39 тыс. ^{14}C л.н., но если посткальдерная вулканическая деятельность в первой из них проявлялась очень интенсивно и в больших масштабах, то во второй образовался лишь небольшой экструзивный массив и две взрывные воронки. Предполагается, что с кальдерой Менделеева был связан выброс порядка 60 км^3 (90 × 10^9 т) андезит-дацитовой пирокластики, а с кальдерой Головнина – всего ~15 км^3 (20 × 10^9 т) пирокластики того же состава.

В целом вулканизму последних 50 тыс. лет были присущи специфические особенности, заметно отличавшие его от вулканизма предшествующего этапа.

1. Вулканизм второй половины среднего-первой половины верхнего плейстоцена просто продолжал вулканическую деятельность времени формирования базальтоидного комплекса (см. раздел 3.4.1, 3.4.2), но преимущественно в наземных, а не подводных условиях. В течение же позднего плейстоцена-голоцена вулканизм проявлялся в двух вариантах. Во-первых, унаследованно от прежнего этапа, но в резко уменьшенных масштабах, происходило формирование мелких форм линейно-гнездового типа (о. Парамушир и др.). Во-вторых, одновременно с этим началась и существовала в течение всех 50 тыс. лет вулканическая деятельность нового этапа.

2. По сравнению с предыдущим этапом вулканизм нового этапа отличался гораздо большей интенсивностью, большим разнообразием изверженных пород, резко возросшим общекурильским коэффициентом эксплозивности, появлением большеобъемных существенно лавовых стратовулканов и самых высоких на Курилах – существенно пирокластических стратовулканов. Если первые отличались от более старых форм такого типа большими параметрами, то вторые возникли здесь вооб-

ще впервые за последние 2–3 млн лет, как и на Камчатке. Есть и еще общая особенность этого этапа вулканизма, сходная с Камчаткой: подавляющее число катастрофических кальдерообразующих и субкальдерных извержений здесь тоже было приурочено к двум пароксизмам эксплозивного вулканизма: ~40 тыс. л.н. и в первой половине голоцена.

3.5. Модифицированный предварительный проект списка действующих и потенциально активных вулканов Курил

Курильские острова – еще один регион, наряду с Камчаткой, где имеется много действующих вулканов с большим количеством современных извержений. Впервые об извергавшихся вулканах на Курильских островах стало известно в Москве в 1701 г. из донесения казачьего пятидесятника Владимира Атласова, который в 1697 г. с юго-западного побережья Камчатки наблюдал курящийся Алаид – сейчас один из самых активных вулканов Северных Курил. В монографиях участников Второй Камчатской экспедиции 1732–1743 гг. С.П. Крашенинникова [1755] и Г.В. Стеллера [1744, 1999] к Алаиду было добавлено еще три извергавшихся вулкана (по результатам экспедиции 1713 г. Казачьего сотника Ивана Козыревского): Чикурачки или Эбеко на о. Парамушир, Севергина на о. Харимкотан и предположительно Чирпой на одноименном острове. К концу XVIII в. появились сведения о 15 активных вулканах на Курилах [*Горшков*, 1967]. При внезапном извержении вулкана Райкоке (Центральные Курилы) в 1778 г. появились и первые жертвы вулкана среди российских исследователей: погибли 15 человек во главе с сотником Иваном Черным. Материалы экспедиции 1766–1769 гг. И. Черного явились основой первой подробной сводки о Курильских островах, включая описания многих действующих вулканов и их извержений. К концу XIX в. к уже известным на Курильских островах добавилось еще 14 действующих вулканов. В каталоге 1957 г. [Горшков, 1957] количество действующих вулканов и современных эруптивных центров доведено там до 39, в каталоге И.И. Гущенко [1979] – до 45. После работ Мелекесцева [1967–1969 гг.] на Курильских островах и проведенного массового дешифрирования аэрофотоснимков некоторые вулканы из списка действующих были исключены [*Мелекесцев*, 1973]. Еще раньше *Г.С. Горшков* [1967] признал ошибочным отнесение к действующим вулканам Асырминтар, включенного им в Каталог 1957 г.

Молодые вулканы Курильских островов, в отличие от Камчатки, на предмет их будущей активности почти не изучались. Исключением являются лишь вулканы Эбеко на о. Парамушир [*Мелекесцев и др.*, 1993] и Пик Немо на о. Онекотан [*Melekestsev et al.*, 1991]. Поэтому здесь к действующим и потенциально активным отнесены 40 наземных вулканов и два подводных эруптивных центра (табл. 3.3), на основе скорректированных и дополненных Мелекесцевым данных по этой проблеме из монографий Г.С. Горшкова и Е.К. Мархинина [*Горшков*, 1967; *Мархинин*, 1967].

Наиболее характерные, многочисленные и высокие среди действующих и потенциально активных – существенно пирокластические стратовулканы (СПС), определяющие современных облик многих островов Курильской гряды. В Западной вулканической зоне Курил они являются вершинными надводными частями островов-вулканов Алаид, Ширинки, Экарма, Чиринкотан, Райкоке, Броутона. Максимальной активностью (восемь извержений в XVIII–XX вв.) и современной продуктивностью (8–10 млн т в год изверженных продуктов) отличался базальтовый вулкан Алаид.

Его тефра неоднократно (1793, 1981 гг.) выпадала и на Камчатке. В апреле

Таблица 3.3

Действующие и потенциально активные вулканические образования Курильских островов

Тип вулканического образования	Критерии выделения		Тип вулканического образования	Критерии выделения	
	1	2		1	2
Многоактные вулканы			Многоактные вулканы		
Алаид	+	+	Севергина	+	+
Ширинки?	–	–	Горящая сопка	+	+
Экарма	+	+	Менделеева	+	+
Чиринкотан	+	+	Синарка	+	+
Райкоке	+	+	Ушишир	+	+
Броутона?	–	–	Иван Грозный	+	+
Пик Фусса	+	+?	Головнина	+	+
Пик Немо	+	+	Эбеко	+	+
Пик Креницына	+	+	Татаринова	+?	+
Пик Сарычева	+	+	Карпинского	?+	+
Расшуа	+	+	Берга	+	+
Кетой	+	+	Трезубец	+	+
Пик Прево	+	+?	Колокол?	+?	?+
Черного	+	+	Баранского	+?	+
Сноу	+	+	Тебенькова	–	+?
Брат Чирпоев	+	+	Стокап?	–	+?
Медвежий-Кудрявый	+	+	Прочие вулканические образования		
Чирип	–	+			
Богдана Хмельницкого	+	+	*Кальдеры*		
Атсонупури	+	+	Тао-Русыр	+	+
Тятя	+	+	Заварицкого	+	+
Берутарубе	+	+	*Подводные центры в море*		
	+	+	1924 г.	?+	?+
			1967 г.	+	?+

Примечание. 1 – Исторически документированные извержения; 2 – фумарольная активность за последние столетия; знак "+" наличие, "–" – отсутствие, "?" – требуется проверка и уточнение.

1981 г. пеплопад наблюдался в г. Петропавловске-Камчатском, а тонкая пирокластика оказалась даже над Северной Америкой [*Авдейко и др.*, 1982].

Действующие и потенциально активные существенно пирокластические стратовулканы преобладают (15 форм) и в Главной вулканической зоне Курил. Андезибазальтовый вулкан Чикурачки на о. Парамушир – самый активный (семь извержений в XIX–XX вв.). Наиболее сильное его извержение (~1 км^3 пирокластики), по данным Г.С. Горшкова [1967], произошло в декабре 1853 г. Базальтовый вулкан Тятя типа Сомма-Везувий – самый известный. За последнюю тысячу лет там произошло четыре извержения [*Nakagawa et al.*, 2002]. Самое свежее вершинное – 1812 г., побочное – в 1973 г. (~0,2 км^3 ювенильной и резургентной пирокластики, возникло четыре взрывных кратера).

Помимо СПС в Главной вулканической зоне Курил к действующим и потенциально активным аппаратам относятся четыре экструзивных массива (Синарка,

Ушишир, Иван Грозный, Головнина) и три экструзивных вулкана (Севергина, Горящая сопка, Менделеева). Все они андезитовые, ювенильные продукты их молодых извержений – тоже. Вулкан Севергина известен своими катастрофическими извержениями типа направленного взрыва в 1713 и 1933 гг., способствовавшими возникновению мощных цунами в Охотском море и на тихоокеанском побережье. Вулканов линейно-гнездового типа здесь девять: Эбеко, Татаринова, Карпинского на о. Парамушир; Берга, Трезубец, Колокол – о. Уруп; Баранского, Тебенькова, Стокап – о. Итуруп. Они сложены породами андезито-андезибазальтового состава. Для них характерны по большей части фреатические извержения и резургентный материал. В некоторых случаях после взрывов происходил рост небольших андезитовых экструзивных куполов. Потенциально активных кальдер – две: Тао-Русыр и Заварицкого с позднейшими извержениями в 1952 и 1957 гг. соответственно. Имеются два пункта подводных извержений с неустановленными типами вулканических аппаратов.

3.6. Долгосрочный прогноз типа, параметров и опасности извержений на основе детальной реконструкции истории и динамики эруптивной активности вулкана Эбеко как прогнозная модель для наиболее характерных вулканических аппаратов Курильских островов

В отличие от Камчатки, детальная реконструкция эруптивной истории и динамики эруптивной активности действующих вулканических аппаратов Курильских островов, долгосрочный прогноз их будущих извержений и связанной с ними опасности выполнены пока лишь для двух вулканов – Эбеко на о. Парамушир и Пик Немо на о. Онекотан, хотя потребность в подобных исследованиях на Курилах очень актуальна, так как здесь многие населенные пункты и важные хозяйственные объекты расположены еще ближе к действующим вулканам, чем на Камчатке. Работы на вулкане Эбеко были проведены сотрудниками Института вулканической геологии и геохимии (И.В. Мелекесцев, В.Ю. Кирьянов, А.В. Курбатов, И.А. Несмачный) и Института вулканологии (В.Н. Двигало) ДВО РАН по просьбе администрации г. Северо-Курильск в связи с начавшимся в 1987 г. извержением этого вулкана [*Мелекесцев и др.*, 1993].

Вулкан Эбеко (50°41' с.ш., 156°01' в.д.) как бы "нависает" (рис. 3.37) над Северо-Курильском, располагаясь на 1000 м выше и всего в 4,5–5 км от него. Эбеко – единственный действующий вулкан хр. Вернадского в северной части о. Парамушир – снова привлек пристальное внимание вулканологов в конце 1980-х годов в связи с угрозой последствий его извержений для Северо-Курильска. Дело в том, что после катастрофического цунами 4 ноября 1952 г., разрушившего город, его было решено перенести в более безопасное от цунами место. Не проведя вулканологической экспертизы, новый Северо-Курильск стали строить на вулканогенно-пролювиальных конусах выноса рек Кузьминки и Матросская, начинающихся прямо на склонах в. Эбеко (рис. 3.38).

Проведенное летом 1987 г. рекогносцировочное обследование этих конусов выноса показало, что главная роль в их строении принадлежит лахаровым отложениям. При этом пачки лахаровых отложений разделены лишь маломощными горизонтами погребенных почв, указывающими на кратковременность интервалов между прохождением лахаров. Поскольку длина рек Матросской и Кузьминки от истоков до вершин их конусов выноса не превышает 7–8 км, а перепад высот составляет более 1000 м, то лахары могли достигать района нового города через 15–30 мин после образования. Начавшееся 14 октября 1987 г. извержение в. Эбеко и угроза возник-

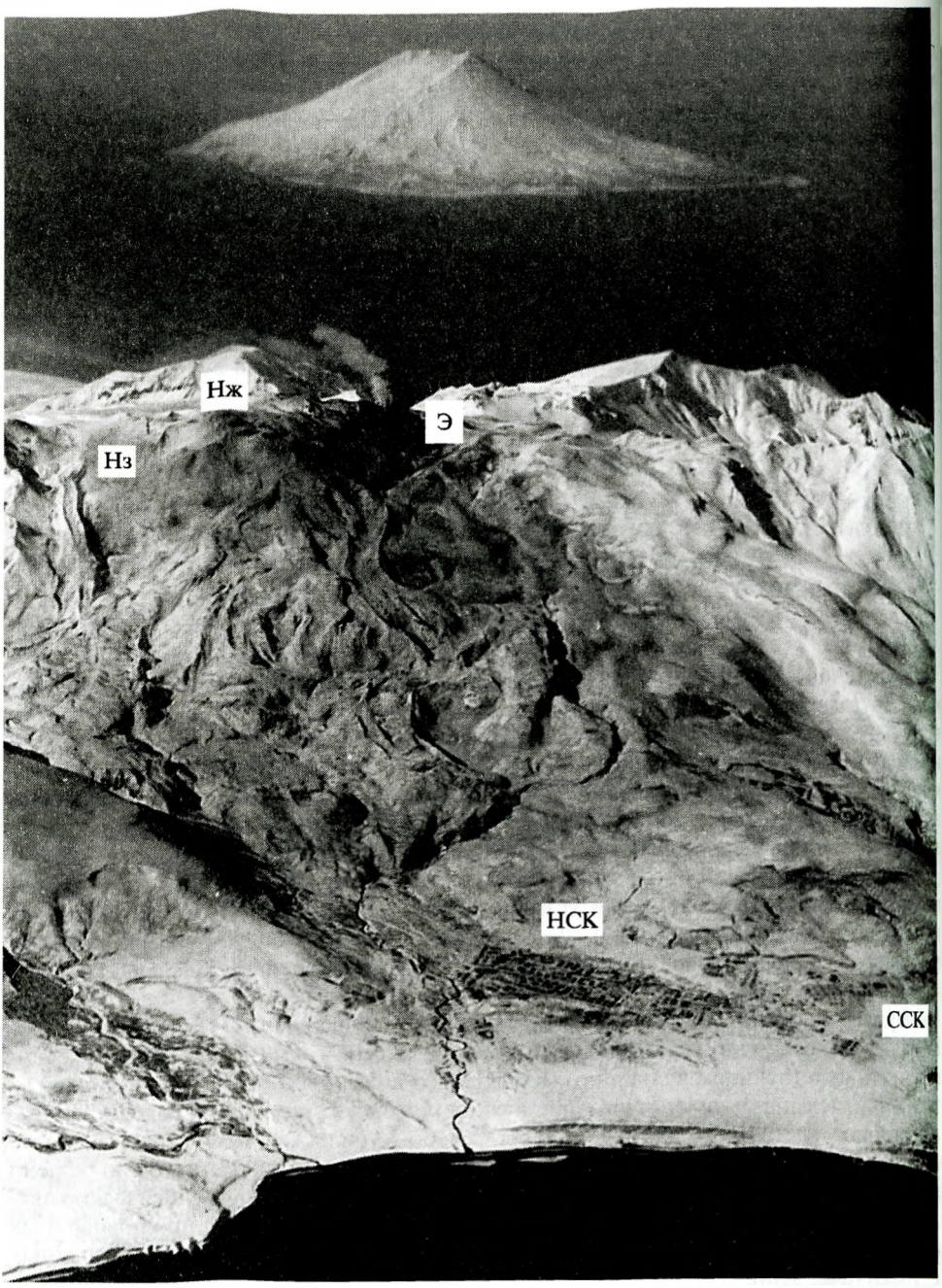


Рис. 3.37. Вулканы группы Эбеко и г. Северо-Курильск (о. Парамушир):

Вулканы: Э – Эбеко с поднимающимся паро-газовым облаком, Нж – Неожиданный, Нз – Незаметный. Города: НСК – Новый Северо-Курильск, ССК – Старый Северо-Курильск. На заднем плане, за проливом о. Атласова с действующим вулканом Алаид, хорошо видна заснеженная поверхность, которая покрыта свежевыпавшим вулканическим пеплом (*Фото В.Н. Двигало*)

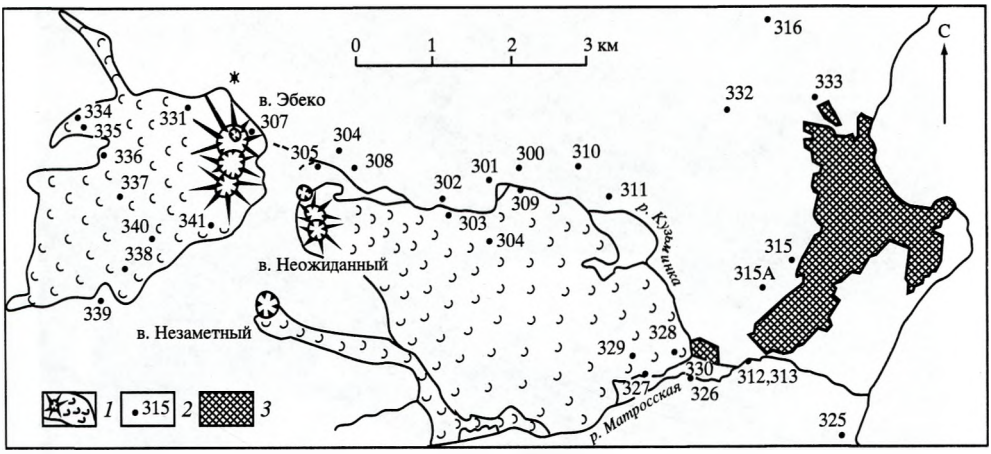


Рис. 3.38. Вулканы группы Эбеко и г. Северо-Курильск:

1 – конусы вулканических аппаратов и их лавовые потоки; *2* – основные точки полевых наблюдений и их номера; *3* – территория г. Северо-Курильска (Старый и Новый города)

новения связанного с ним очередного лахара, стимулировали организацию специальной комплексной экспедиции по детальному изучению геологического строения вулкана, последствий его извержений (включая исторические), мониторинга и оценки будущей вулканической опасности для Северо-Курильска. Наряду с традиционными вулканологическими и геолого-геоморфологическими методами изучения вулкана в большом объеме были применены аэрофотогеодезические исследования, включившие наземные топографо-геодезические и аэрофотосъемочные работы, фотограмметрическую обработку аэроснимков, составление крупномасштабных (1:5000 и 1:10000) планов и топокарт.

Последнее объясняется главным образом тремя причинами: 1) отсутствием для этого вулкана точных топографических карт и свежих аэрофотоснимков; 2) ответственностью оценок вулканической опасности и 3) попыткой выработки конкретных мер по минимизации ущерба для города от будущих извержений в. Эбеко.

3.6.1. Современная морфология вулкана Эбеко

Главными элементами в. Эбеко являются сложно построенный вулканический хребет, который образован пятью-шестью слившимися между собой конусами разного возраста и сохранности с крупными кратерами наверху, а также расположенное к западу и северо-западу от него обширное лавовое поле (см. рис. 3.38).

Морфология привершинной части вулкана до извержения 1987–1990 гг. описана в многочисленных публикациях [*Горшков,* 1953, 1957, 1967; *Мархинин,* 1967; *Опыт комплексного исследования... хр. Вернадского...,* 1966 и др.]. Поэтому здесь имеет смысл остановиться лишь на некоторых деталях, не отмеченных предыдущими исследователями и выявленных при дешифрировании и фотограмметрической обработке аэрофотоснимков от 3.X.1988 г. (рис. 3.39, 3.40).

3 октября 1988 г. вытянутая в субмеридиональном северо-северо-западном (аз. 10°) направлении, вершинная часть в. Эбеко имела размер 315 × 785 м. Здесь находились три четко оформленных, соприкасающихся между собой кратера – Южный, Средний и Северный. Помимо них в привершинной части конуса располагались более 10 боковых эксплозивных кратеров и воронок взрыва различной формы и размера. Максимальная высота вулкана составляла 1136,3 м.

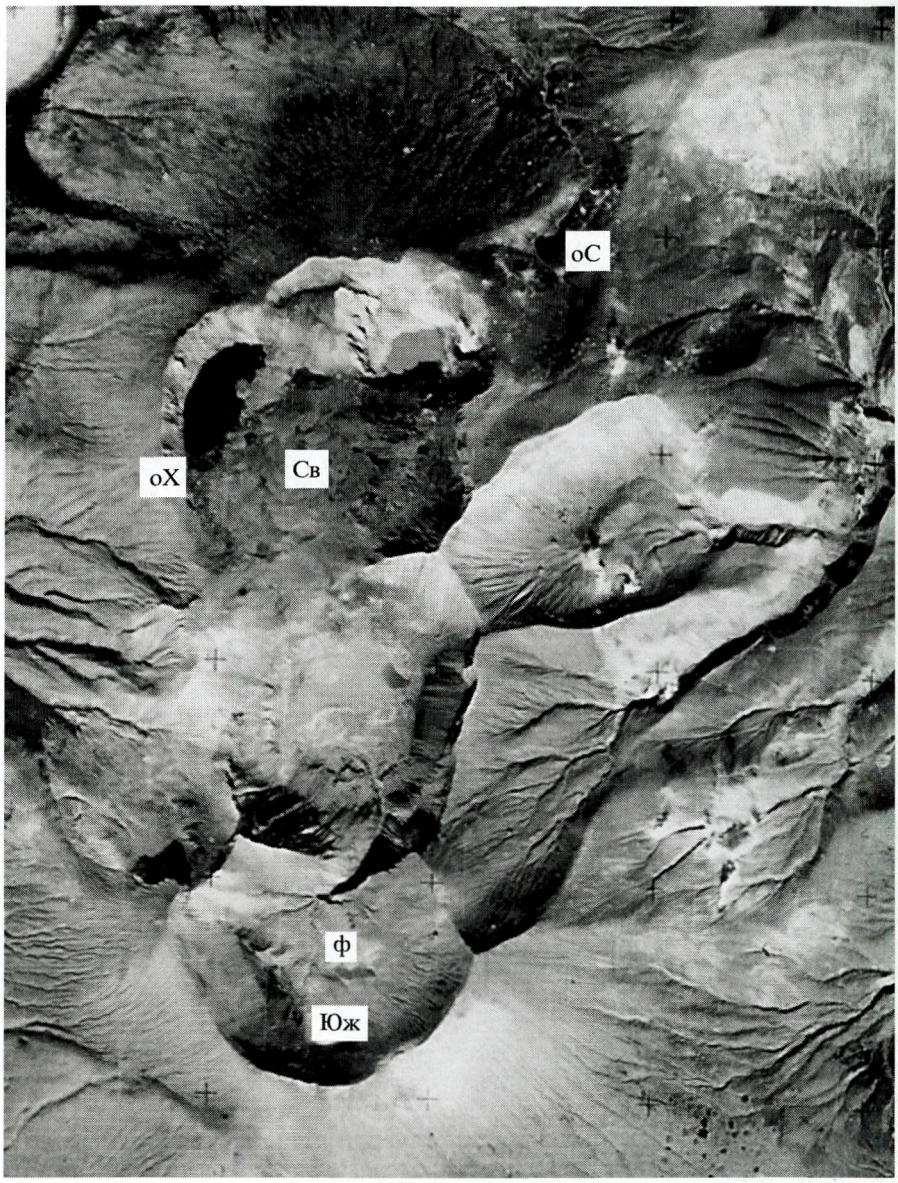


Рис. 3.39. Вершинная часть вулкана Эбеко 3.10.1988 г.

Юж – Южный кратер, Св – Северный кратер, оХ – оз. Холодное, оС – оз. Снежное, ф – наиболее четко видные фумаролы

Самый старый Южный кратер имел в поперечнике от 240 до 290 м и максимальную глубину 56 м. На его склонах и в дне были видны многочисленные промоины – русла временных водотоков. У подножия кратерного уступа протягивался пояс холмистого рельефа, сложенного обвально-ползневыми толщами, которые сильно изменены фумарольными газами и гидротермами. Наиболее свежий обвально-оползневый цирк располагался в северо-западном секторе уступа.

Хорошо видно, что северный край Южного кратера был частично срезан при образовании Среднего кратера. Здесь стенка кратера прорвана глубоким V-образ-

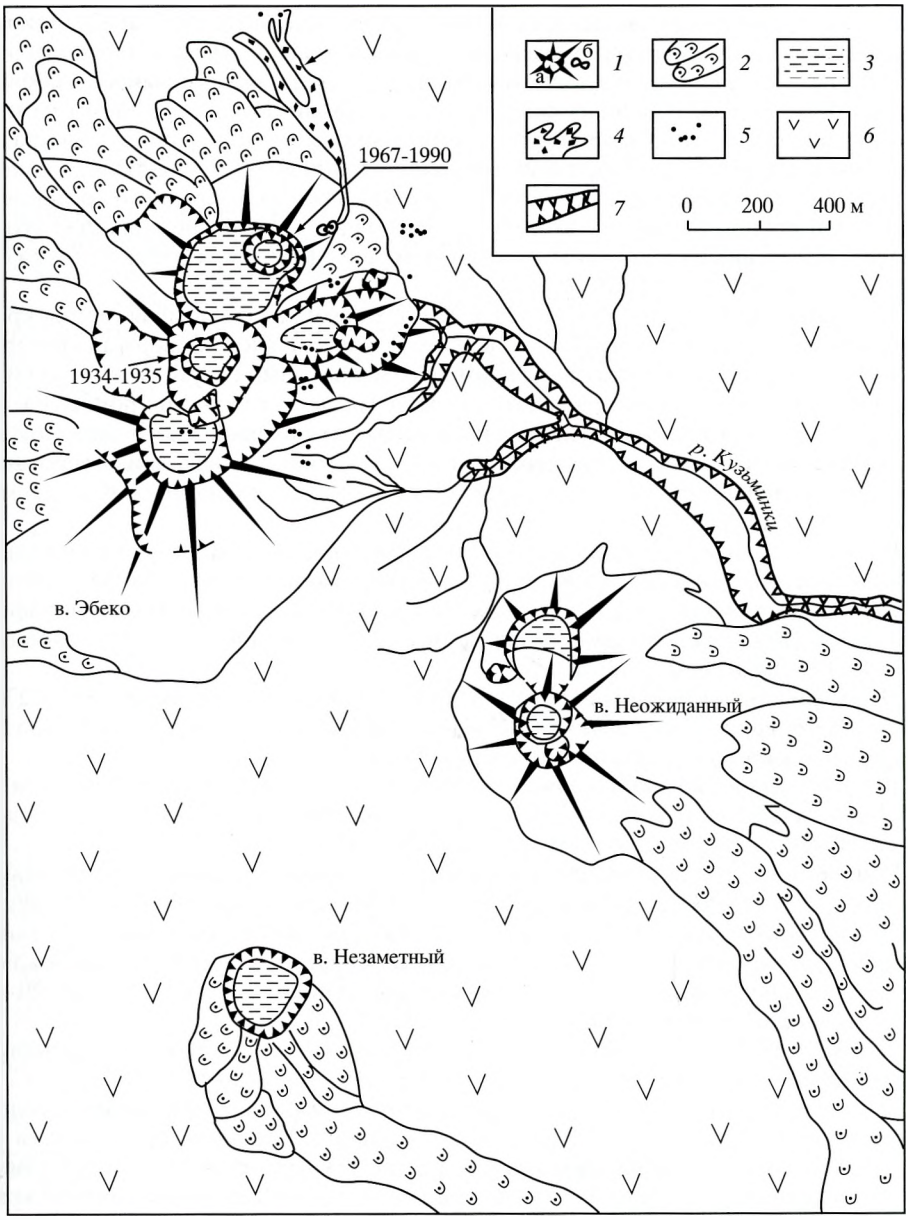


Рис. 3.40. Геоморфолого-вулканологическая карта вулканов группы Эбеко:

1 – вулканические аппараты (а – конусы и кратеры, б – воронки взрыва); *2* – лавовые потоки; *3* – озерные отложения на дне кратеров; *4* – лахар; *5* – фумаролы; *6* – вулканические образования более раннего (Q_3–Q_4^1) возраста; *7* – долина р. Кузьминки и ее притоков

ным каньоном – бывшим обвальным цирком, слегка преобразованным эрозионными процессами.

Диаметр более молодого Среднего кратера 250–300 м, глубина 72 м, минимальная отметка дна 1030,6 м. В момент съемки озера на дне кратера отсутствовали, хотя на его склонах имелись, многочисленные озерные террасы. Тыловой шов наиболее высокой из них располагался на отметке около 1040 м. Дно опущенного озера,

длительное время наблюдавшегося в кратере [*Горшков,* 1953, 1957, 1967], покрыто многометровой пачкой озерных осадков, скрывших бывшие здесь неровности рельефа. Почти вся южная часть озерной котловины занята конусом выноса из обвальных отложений, перемещенных сюда при образовании обвального цирка на перемычке между Южным и Средним кратерами. Вдоль северной границы дна кратера отчетливо выделялись дугообразные трещины длиной до 60 м и наибольшей шириной до 5 м. С западной стороны, в зоне сочленения Южного и Среднего кратеров хорошо виден крупный (ширина 150–160 м) обвальный цирк и заполняющие его обвальные отложения с характерным холмистым рельефом. Цирк срезает стенки обоих кратеров и, следовательно, моложе их.

Северный кратер имел размер 325 × 220 м. Восточная и западная стенки кратера обрывисты и достигают наибольшей высоты – 40 м. На юге Северный кратер открыт в Средний, так как сплошная перемычка между ними отсутствует. Дно кратера неровное (имеются углубления и бугры до 10 м высотой) из-за широкого распространения здесь обвально-оползневых и взрывных отложений. В юго-западном секторе отчетливо прослеживается цепочка из трех воронок взрыва, ориентированная в восточно-северо-восточном направлении (аз. 80°). Длина цепочки ~70 м, диаметр воронок от 11 до 26 м.

В северо-западной части дна кратера сохранился фрагмент мелководного оз. Холодное, занимавшего в 1960-е гг. всю северную половину кратера [*Горшков,* 1967; *Опыт комплексного исследования хр. Вернадского...,* 1966]. В день аэрофотосъемки 3.X.1988 г. о. Холодное имело длину 122 м, ширину до 50 м и глубину до 1,5 м, урез озера 1033 м.

Первоначально Северный кратер был овальной формы, размером 325 × 270 м. Но при образовании более молодого Среднего кратера его южная часть была уничтожена, а размеры уменьшились до современных.

В свою очередь, возникновение Северного кратера явилось причиной частичного разрушения еще одного старого вершинного кратера – Северо-Восточного, имевшего также овальную форму и размер 160–110 м.

Именно в центре последнего и располагается сейчас активный кратер диаметром 110 м. На его дне – озеро площадью 1725 м^2, с урезом воды 1009,3 м. Стенки активного кратера крутые скалистые с небольшими осыпями у основания. Их максимальная высота над уровнем озера в северной части – до 56 м, минимальная (20–21 м) – на юго-западе. На более пологой восточной стенке, на высотах 1014,9 и 1028,9 м – мощные фумаролы.

Следует отметить, что активный кратер возник на месте взрывной воронки, образовавшейся еще во время извержения 1967 г.

В многочисленных боковых кратерах – цирках и взрывных воронках сосредоточена основная часть центров фумарольной и гидротермальной деятельности (см. рис. 3.40). Поскольку, на наш взгляд, в строении этих форм существенных изменений не произошло, ограничимся лишь описанием самого северо-восточного кратера (в котором находилось оз. Снежное), ставшего позднее одним из эруптивных центров. Этот кратер расположен на высоте около 1025 м в 150 км к востоку–северо-востоку от центра активного кратера. Его диаметр по кромке ограничивающего уступа ~80 м. На дне – округлое озеро площадью 440 м^2, несколько смещенное от центра кратера к северу. Урез воды в озере был равен 1021,3 м. Высота стенок кратера изменяется от 20 м в южной части до 1,2 м – в северной, где кратер открыт в эрозионную ложбину, выработанную ручьем, периодически вытекавшим из озера при его переполнении.

Вблизи оз. Снежного зафиксирована группа довольно мощных фумарол, не обозначавшихся раньше на схемах этого района. Фумаролы расположены на восточной внутренней стенке кратера и по восточному борту долины ручья вдоль линии северо-восточного простирания. Небольшая загазованность участка и мелкий

масштаб снимков не позволили точно определить общее количество фумарол. Поэтому на карте (см. рис. 3.40) обозначены только три наиболее мощных выхода газов, однозначно распознающихся на аэрофотоснимках 1988 г.

3.6.2. Геологическое строение района вулкана Эбеко

Дочетвертичный фундамент в. Эбеко образован миоценовой среднепарамуширской и миоцен-плиоценовой утесной сериями, прорванными субвулканическими телами андезитового состава [*Опыт комплексного исследования хр. Вернадского...*, 1966; *Сергеев*, 1966]. Предполагаемая абсолютная высота кровли пород неогенового фундамента ~200 м. Более молодыми породами фундамента являются лавы и пирокластические отложения потухших средне-верхнеплейстоценовых вулканов хр. Вернадского.

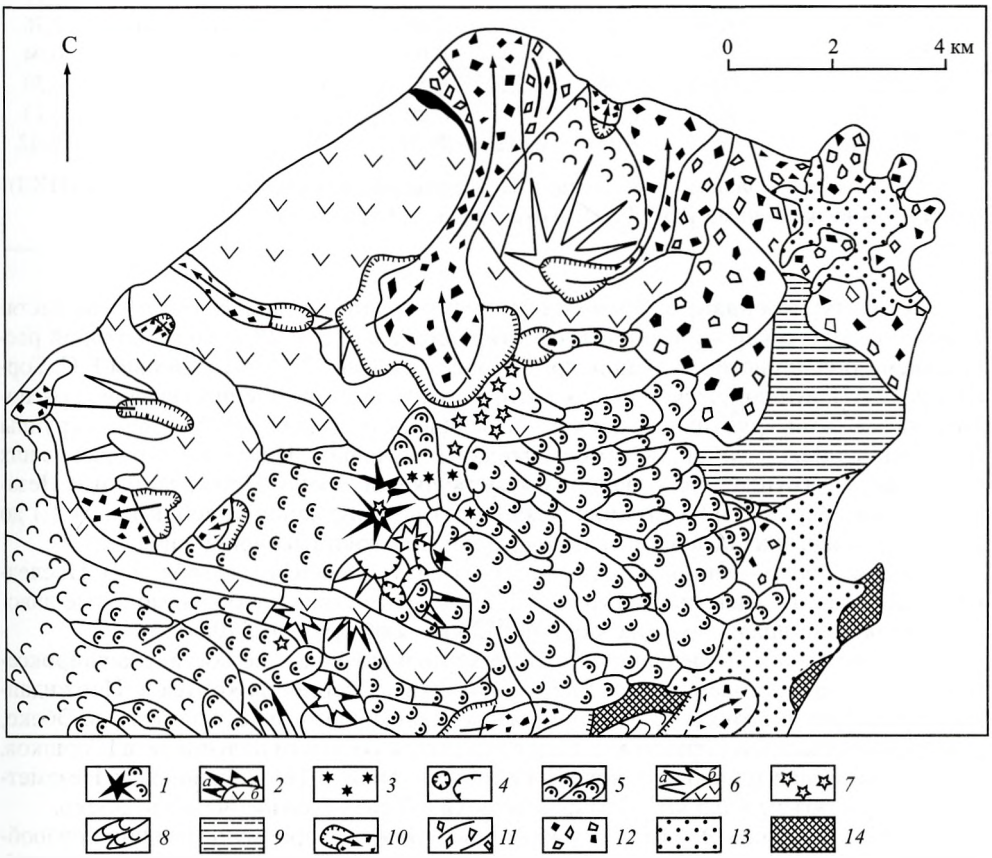


Рис. 3.41. Вулканы северной части хр. Вернадского на о-ве Парамушир:

1 – конусы и лавовые потоки вулканов группы Эбеко; *2* – позднеплейстоценовые-голоценовые вулканы (а – сохранившиеся участки, б – разрушенные); *3* – позднеплейстоценовые-голоценовые одноактные эруптивные центры; *4* – кратеры; *5* – позднеплейстоценовые-голоценовые лавовые потоки; *6* – верхнеплейстоценовые вулканы (а – сохранившиеся участки, б – разрушенные); *7* – верхнеплейстоценовые одноактные эруптивные центры; *8* – верхнеплейстоценовые лавовые потоки; *9* – абрадированный силл верхнеплиоценового (?) возраста Плато Аэродромное; *10* – сейсмотектонические обвалы: *11* – позднеплейстоценовые морены; *12* – неразделенные ледниковые и обвальные отложения; *13* – голоценовые аккумулятивные равнины разного генезиса; *14* – породы дочетвертичного фундамента

Таблица 3.4

Химический состав (мас.%) лав вулкана Эбеко

Компоненты	Номер образца							
	331	334	336	337	338	339	340	341
SiO_2	54,32	60,52	59,44	59,89	58,29	60,34	60,39	60,52
TiO_2	0,78	0,69	0,78	0,67	0,68	0,88	0,67	0,65
Al_2O_3	17,62	16,33	16,64	16,10	16,24	16,12	16,22	16,08
Fe_2O_3	3,52	2,68	2,87	2,60	2,51	2,88	2,89	3,81
FeO	5,73	4,26	4,58	4,55	4,47	4,57	4,23	3,31
MnO	0,22	0,16	0,18	0,18	0,18	0,18	0,17	0,17
MgO	4,48	2,70	3,08	3,20	2,94	3,20	2,94	2,70
CaO	8,29	6,28	6,14	6,08	6,28	6,14	5,54	6,22
Na_2O	2,78	3,01	3,13	3,01	3,01	3,01	3,13	3,11
K_2O	1.68	2,35	2,35	2,45	2,29	2,45	2,62	2,76
H_2O^-	0,00	0,00	0,04	0,09	0,16	0,09	0,14	0,04
H_2O^+	0,00	0,56	0,32	0,57	2,57	0,09	0,55	0,50
P_2O_5	0,23	0,15	0,17	0,20	0,19	0,13	0,16	0,13
Сумма	99,65	99,69	99,72	99,59	99,81	100,08	99,65	99,42

Примечание. Анализы выполнены в Центральной химической лаборатории (ЦХЛ) Института вулканологии ДВО РАН. Аналитик Л.А. Карташева.

В структурном плане в. Эбеко приурочен к крупной зоне разломов (зоне растяжения?) северо-северо-восточного простирания (аз. около 25°), вдоль которой расположено большинство вулканов хр. Вернадского (рис. 3.41). По данным Г.С. Горшкова [1967], вулканические центры этого хребта имеют линейно-гнездовое расположение, а сами эруптивные центры объединены в отдельные "гнезда" – группы сближенных между собой, но самостоятельных вулканов. Наиболее молодая из них по возрасту – группа Эбеко, включающая вулканы Эбеко, Неожиданный и Незаметный (см. рис. 3.41). Расстояния между центрами вулканов колеблются от 1,1 до 1,7 км. С каждым из вулканов связаны мощные потоки глыбовой лавы.

Лавы в. Эбеко – пироксеновые андезибазальты и андезиты (табл. 3.4). Последние преобладают. Андезибазальтовый состав имеют лишь наиболее молодые лавовые потоки. Площадь лавового покрова ~5 км^2, а объем – 0,25–0,30 км^3.

Лавы вулканов Неожиданный и Незаметный отвечают по составу двупироксеновому андезиту с содержанием SiO_2 ~ 57%. Лавы с вершины конуса в. Неожиданный по составу и структуре основной массы напоминают андезиты бомб в. Эбеко, отличаясь большей плотностью и более основным составом плагиоклаза [Горшков, 1967]. Суммарная площадь лавового покрова вулканов Неожиданный и Незаметный 9,2 км^2, объем ~ 0,5 км^3. Это фактически в 2 раза больше, чем у в. Эбеко.

Конусы вулканов Эбеко и Неожиданный сложены преимущественно грубообломочной пирокластикой. Суммарный объем построек – 0,15 км^3: Эбеко – 0,13 км^3, Неожиданный – 0,02 км^3. Пирокластический конус у в. Незаметный отсутствует, а его лавовый поток начинается непосредственно от края кратера (см. рис. 3.40).

Тефра в. Эбеко изучена нами в 38 разрезах почвенно-пирокластического чехла по всем направлениям от эруптивного центра на разных расстояниях от него (см. рис. 3.38). Непосредственно на склонах и у его подножия она грубообломочная – бомбова-лапиллиевая с заполнителем из пылеватого крупно- и грубозернистого песка с гравием. Ее цвет серый или буро-серый. Мощность индивидуальных горизонтов тефры достигает 0,5–1 м. Однако уже на небольшом удалении от вулкана мощ-

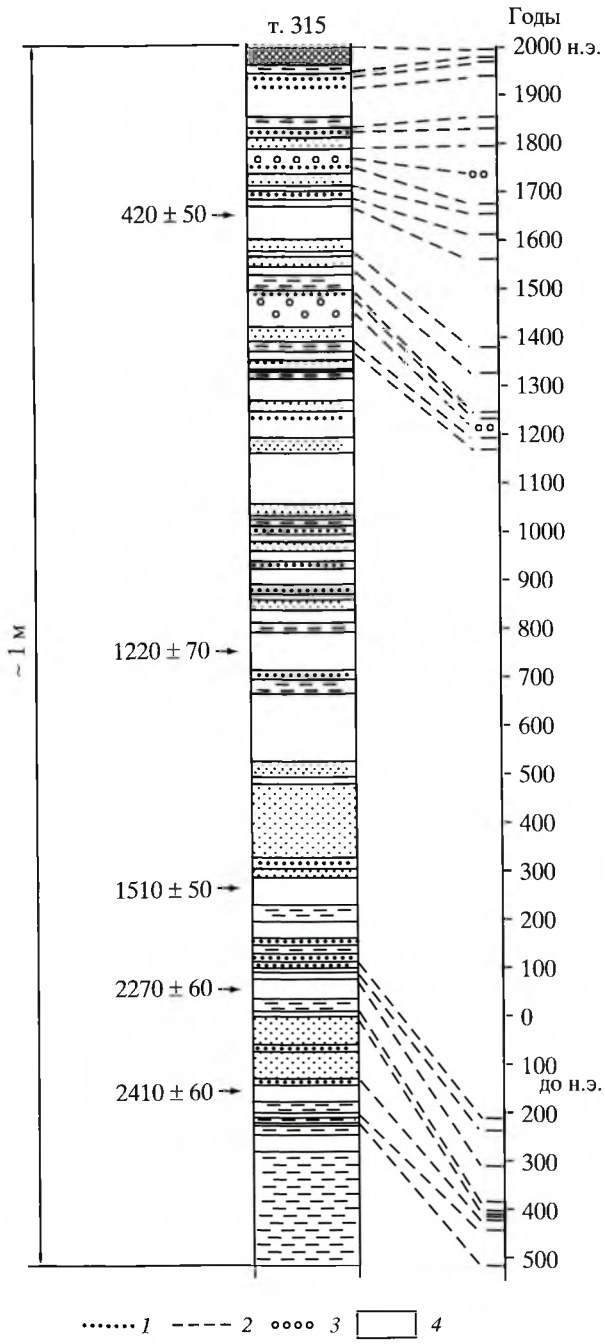


Рис. 3.42. Верхняя часть наиболее полного разреза почвенно-пирокластического чехла в Северо-Курильске (т. 315):

1 – тефра в. Эбеко; *2* – тефра прочих вулканов; *3* – отложения цунами; *4* – современная дернина. Цифры справа – установленный календарный возраст горизонтов тефры и отложений цунами в интервалах ~1160–1989 гг. и ~500–200 гг. до н.э.; цифры слева – ^{14}C даты

ность выпавшей тефры и ее крупность резко падают. В радиусе 3–4 км – это преимущественно пылеватый разнозернистый песок желто-серого и светло-коричневого цвета с мощностью прослоев 1–4 см. На расстоянии 7–8 км тефра представлена маломощными (0,5–1 см) прослоями белого, светло-серого и сизо-серого алевропелита с примесью мелкозернистого и среднезернистого песка. Правда, и здесь в некоторых горизонтах (точки 313, 315 и др.) присутствуют обломки лав до 3,5 см в поперечнике.

В наиболее полных разрезах (см. рис. 3.42) почвенно-пирокластического чехла в Северо-Курильске насчитывается до 35 горизонтов тефры в. Эбеко, суммарная мощность которой составляет около 50 см.

3.6.3. История эруптивной активности вулканов группы Эбеко с момента их возникновения до XX в.

По данным проведенных нами геолого-вулканологических, тефрохронологических исследований, все вулканы группы Эбеко (Эбеко, Неожиданный и Незаметный) возникли одновременно во второй половине голоцена. Однако вулканическая деятельность началась здесь значительно раньше. Так, самые старые из морфологически выраженных вулканов северной части хр. Вернадского имеют предположительно средне-верхнеплейстоценовый возраст [*Камчатка, Курильские и Командорские острова*, 1974]. Это вулканы Землепроходец, Ветровой, Влодавца и др. Никакой активности они уже давно не проявляют.

Непосредственными предшественниками вулканов группы Эбеко являются многочисленные вулканические образования позднеплейстоценового-раннеголоценового возраста. Часть позднеплейстоценовых вулканов возникла непосредственно перед началом (23–25 тыс. л.н.) II фазы верхнеплейстоценового оледенения и была обработана ледниками с образованием каров и трогов. Другие формировались непосредственно в условиях оледенения (в интервале от 25–23 до 12–11 тыс. л.н.), поэтому среди них широким распространением пользуются формы типа тюйя, связанные с подледной вулканической деятельностью. Раннеголоценовые вулканы ледниками не обработаны, но, несмотря на свою молодость, как и более древние формы, они тоже значительно преобразованы эрозионными и обвально-оползневыми процессами. Главная причина этого – исключительно широкое распространение малопрочных, глинистых измененных пород, обусловленное интенсивной и длительной переработкой слагающих вулканы лав и пирокластики под действием вулканических газов и термальных вод. Измененные породы позднеплейстоценового-раннеголоценового возраста и служат фундаментом вулканов группы Эбеко.

Все позднеплейстоценовые вулканы сейчас тоже потухшие. Однако их активность в виде фреатических взрывов и фумарольной деятельности имела место почти до середины голоцена, о чем свидетельствуют хорошо выраженные в низах разрезов почвенно-пирокластического чехла многочисленные горизонты резургентной тефры этих вулканов. В частности, достаточно мощные извержения были по данным ^{14}C датирования[2] около 8 тыс. л.н.

В интервале от 8 до 5,8 тыс. л.н. вулканическая деятельность здесь прекратилась или существенно ослабла, так как в средних частях разрезов почвенно-пирокластического чехла четкие прослои тефры, связанные с извержениями "местных" вулканов, отсутствуют.

После периода относительного спокойствия вулканическая деятельность вновь резко активизировалась. Сначала это были мощные фреатические извержения. Ас-

[2] Здесь и далее календарный возраст, определен путем перерасчета ^{14}C дат [*Stuiver*, 1993].

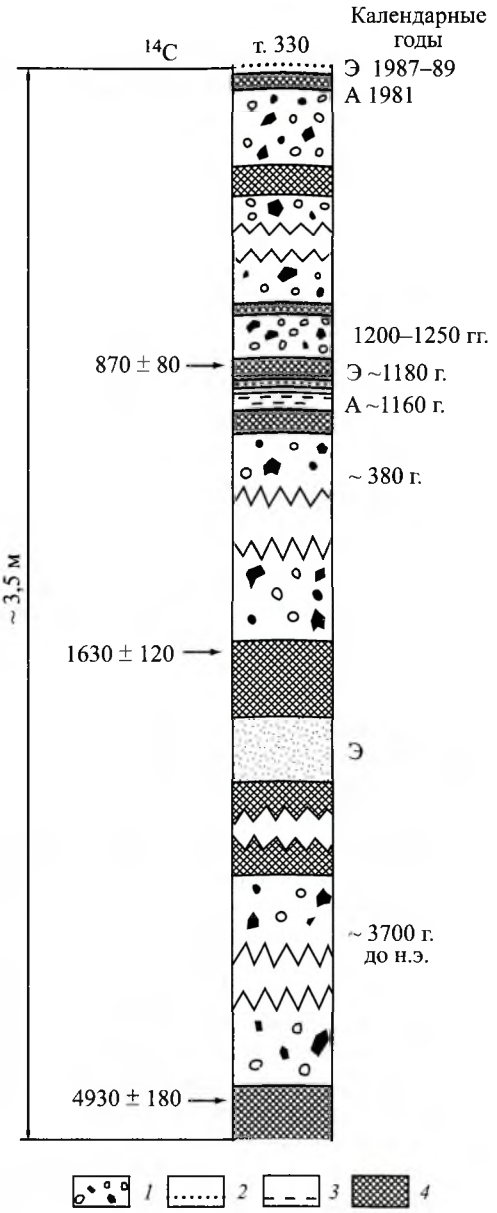


Рис. 3.43. Лахары в новой части Северо-Курильска (долина р. Кузьминки, т. 330):

1 – отложения лахаров и мощных паводков; *2* – тефра в. Эбеко; *3* – тефра прочих вулканов; *4* – оторфованные почвы и торф, А – в. Алаид

социирующаяся с ними тефра представлена в разрезах почвенно-пирокластического чехла в окрестностях Северо-Курильска горизонтом тефры мощностью до 8–10 см. Как правило, это желто-серый или грязно-желтый алевропелитовый материал с разнозернистым песком и угловатыми обломками размером от 2 до 10 мм. Иногда – алевропелит с примесью мелкозернистого песка. Тонкая и грубая фракция пепла представлена преимущественно в разной степени раздробленными породами. Ювенильная компонента в тефре не обнаружена.

Извержения сопровождались мощными лахарами. Один из них в четырехметровом обрыве правого берега р. Кузьминка на окраине Северо-Курильска датирован ^{14}C методом: для торфа непосредственно из-под 1–1,2-метрового грубообломочного (размер глыб до 1 м в поперечнике) прослоя лахаровых отложений получена дата 4930 ± 180 ^{14}C л.н. (рис. 3.43). Соответственно ^{14}C возраст лахара должен быть ~4900 л.н., календарный – ~5700 л.н Сходный возраст имеет лахар и по р. Наседкина (т. 325).

Точное местонахождение эруптивных центров этого возраста установить невозможно. Однако несомненно, что они находились в приводораздельной части хр. Вернадского, в районе современных вулканов группы Эбеко. Точное количество извержений тоже неизвестно. Можно лишь предполагать, что они происходили достаточно часто, особенно в начальный период. Так, судя по наличию в разрезе почвенно-пирокластического чехла т. 312 семи горизонтов тефры, отложенных всего за 700 лет, средняя частота сильных пеплопадов в районе Северо-Курильска составляла примерно 1 раз в 100 лет. Реальная длительность интервала между сильными пеплопадами, зафиксированными прослоями тефры, изменялась здесь от нескольких десятков до 200 лет.

Фактическое количество сильных извержений, с учетом других секторов пеплопадов, было в это время, вероятно, в 1,5–2 раза больше.

По окончании эруптивного этапа – 5 тыс. л.н. – последовал новый период относительного покоя длительностью > 1,5 тыс. лет, когда вулканическая активность в

Таблица 3.5

Химический состав (мас. %) тефры доисторических извержений вулкана Эбеко в г. Северо-Курильск (т. 315)

Компоненты	Номер образца							
	23	1	2	3	4	6	7	9
SiO_2	61,31	64,74	61,64	65,78	53,07	67,84	53,50	60,00
TiO_2	1,06	0,81	0,75	0,87	1,04	0,96	1,09	0,92
Al_2O_3	17,32	17,32	18,50	17,74	22,18	18,67	24,31	20,33
Fe_2O_3	3,67	1,62	0,46	0,37	2,29	0,55	1,04	2,22
FeO	3,88	2,52	3,38	2,80	3,88	2,32	5,22	3,18
MnO	0,08	0,13	0,16	0,12	0,11	0,11	0,12	0,14
MgO	3,00	1,77	2,58	1,87	3,44	1,34	2,02	2,38
CaO	5,52	5,92	6,54	5,79	9,20	3,81	7,93	6,52
Na_2O	2,28	2,84	3,29	2,53	2,60	2,28	2,56	2,39
K_2O	1,68	2,17	2,53	1,97	1,89	1,94	1,84	1,68
P_2O_5	0,19	0,16	0,17	0,18	0,29	0,19	0,36	0,25

Примечание. Анализы выполнены в ЦХЛ Института вулканологии ДВО РАН. Аналитики: Л.А. Карташева, Н.А. Соловьева. Все образцы пересчитаны на безводный остаток.

пределах северной части хр. Вернадского заметно упала. Длительность периода между сильными пеплопадами увеличилась до 300–500 лет, а сила извержений уменьшилась, так как их тефра почти везде представлена алевропелитом, иногда с примесью мелко- и среднезернистого песка.

Формирование построек собственно вулканов группы Эбеко произошло между 1000 г. до н.э. и началом нашей эры. Как и раньше, начало этапа вулканической активизации характеризовалось частыми фреатическими извержениями. Судя по разрезу почвенно-пирокластического чехла в т. 315, где имеется большое количество ^{14}C дат, это оживление вулканической деятельности имело место около 400 г. до н.э. Причем за первые 50 лет начальной фазы эруптивного этапа в районе Северо-Курильска отложилось шесть горизонтов тефры мощностью от 0,5 до 3 см каждый, свидетельствующих как минимум о шести крупных извержениях вулканов группы Эбеко. Тефра – различная по крупности (от алевропелита до грубозернистого песка), резургентная (смесь раздробленных эффузивов и измененных пород), отвечающая по составу андезитам (табл. 3.5).

Разрезы почвенно-пирокластического чехла на лавовых потоках вулканов Эбеко и Неожиданный (точки 309, 328, 328а, 329, 336, 337) показали, что, во-первых, эти чехлы имеют сходное строение и примерно одинаковое количество прослоев тефры, и, во-вторых, они начали формироваться чуть раньше 2 тыс. лет назад. Поэтому наиболее вероятно, что излияние лавовых потоков обоих вулканов произошло субсинхронно в интервале от 400 г. до н.э. до начала нашей эры. Налегание лав в. Неожиданный на лавовый поток в. Незаметный указывает, что последний излился несколько раньше. Последовательность излияния лав вулканов Эбеко и Неожиданный не установлена, поскольку они пространственно разобщены (см. рис. 3.40).

Отсутствие в разрезах почвенно-пирокластического чехла видимых прослоев ювенильной тефры, коррелятных лавовым излияниям всех трех вулканов, объясняется, по-видимому, низким коэффициентом эксплозивности такого типа извержений.

Одинаковое строение и возраст почвенно-пирокластического чехла на всех потоках, от самых старых до самых молодых, свидетельствует о кратковременности

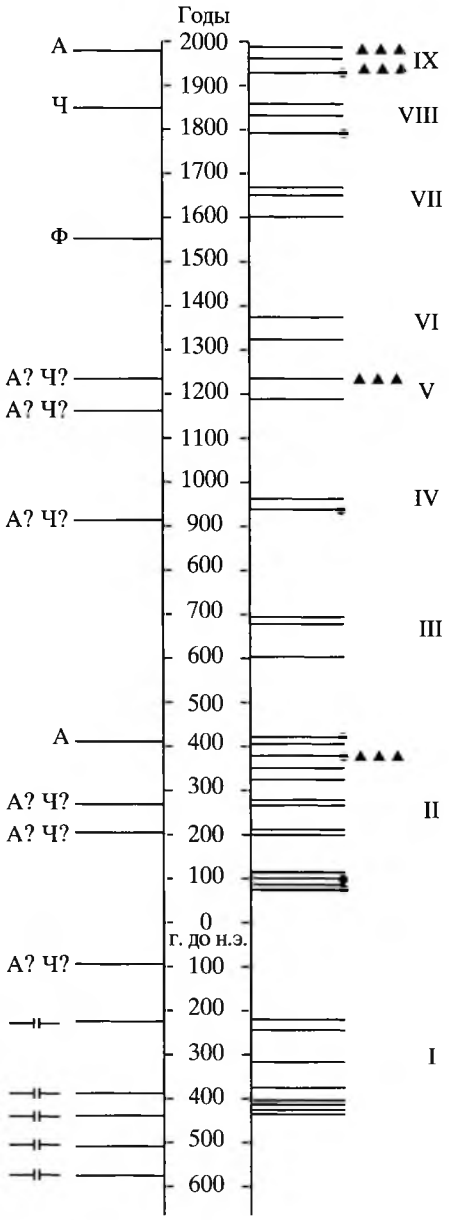


Рис. 3.44. Реконструкция эруптивной активности в. Эбеко

Справа от хронологической шкалы – зафиксированные горизонтами тефры эксплозивные извержения вулканов группы Эбеко (наиболее мощные отмечены темными точками), слева – прочих вулканов (А – Алаид, Ч – Чикурачки, Ф – Пик Фусса); треугольниками обозначены извержения, сопровождавшиеся датированными лахарами, I–IX – этапы повышенной эруптивной активности

формирования лавовых полей. Вполне возможно, что слагающие их лавовые потоки вообще излились в течение одного или нескольких сближенных во времени извержений – за несколько лет или несколько десятков лет.

Первый этап извержений, судя по возрасту пеплов, продолжался ~200 лет и завершился примерно в 200 г. до н.э. (см. рис. 3.42). Затем последовал период покоя (ослабления активности?) продолжительностью ~ 300 лет.

Обращает внимание, что возникновение вулканов группы Эбеко предварялось мощной активизацией вулканов Алаид и Чикурачки, базальтовая и андезибазальтовая тефра которых в количестве семи горизонтов находится в разрезах почвенно-пирокластического чехла непосредственно ниже тефры начальных извержений вулканов группы Эбеко. Так, один из горизонтов тефры в. Чикурачки, представленный черным и коричнево-черным, разнозернистым (от мелко- до грубозернистого) песком, имеет в Северо-Курильске мощность 10–20 см. Мы допускаем, что это не случайно и предполагаем, что общая активизация вулканов о. Парамушир и в. Алаид обусловлена единой причиной – региональной инъекцией магмы по ослабленным зонам обоих сопряженных между собой структур северного звена Курильской островной дуги. На о. Парамушир – это крупные субмеридиональные разломы с насаженными на них вулканами хребтов Вернадского и Карпинского, а применительно к в. Алаид – зона растяжения осевой зоны северо-восточного продолжения задуговой глубоководной Южно-Охотской котловины, к которой приурочен данный вулкан.

Второй этап повышенной активности отчетливо проявился только у в. Эбеко, поскольку в. Неожиданный и в. Незаметный прекратили (или резко ослабили) свою деятельность. Этот этап начался в конце первого столетия нашей эры, продолжался примерно 240 лет и завершился ~420 г. В районе Северо-Курильска с ним связано 13 горизонтов тефры разной крупности и мощности. Как и раньше, материал всех горизонтов был резургентным, при этом большая роль принадлежала изменен-

ным породам. Судя по максимальному размеру (0,5–1 см) обломков, наиболее мощные извержения происходили в начале и в финале эруптивного этапа. Особо сильным было, вероятно, извержение около 380 г., так как оно сопровождалось мощным лахаром, прошедшим по р. Кузьминке (см. рис. 3.43). Этапы повышенной активности в. Эбеко (рис. 3.44), отделенные друг от друга периодами относительного покоя продолжительностью 220–280 лет, имели место в 600–690 гг. (третий), 940–960 гг. (четвертый), 1180–1370 гг. (пятый). Но они были, по-видимому, по большей части слабее и короче двух предыдущих, поскольку представлены всего двумя-четырьмя горизонтами резургентной тефры. Исключением является лишь извержение около 940 г., когда максимальный размер обломков в Северо-Курильске достигал 3 см (т. 313). Во всех остальных случаях тефра была представлена маломощными (0,3–2 см) прослоями алевропелита с примесью мелкозернистого песка, реже – прослоями мелко- и среднезернистого песка. Проанализированные образцы тефры отвечали по составу андезиту (см. табл. 3.5).

Последний на сегодняшний момент период повышенной активности (этапы VII–IX) в. Эбеко начался в XVII в., после интервала покоя, который продолжался, по нашим расчетам, ~230 лет.

3.6.4. Хронология и геологический эффект извержений вулкана Эбеко в XVII–XX вв.

По историческим сведениям, дополненным нашими тефрохронологическими исследованиями, на в. Эбеко в начале XVII–XX вв. произошло, как минимум, 12 извержений разной силы. При этом три периода повышенной активности длительностью по 60–70 лет разделялись двумя периодами покоя (рис. 3.45), более ранний из которых продолжался ~120 лет, а более поздний 75 лет. Первый период повышенной активности имел место в XVII в., он представлен тремя горизонтами тефры, датированными примерно 1600, 1650 и 1670 гг. В точках 315 и 328 в г.Северо-Курильск (7,3–7,5 км к востоку-юго-востоку от кратера Эбеко) мощность прослоев и линз тефры 0,3–1 см. Их материал – палево-светло-серый алевропелит с примесью разнозернистого (преимущественно среднезернистого) песка.

Первое документированное извержение в. Эбеко произошло в 1793 г. Никаких характеристик его в литературе [*Горшков,* 1954, 1957, 1967; *Мархинин,* 1967] не приводится. Предполагаемая тефра извержения 1793 г. обнаружена в многочисленных разрезах (точки 300, 309, 315, 328, 329, 339 и др., см. разд. 3.6.3). На расстоянии 3,5–4 км к востоку и к востоку-юго-востоку от вулкана она представлена желто-серым и светло-серым разнозернистым (от мелко- до грубозернистого) песком с алевропелитом. На расстоянии 6–7,5 км (включая район Северо-Курильска) – светло-серым и сизо-серым алевропелитом с примесью мелко- и среднезернистого песка. В первом случае мощность прослоев тефры около 2 см, во втором – 0,5–1 см. Химический состав тефры по двум анализам отвечает андезитам (табл. 3.6).

Следующее извержение в. Эбеко, не зафиксированное хрониками, имело место в интервале 1830–1840 гг. (может быть, в 1833–1834 гг.). Его тефра в виде светло-серого, мелкозернистого песка с примесью алевропелита залегает почти сразу под маркирующим горизонтом андезибазальтовой тефры декабрьского 1853 г. извержения в. Чикурачки. Мощности тефры в Северо-Курильске – 0,3–0,5 см.

Второе извержение в. Эбеко XIX в. Произошло в 1859 г. Отмечалось [*Горшков,* 1967], что в сентябре 1859 г. Густые серные пары закрывали соседний о. Шумшу (12–15 км к востоку от в. Эбеко), вызывая у жителей тошноту и головную боль. Выпадения тефры отмечено не было, но наши данные свидетельствуют, что тефра отлагалась на северо-востоке о. Парамушир, включая и район Северо-курильска. По

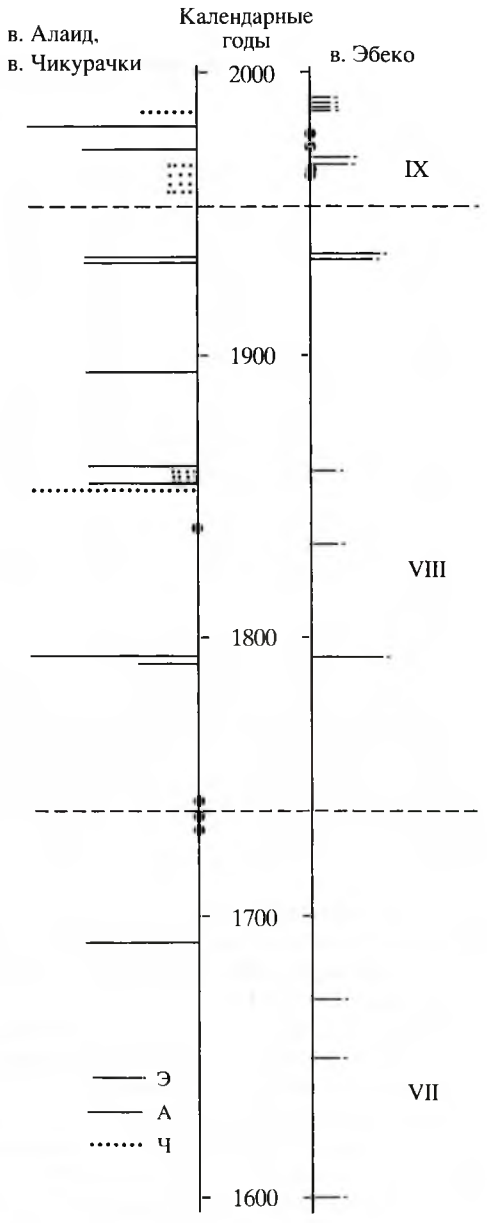


Рис. 3.45. Хронология эруптивной активности вулканов Эбеко, Алаид и Чикурачки в XVII–XX вв.

Извержения вулканов Эбеко (Э), Алаид (А) и Чикурачки (Ч); штриховыми линиями отмечены цунами, связанные с катастрофическими землетрясениями 1737 и 1952 гг. Длина линий соответствует относительной (для каждого вулкана) силе извержений. Крупные точки на временной оси – моменты усиления фумарольной активности

внешнему облику и мощности она почти неотличима от тефры предшествующего извержения.

Через 75 лет, 4 октября 1934 г., по наблюдениям Х. Танакодате [*Горшков*, 1954], началось первое извержение XX столетия. С сентября 1934 г. ему предшествовали частые землетрясения на о. Шумшу. 5 октября над центральным кратером в. Эбеко поднялись первые темные клубы дыма, нагруженные пеплом. 12 октября выброс пепла усилился и начался пеплопад на о. Шумшу. Кульминация извержения наступила 28 декабря, когда наблюдались самые сильные эксплозии. Однако еще в июне-августе 1935 г. Эруптивные облака поднимались на высоту до 1,5 км над кратером. Эксплозии были приурочены к субмеридиональной трещине на дне кратера. Озера в кратере в то время не было. Среди продуктов извержения было много крупных (до 2–3 м в поперечнике) бомб с поверхностью типа "хлебной корки", что является свидетельством их пластичного состояния и высокой температуры в момент выброса. Эти бомбы имели андезитовый состав: серый пористый андезит с фенокристаллами андезин-лабрадора (преобладают), диопсидового авгита и гиперстена, с SiO_2 58,20–58,49%, Na_2O 2,88–3,27% и K_2O 1,61–2,35% [*Горшков*, 1967].

Извержение продолжалось около года и завершилось осенью 1935 г. По данным Х. Танакодате [*Мархинин*, 1967], масса изверженного материала составила ~1 млн т. С учетом объемного веса пород прикратерной части постройки [*Бернштейн и др.*, 1966] от 1,65 г/см^3 (опалиты и опалитизированная пирокластика) до 2,7 г/см^3 (неизмененные лавы) первичный объем изверженных пород, равный объему вновь образовавшегося кратера, мог составить ~0,5 млн м^3. Это примерно 1/3 объема полости современного Среднего кратера, где произошло описываемое извержение.

В районе Северо-Курильска тефра извержения 1934–1935 гг. имеет мощность 0,3–0,5 см и представлена прослоями и линзами серого и светло-серого мелкозерни-

Таблица 3.6

Химический состав тефры вулкана Эбеко

Компоненты	Номер образца								
	45/87	45п/87	66/2	54/1	315/24	315/23	315/1	315/2	315/9
SiO_2	55,65	60,46	51,76	64,06	57,08	57,32	61,48	58,40	54,70
TiO_2	0,90	0,84	0,88	0,83	0,67	0,81	0,77	0,71	0,84
Al_2O_3	14,77	16,51	18,63	14,78	17,24	17,21	16,45	17,52	18,53
Fe_2O_3	4,11	3,66	4,36	4,63	2,65	2,20	1,54	0,44	2,02
FeO	6,46	4,31	5,46	3,33	2,85	4,35	2,39	3,20	2,90
MnO	0,22	0,13	0,20	0,11	0,12	0,10	0,12	0,13	0,15
MgO	5,80	3,04	4,20	1,78	2,90	3,34	1,68	2,44	2,17
CaO	7,00	5,28	9,18	4,03	5,60	5,62	5,62	6,20	5,94
Na_2O	2,12	2,51	2,60	2,00	2,65	1,97	2,70	3,12	2,18
K_2O	1,52	1,89	1,30	1,65	2,06	1,52	2,06	2,40	1,53
H_2O^-	0,24	0,32	0,60	0,80	0,09	0,18	0,37	0,28	2,40
H_2O^+	0,45	0,07	0,64	1,19	4,91	4,62	3,58	2,71	3,87
P_2O_5	0,19	0,15	0,24	0,28	0,14	0,16	0,15	0,16	0,23
п.п.п.	–	–	–	–	0,60	0,98	1,45	2,01	2,57
$S_{общ.}$	0,46	0,75	–	–	–	–	–	–	–
Сумма	99,89	99,92	100,05	99,47	99,56	100,38	100,36	99,74	100,01

Примечание. Образцы 45/87 и 45п/87 – крайние по кислотности разности тефры 1987 г. (сборы А.А. Овсянникова); 54/1 и 66/2 – крайние по кислотности разности тефры 1989 г. (сборы А.А. Овсянникова); 315/24 – тефра 1793 г.; 315/23, 315/1, 315/2, 315/9 – тефра доисторических извержений. Анализы выполнены в ЦХЛ Института вулканологии ДВО РАН. Аналитики: Л.А. Карташева, Н.А. Соловьева; п.п.п. – потери при прокаливании.

стого и среднезернистого песка с примесью алевропелита. По мощности и крупности она ближе к тефре более ранних исторических извержений XVII–XIX вв. Поэтому логично предположить, что эти извержения были также сходными по типу и параметрам.

После извержения, несмотря на интенсивную фумарольную активность, Средний кратер, включая и новообразованный, стал заполняться водой – образовалось оз. Горячее. В 1951 г., по данным Ю.С. Желубовского, проводившего здесь геологическую съемку, температура воды в озере у истока ручья, который вытекал из него на севере, была 46 °С, а в месте выхода подводных сольфатар у южного и западного берегов озера – даже более 90 °С. В 1952 г., по наблюдениям Г.М. Власова [1956], диаметр озера равнялся 180 м, а его придонной части – 120 м. Глубина озера достигала 17–20 м. Основываясь на этих параметрах, объем воды в озере можно оценить в 230–240 тыс. м^3.

Следующий период усиления вулканической активности начался почти через 28 лет – 8 марта 1963 г., когда в Северо-Курильске был отмечен слабый пеплопад [*Кирсанов и др.,* 1964]. Но эруптивный центр располагался уже в верхней части северо-западной стенки Восточной цирка. 10 марта взрывная воронка имела размер 3 × 4 м. На расстоянии 1,5 км от нее мощность свежевыпавшей тефры на снегу была 1–2 мм. Она состояла из серого алевропелита с примесью белых песчинок – продуктов дробления измененных пород. 29 марта диаметр воронки увеличился до 6 м, 20 августа – до 20 м при глубине 4 м. 24 апреля мощность тефры на склонах Восточного цирка достигала 30–40 см [*Сидоров,* 1966]. Объем выброшенного материала, по нашей оценке, был 1000 м^3, а его вес ~1500 т.

Повышенная активность этого эруптивного центра наблюдалась до весны 1964 г. В целом извержение 1963–1964 гг. было чисто фреатическим, связанным с резким усилением фумарольной активности Восточного цирка [*Кирсанов и др.*, 1964; *Сидоров*, 1966]. Самостоятельного прослоя тефры в Северо-Курильске это извержение не оставило.

Фреатические взрывы небольшой силы отмечались и в 1965 г., но уже в Среднем кратере в. Эбеко. Из существовавшего здесь кратерного озера исчезло более 160 тыс. $м^3$ воды, а его уровень понизился за 11 дней (с 8 по 19 августа) на 10–11 м [*Скрипко и др.*, 1966]. Площадь озера сократилась с 18500 $м^2$ до 8600 $м^2$, а 1 сентября даже до 6650 $м^2$ с общим объемом воды ~ 16 тыс. $м^3$.

Примерно через полтора года после этих взрывов началось извержение в Северном кратере в. Эбеко. Его предвестниками были самовозгорание околофумарольной серы, наблюдавшееся с середины декабря 1966 г., а также повышенная активность газогидротермальных выходов в районе Северо-Восточного фумарольного поля [*Меняйлов и др.*, 1969]. Повышенная сейсмичность перед началом извержения в январе-феврале 1967 г. не отмечалась. Первый пеплопад начался в Северо-Курильске 8 февраля.

По наблюдениям И.А. Меняйлова, в августе 1967 г. вновь возникший активный кратер имел форму неправильного четырехугольника глубиной 15–20 м и объемом 30,7 тыс. $м^3$. В южной и юго-восточной частях кратера были видны две террасы, образовавшиеся при сползании внутрь него участков дна более старого Северного кратера. В крутых северо-западной и северной стенках нового кратера были вскрыты дократерные породы общей мощностью 30–40 м, представленные в основании темно-серыми сцементированными, нестратифицированными туфами, разбитыми многочисленными вертикальными трещинами, с развитыми по ним измененными породами красного и желтого цвета. Видимая мощность туфов была от 15 до 30 м. На них по неровному контакту залегал андезитовый лавовый поток мощностью от 5 до 10 м. Верхняя часть обрыва была построена тремя разновозрастными порциями грубообломочных несортированных взрывных отложений. Внизу – грубообломочная, слабо измененная толща серого цвета мощностью 3–10 м с заполнителем из разнозернистого песка и алевропелита. В середине – сильно меняющий свою мощность (от 2 до 15 м) горизонт желтого цвета из несортированного (от алевропелита до глыб) интенсивно измененного газогидротермальными процессами материала. Венчался разрыв взрывными отложениями 1967 г. серого цвета мощностью 2–3 м с блоками лав и туфобрекчий размером до 3–4 м. Глыбы и блоки такого же состава наблюдались в радиусе 100–200 м от края кратера.

Максимальная мощность отложений последнего взрыва вблизи кратера достигала 4–5 м. В районе оз. Горячее на расстоянии 300–400 м от эруптивного центра она не превышала 0,5–1 м, а у подножия горы Зеленая (500–600 м к северо-северо-западу) была равна всего 5 мм.

На дне кратера размером 20 × 30 м были видны многочисленные мощные фумаролы с температурой газа до 400 °С [*Меняйлов и др.*, 1969]. У его западного края имелось небольшое (5 × 7 м) озерцо с холодной (до 14 °С) и очень кислой (pH 1,4) водой.

Зона пеплопада из-за преобладавшего западного ветра имела вид треугольника, вытянутого на восток, ее протяженность не превышала 35–40 км. В связи с разуплотнением пород постройки, выброшенных в ходе извержения, реальный объем пирокластики, по нашей оценке, достигал, вероятно, 50–60 тыс. $м^3$. Отсутствие в изверженных продуктах ювенильного материала указывает на фреатическую природу взрывов.

После происшедшего извержения в. Эбеко зимой 1969 г. (пепел выпал в Северо-Курильске в феврале), морфология кратера заметно изменилась, а его размеры и объем увеличились. В частности, дно кратера располагалось на 40 м ниже старо-

го кратера оз. Холодное. Здесь находилось теплое (до 33 °С) озеро длиной 50 и шириной 35 м. Повышенная температура в озере обеспечивалась интенсивным паровыделением в центре озера, откуда поднималась струя пара до 200 м высотой.

Длина оз. Холодное, из которого по небольшому ручейку (расход 2 л/с) стекала вода с температурой 9 °С на дно активной воронки размером ~(150 × 60) м.

Площадь взрывных отложений 1967 и 1969 гг. с характерным холмистым рельефом на дне Северного кратера в. Эбеко составляла ~28 тыс. м^2, а их объем при средней мощности 4–5 м – 110–140 тыс. м^3. Это эквивалентно ~100 тыс. м^3 пород постройки в первичном залегании до их выброса и переотложения взрывами. Следовательно, минимальный прирост объема активного кратера в 1969 г. (без учета взрывных отложений вне дна кратера и тефры) должен быть ~70 тыс. м^3, а реальный несколько больше – 80–90 тыс. м^3.

Последнее зафиксированное извержение в. Эбеко началось 14 октября 1987 г., когда в Северо-Курильске выпал вулканический пепел и стал ощущаться сильный запах сероводорода [*Меняйлов и др.*, 1988]. Эруптивный центр был приурочен к кратеру 1967 г. Отмечалось два режима вулканической активности: постоянная умеренная эмиссия газов на высоту 50–150 м над кратером и происходившие 5–6 раз в сутки более сильные взрывы с выбросами пирокластики и высотой эруптивного облака до 1000 м над кратером. По оценке В.В. Иванова [*Меняйлов и др.*, 1988], тепловая мощность "фоновой" эмиссии газов ~10^6 Вт, а наиболее сильных взрывов до 4 × 10^8 Вт. С 14 октября по 1 декабря при взрывах выделялось тепло ~ 10^{12} Дж/сут, а за счет "фоновой" эмиссии – на порядок меньше. За весь срок (48 сут) суммарное выделение тепла, по приведенным оценкам, должно было составить ~ 5,3 × 10^{13} Дж.

При взрывах лапилли и бомбы выпадали на расстояние до 200 м от кратера, а алевропелитовый материал уносился на 50 км и более. В Северо-Курильске за весь период извержения выпало не более 1–2 мм пепла (в сумме).

По завершении первой стадии этого извержения в январе 1988 г. активный кратер имел следующие размеры (по аэрофотосъемке 3 октября 1988 г.): диаметр по бровке уступа 100–110 м, по дну 45–50 м, среднюю глубину 35 м и объем ~166 тыс. м^3. Увеличение его объема по сравнению с кратером 1967 г. составило 135 тыс. м^3. На дне кратера находилось озеро размером 60 × 40 м и площадью 1725 м^2.

Поскольку выноса ювенильного материала при извержении 1987–1988 гг. не отмечалось, то суммарный объем его пирокластики (взрывные отложения + тефра) не должен был, вероятно, превышать 90–100 тыс. м^3, даже с учетом разуплотнения выброшенных взрывами пород постройки вулкана. На это вполне определенно указывает малая (от десятков сантиметров до 1 м) мощность взрывных отложений рассматриваемой стадии извержения даже в непосредственной близости от эруптивного центра, а также незначительное количество выпавшей в окрестностях вулкана тефры: мощность – доли миллиметра-миллиметры.

После примерно годичного перерыва в январе 1989 г. началась вторая стадия извержения, продолжавшаяся до апреля 1990 г. Тип активности остался прежним – комбинация относительно сильных субвертикальных взрывов (3–6 сут) с высотой эруптивного газо-пеплового облака до 1000–1500 м над кратером и умеренной эмиссией газов и водяного пара без выноса твердого материала.

К сентябрю 1989 г. наиболее существенные изменения произошли в Северном кратере (рис. 3.46 и 3.47). При проведении полевых работ 4–15 сентября и по данным фотограмметрической обработки аэрофотоснимков за 29 сентября было установлено, что диаметр активного кратера увеличился в среднем на 30 м и стал близок к 140 м. Частые выбросы разноразмерной пирокластики привели к наращиванию высоты стенок кратера, особенно в южной части, где абсолютные отметки кромки возросли на 5–8 м.

Претерпела заметные изменения и почти вся поверхность дна Северного кратера: исчезли западины, бугры, промоины, крупные камни, скрытые под чехлом из-

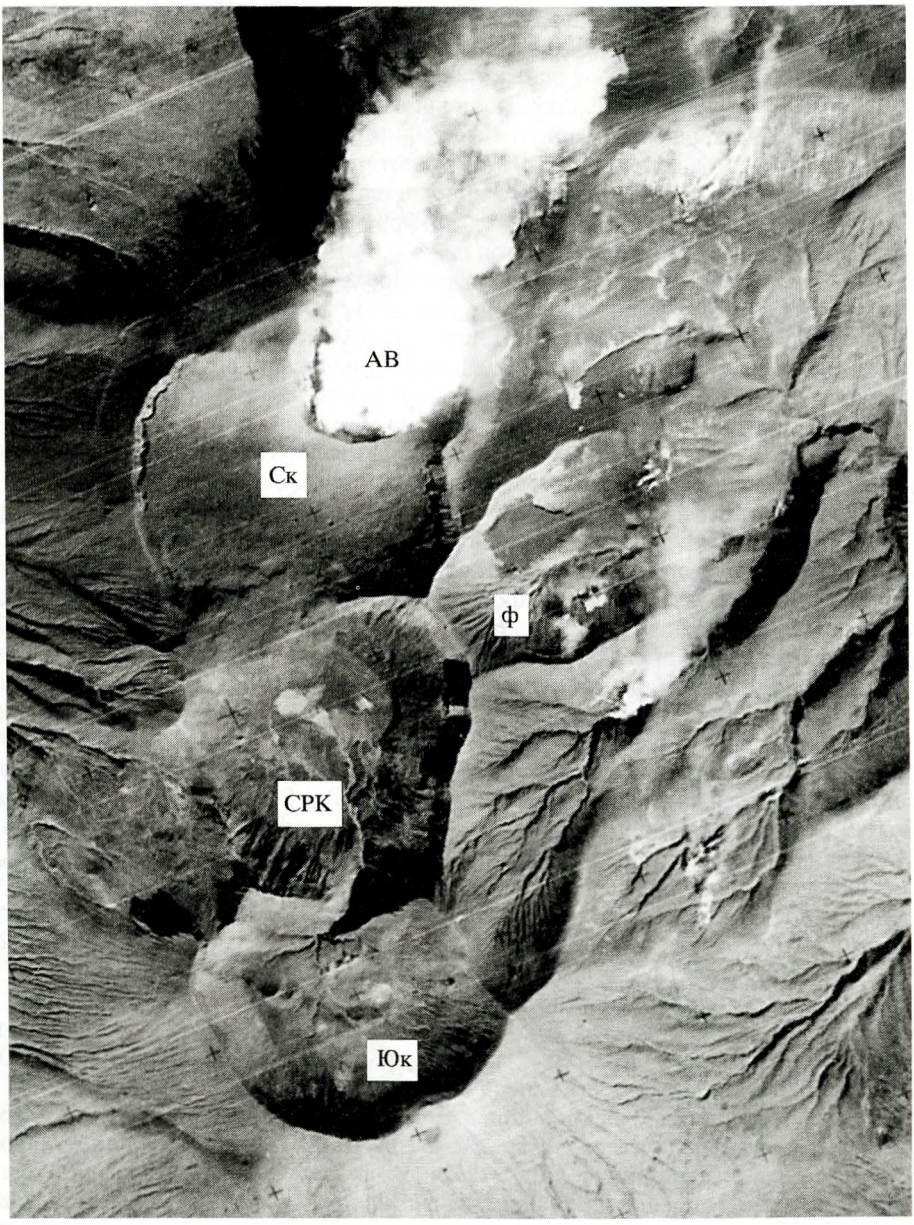
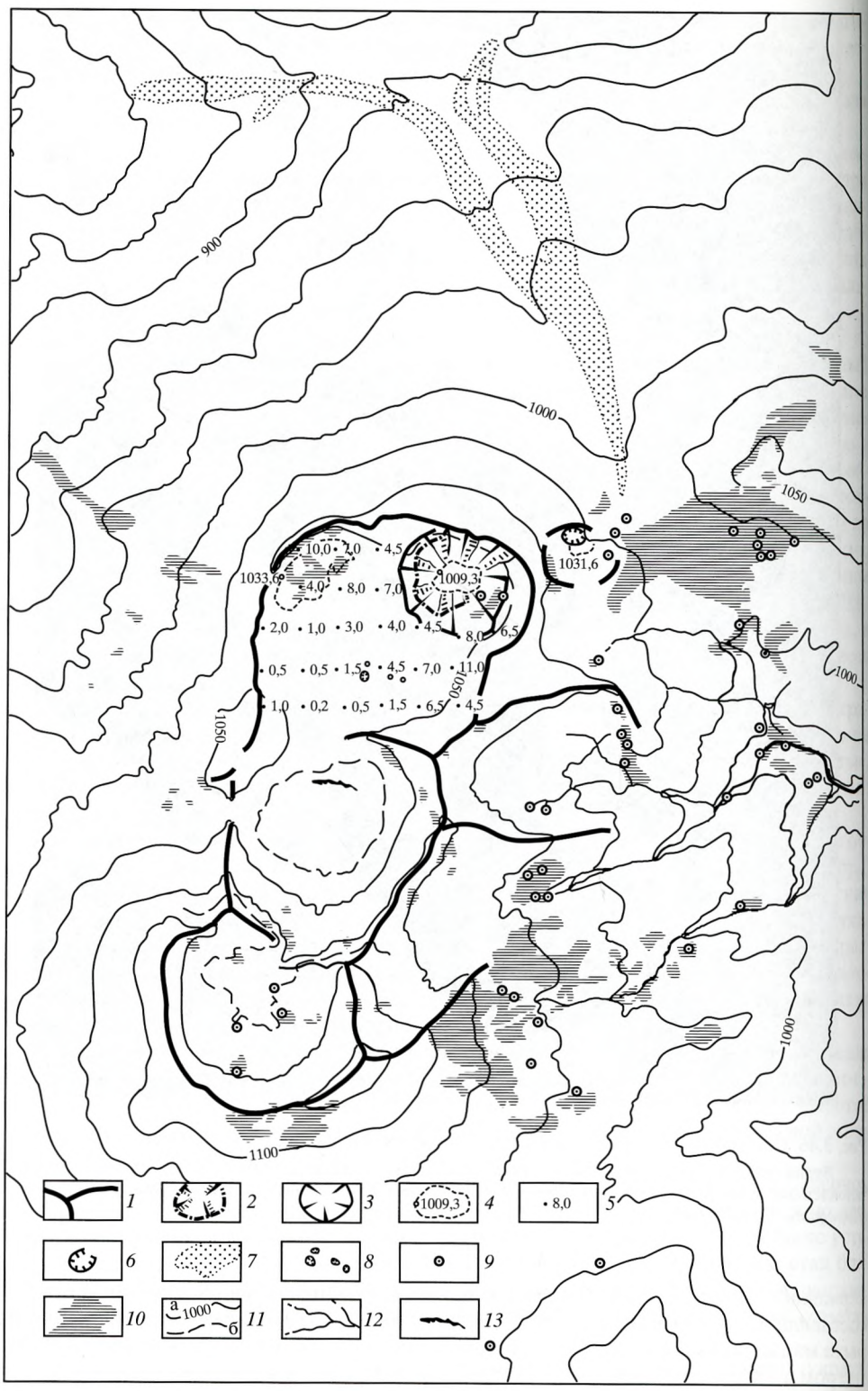


Рис. 3.46. Состояние кратеров и активной воронки вулкана Эбеко 25.IX.1989 г.

Видно сильное парение Активной воронки (АВ). Юк – Южный кратер, СРК – Средний кратер, Ск – заполненный взрывными отложениями Северный кратер, ф – наиболее четко видные группы фумарол. (*Аэрофото В.Н. Двигало*)

верженной пирокластики. Средняя мощность накопившихся отложений в кратере составила 4,2 м при максимальной 11 м (см. рис. 3.37). Поверхность отложений изрыта множеством округлых углублений в видеворонок. Самые крупные из них диаметром до 8 м и глубиной до 1,5 м сгруппированы в 150 м к юго-юго-западу от центра активного кратера. Наиболее вероятно, что это ударные кратеры, образован-


900
1000
1050
1100
1033,6
1009,3
1031,6
10,0 • 2,0 • 4,5
4,0 • 8,0 • 7,0
2,0 • 1,0 • 3,0 • 4,0 • 4,5 • 8,0 • 6,5
0,5 • 0,5 • 1,5 • 4,5 • 7,0 • 11,0
1,0 • 0,2 • 0,5 • 1,5 • 6,5 • 4,5
1050
1050
1000
1000
1000
1 2 3 1009,3 4 • 8,0 5
6 7 8 9
10 а 1000 б 11 12 13

ные падавшими вулканическими бомбами. Отсутствие самых крупных бомб внутри воронок позволяет предположить, что в момент удара о землю они были раздроблены на более мелкие куски. Такое предположение достаточно правдоподобно, так как породы стенок кратера представлены либо слабосцементированной грубообломочной пирокластикой, либо трещиноватыми породами, интенсивно преобразованными фумарольными газами и гидротермами. Не исключено, что некоторые воронки образовались в результате проплавления раскаленными бомбами снега, погребенного выброшенной из кратера тефрой.

При взрывах бомбы размером 0,5–1 м в поперечнике выбрасывались на расстояние не более 100 м от бровки кратерного уступа, бомбы до 20 см в поперечнике выпадали в радиусе до 250–300 м. Рассеяние более мелкого материала в значительной мере определялось скоростью и направлением ветра в момент взрыва, а не только его слой. Так, при субвертикальном взрыве в 17 час. 20 мин. (время камчатское) 4 сентября в 400 м к востоку от кратера выпал средне- и крупнозернистый песок. Ветер при этом дул с юго-запада. Однако раньше здесь же отлагался и материал гравийной размерности (до 4–5 мм в диаметре).

Объем отложений (пирокластика + погребенный снег), аккумулированных в кратере с 3 октября 1988 г. по 25 сентября 1989 г., составил 268 тыс. м^3.

Оба озера, существовавшие в кратере в момент предыдущей съемки, исчезли. Остатки оз. Холодное были погребены толщей обломков и снега мощностью до 10 см, а усилившаяся вулканическая деятельность не позволила сохраниться озеру в активном кратере. Высота северной стенки кратера выросла до 70–80 м, южной – до 40–45. Крутизна стенок составляла в среднем 60–70 °С. На дне кратера были видны мощные фумаролы. В северо-восточной стенке наблюдались коренные выходы серых лав.

Не удалось обнаружить и оз. Снежное. Изучение стереомоделей показало, что вблизи северо-западного берега озера произошел взрыв, образовавший воронку диаметром 25 м и глубиной 8 м (см. рис. 3.47). Взрыв, судя по максимальной мощности его отложений, был направлен на юго-восток в сторону оз. Снежное. Отложения взрыва полностью перекрывают озеро и имеют мощность в его бывших границах до 11 м. Вероятнее всего вода из озера была выплеснута, что привело к возникновению грязевого потока. Верховья его отчетливо распознаются на снимках в 80 м от бывшего озера. В общей сложности отложения потока тянутся вдоль русла ручья на 900 м. На высоте 980 м поток разделился на два рукава протяженностью 550 и 350 м. Потоки имели небольшую (до 60 м) ширину. Мощность оставленных ими отложений в среднем около 0,5 м. Фумаролы, активно действовавшие вблизи оз. Снежное в октябре 1987 г., также исчезли.

Некоторые изменения произошли и в других местах. Мелкие неровности на склонах конуса и пониженные места были заполнены выброшенной в течение года пирокластикой. В радиусе 1 км от вершины стаяли почти все снежники, тогда как год назад их насчитывалось здесь более десяти. Поверхность сохранившихся за пределами этого участка имеет темную окраску из-за покрывающего их слоя тефры, тогда как все снежники, изображенные на снимках 1988 г., почти "чистые".

Вся изверженная пирокластика резургентная. Бомбы представлены глыбами темно-серых андезитов.

Химический состав выпавшей тефры отличался большим разнообразием. Так, по данным А.А. Овсянникова, в 1987 г. самая основная разность тефры содержала:

←

Рис. 3.47. Морфология привершинной части вулкана Эбеко по съемке 25.IX.1989 г.

1 – бровки уступов крупнейших старых кратеров: 2, *3* – Активная воронка (*2* – в 1988 г., *3* – в 1989 г.); *4* – дно кратера и его абсолютная отметка; *5* – вычисленная мощность взрывных отложений; *6* – взрывная воронка; *7* – лахар; *8* – ударные кратеры или термокарстовые (?) воронки; *9* – фумаролы; *10* – прогретые площадки; *11* – изогипсы (а – горизонтали, б – полугоризонтали); *12* – русла водотоков; *13* – ущелье на дне Среднего кратера

56,36% SiO_2, 2,15% Na_2O, 1,54% K_2O, а самая кислая – 61,21% SiO_2, 2,54% Na_2O, 1,91% K_2O. В 1989 г. подобные разности имели следующий состав: основная - 59,38% SiO_2, 2,63% Na_2O, 1,32% K_2O, кислая – 65,72% SiO_2, 2,05% Na_2O, 1,69% K_2O. Какой-либо четкой закономерности в изменении состава тефры в ходе извержения не было обнаружено, что также указывает на резургентную природу тефры.

Это подтверждается и минеральным составом тефры. Так, фракция 0,063–0,125 мм свежевыпавшего пепла, собранного нами в сентябре 1989 г. в 350 м от активного кратера, содержала 44% вулканического стекла, 46% плагиоклаза, 3% рудного минерала, 1% пироксена, 6% обломков пород. Вулканическое стекло представлено серыми, полупрозрачными, пластинчатыми, трещиноватыми частицами, лишенными газовых пор. Большое количество плагиоклаза и относительно свежий облик вулканического стекла объясняются, по-видимому, тем, что в ходе предшествующих взрывов подводящий канал прочистился от наиболее измененных пород дна кратера, а на поверхность стал поступать более свежий материал раздробленных лавовых потоков, расположенных глубже.

По проведенной оценке, объем разрушений в ходе извержения части постройки в. Эбеко на 25.IX.1989 г. достиг 300 тыс. $м^3$. Следовательно, прирост объема кратера за этот счет, по сравнению с предшествовавшим этапом, составил около 144 тыс. $м^3$.

Полный же объем полости кратера в связи с тем, что его стенки оказались на 8–10 м наращенными вверху синхронно изверженными взрывными толщами, стал равен 400–420 тыс. $м^3$.

22 февраля 1990 г. произведена повторная аэрофотосъемка вулкана. Материалы съемки использованы главным образом для определения объема снега на площади водосбора р. Кузьминки. Кроме того, некоторое снижение активности вулкана позволило зафиксировать внутреннее строение активного кратера, выявить изменения в его морфологии за время, прошедшее с осени 1989 г.

Расчет мощности и объема снега производили путем сравнения цифровых моделей поверхностей вулкана, построенных по зимней (22.02.1990 г.) и осенней (25.09.1989 г., выполненной до выпадения снега) аэросъемкам. Эти данные необходимо было получить для оценки объема воды возможного лахара.

Было установлено, что к 22 февраля 1990 г., когда высота снегового покрова обычно близка к максимальной, на площади водосбора р. Кузьминки, равной 4,325 $км^2$, сформировался снежный покров со средней мощностью 4,8 м. Наибольшая мощность в 22,6 м зафиксирована в долине реки. Объем снега, определенный по этим цифрам, составил 0,021 $км^3$, что в пересчете на воду даст около 0,01 $км^3$ (10 млн $м^3$).

Активность в. Эбеко в день съемки была слабой: за 3 часа работ удалось зафиксировать лишь один газопепловый выброс на высоту около 1,5 км над кратером. В остальное время вулкан проявлял лишь разной интенсивности фумарольную деятельность. Поэтому удалось подробно рассмотреть дно активного кратера, похожего на цилиндр с субвертикальными стенками. Его диаметр остался прежним – 140 м, но заметно выросла высота стенок. Наибольший прирост зафиксирован в южном секторе (по сравнению с 1988 г. на 14 м), где высота кратерного уступа увеличилась до 36 м. Высота северной стенки возросла с 59 до 68 м.

Дно активного кратера приобрело выпуклую, куполообразную форму. Вершина купола имела отметку 1018,3 м. Купол с диаметром основания около 70 м занимал все дно кратера. Высота купола в среднем 9 м, максимальная высота с северной стороны над его основанием до 13 м, а объем – около 9 тыс. $м^3$. Купол был образован грубообломочным материалом, не выброшенным за пределы кратера.

Материалы зимней съемки 22.02.1990 г. позволили также выявить прогретые, совершенно свободные от снега участки (см. рис. 3.47). Насколько точно они отражают реальные границы термоаномалий – судить трудно, поскольку съемка выпол-

нена вскоре после сильной пурги и, вероятно, что некоторые площадки еще не полностью освободились от снега. Однако можно определенно утверждать, что зафиксированы все наиболее ярко выраженные термоаномалии в. Эбеко.

Согласно приведенным выше оценкам, в ходе извержений 1967, 1969 и 1987–1990 гг. фреатическими взрывами было удалено порядка 300–320 тыс. $м^3$ пород постройки в. Эбеко, общий вес которых составил 600–700 тыс. т. В переотложенном виде (взрывные отложения и тефра) объем их, вероятно, можно оценить приблизительно в 400–450 тыс. $м^3$. Это примерно в 1,5 раза меньше, чем при извержении 1934–1935 гг., которое длилось всего около года. Тогда как суммарная продолжительность извержений 1987–1990 гг. составляет около 1,5 лет. Таким образом, средняя "производительность" извержения 1934–1935 гг. в. Эбеко, как минимум, в 3 раза выше, чем его последнего извержения.

Что касается большинства извержений XVII–XX вв., то они сходны по силе с извержениями 1967–1990 гг. (извержения 1600, 1650, 1670, 1833, 1859 гг.) за исключением извержения 1793 г., которое, вероятно, было ближе по своим параметрам к извержению 1934–1935 гг., остальные (1963–1964, 1965 гг.) – значительно слабее.

С извержениями 1793 и 1987–1990 гг. были связаны небольшие лахары. Возможно, что извержение 1934–1935 гг. тоже сопровождалось лахарами. Однако в связи с тем, что главная масса взрывных отложений была выброшена в западном направлении, лахары могли пройти по рекам Горшкова и Юрьева в сторону Охотского моря и остаться незамеченными.

Важное следствие длительного извержения 1987–1990 гг. – быстрый, по сравнению с межэруптивными этапами, сход снежного покрова и интенсивное таяние снежников-перелетков. Причем это было обусловлено главным образом не тепловым воздействием выпадающей пирокластики (нагретые бомбы выбрасывались в радиусе не далее 300–400 м от активного кратера, тонкая и грубая тефра при выпадении повсеместно была холодной), а загрязнением темными частицами тефры снежной массы на всей площади северной части о. Парамушир. В частности, осенью 1989 г. размеры крупнейших снежников-перелетков были здесь минимальными за последние десятилетия, многие снежники вообще исчезли. В том числе на склонах береговых обрывов восточного побережья Парамушира, где они обычно существовали долгие годы, чуть выше уровня моря. То же происходило и на соседнем о. Шумшу, который подвергался воздействию пеплопадов в моменты наиболее мощных взрывов. Здесь выпадала тонкая алевропелитовая тефра.

По частоте извержений за последние 390 лет (1600–1990 гг.) в. Эбеко относится к одним из наиболее активных вулканов Курило-Камчатской области. Отчетливо выделяются три серии извержений, разделенные примерно 120- и 75-летним периодом покоя (см. рис. 3.45). В XVIII–XIX вв. промежутки между маркированными горизонтами тефры извержения колебались от 20 до 50 лет; в XX в. – от 19 до 32 лет, хотя количество извержений, включая и самые слабые, было в 3 раза больше (1934–1935, 1963–1964, 1967, 1969, 1987–1990 гг.).

Однако по массе изверженного материала в. Эбеко занимал в это время одно из самых последних мест, поскольку по меркам извержений других вулканов Курило-Камчатской области, его извержения были слабыми и очень слабыми. Даже во время самых мощных извержений этого вулкана в 1793 и 1934–1935 гг. выбрасывалось не более 1 млн т резургентных пород. Общее же количество изверженного вулканом материала не превысило, по-видимому, 2,5–3 млн т, что примерно в 10 раз меньше, чем при рядовом извержении в. Горелый (Камчатка) в 1980–1981 гг., когда также выбрасывался только резургентный материал [*Мелекесцев и др.*, 1987].

Доля ювенильных пород была незначительной или они вообще отсутствовали при извержениях. В 1934–1935 гг., например, это были андезитовые бомбы с поверхностью типа хлебной корки, выбрасывающиеся в пластичном состоянии. Отно-

сить их к ювенильным продуктам можно лишь в известной степени условно. Не исключено, что непосредственно перед извержением андезиты, из которых они были образованы, находились в околожерловой части активного кратера и были нагреты до пластичного состояния высокотемпературными магматическими газами, содержащими помимо водяного пара другие компоненты, облегчающие плавление. В частности, в конденсате фумаролы с температурой 380 °С на дне открытой воронки извержения 1967 г. содержалось, в мг/л: F – 400, Cl – 550, SO_4 – 11505 [*Меняйлов и др.*, 1969].

В ходе последнего извержения ювенильный материал вообще не поступал на дневную поверхность. Ювенильная компонента не обнаружена и в тефре остальных извержений рассматриваемого этапа.

Следовательно, можно заключить, что преобладавший тип извержений XVII–XX вв. был фреатическим и реже – условно фреатомагматическим. Подобный вывод хорошо согласуется и с тем, что измеренная [*Меняйлов и др.*, 1988] суммарная мощность (13 тыс. кВт) активного кратера в. Эбеко во время извержения с 14.X по 1.XII.1987 г. была в 7–8 раз меньше тепловой мощности того же вулкана в межэруптивный период, достигавшей 100 тыс. кВт [*Нехорошев*, 1960]. Это совершенно необычно, так как эруптивная мощность "нормального" вулкана почти всегда во много раз выше, чем его тепловая мощность в период между извержениями. В связи с этим логично предполагать, что извержения в. Эбеко в течение последних веков скорее всего были связаны просто с более концентрированным, чем в спокойные годы, выносом водяного пара и газа накопившихся на небольшой глубине, под слабо проницаемой толщей, обогащенной глинистыми минералами измененных пород.

За исключением начальной фазы формирования в. Эбеко, то же, по-видимому, относится и к более ранним его вулканическим извержениям, хотя некоторые из этих извержений (около 80, 100, 380, 420 гг. и др.) были явно сильнее исторических, о чем можно судить по максимальной величине (до 3,5 см) обломков в тефре района Северо-Курильска. На большую силу таких извержений указывают и связанные с ними лахары и паводки на реках Матросская и Кузьминка.

3.6.5. Об источнике теплового питания и механизме извержения вулкана

Как можно видеть из приведенного материала, по многим своим параметрам (истории формирования, характеру эруптивной активности, обилию фумарол и гидротерм, высокой тепловой мощности в межэруптивные этапы и др.) в. Эбеко является весьма необычным среди действующих вулканических аппаратов Курило-Камчатской области. Если судить только по длительности и характеру извержения ювенильных продуктов, то в. Эбеко (как и вулканы Неожиданный и Незаметный) – типичный одноактный вулкан, возникший в течение единого кратковременного эпизода. Однако последующие многочисленные извержения разной силы, происходившие затем на протяжении более 2 тыс. лет, заставляют считать этот вулкан многоактным образованием.

Широкое распространение в окрестностях в. Эбеко разновозрастных пород, сильно измененных газогидротермальными процессами, показывает, что интенсивная фумарольная и гидротермальная деятельность происходила на всем протяжении его жизни, а началась они здесь намного раньше. Особенно много измененных пород в зоне разлома, вдоль которого расположены вулканы хр. Вернадского [*Камчатка, Курильские и Командорские острова*, 1974]. Толща измененных пород отличается здесь большой мощностью, о чем свидетельствует отчетливая отрицательная аномалия силы тяжести над зоной разлома в связи с дефицитом массы из-за не-

большого (1,65–1,95 г/см^3) объемного веса гидротермально-измененных лав и пирокластики.

Никем из исследователей в районе в. Эбеко не фиксировалось на протяжении десятилетий (с начала 50-х годов) и уменьшение тепловой мощности фумарол и гидротерм. Поэтому с известной долей условности можно предположить, что вынос тепла фумаролами и гидротермами был здесь сравнительно стабильным и в течение больших временных интервалов.

Если подобное предположение верно, то наиболее вероятны два варианта источника теплового питания поверхностных термопроявлений. Во-первых, неизвестного состава и генезиса высокотемпературный флюид, поднимающийся по зоне растяжения с большой глубины. Во-вторых, тепло от остывания сравнительно неглубоко залегающего, но значительного по объему магматического тела. Второй вариант теплового питания в. Эбеко, а также находящихся вблизи него фумарол и гидротерм представляется нам более предпочтительным, поскольку объясняет и извержение ювенильных продуктов вулканами группы Эбеко. Хотя не исключается и первый вариант, и комбинация обоих вариантов.

При допущении, что измеренная (100 тыс. кВт) тепловая мощность фумарольной и гидротермальной деятельности [*Нехорошев*, 1960] соответствовала ее средней величине для последних тысячелетий, суммарный вынос тепла за время существования (около 2400 лет) в. Эбеко составит $1,8 \times 10^{18}$ кал. Это количество тепла могло бы выделиться, например, при остывании до 0 °С 1,2 км^3 базальтовой магмы [*Влодавец*, 1973]. Фактический объем магматического тела должен быть еще больше, так как температура современных фумарол по-прежнему остается весьма высокой (см. выше).

Определить тип, форму залегания магматического тела и глубину, на которой оно находится, пока однозначно невозможно. Однако, сравнивая мало изученную зону растяжения северной части о. Парамушир под хр. Вернадского с во многом сходной восточной рифтовой зоной в. Килауза на о. Гавайи, детально исследованной [*Furumoto*, 1975] геофизическими и геологическими методами и разбуренной при разведке геотермального месторождения Пуна, можно высказать некоторые соображения по этому поводу. В частности, предположить, что, как и там, главным источником теплового питания фумарол и гидротерм в районе в. Эбеко служит мощный комплекс даек и силлов, приуроченный к зоне растяжения. Дайки были здесь подводящими каналами, питавшими многочисленные вулканы хр. Вернадского, включая и вулканы группы Эбеко. По аналогии с месторождением Пуна, в котором кровля дайково-силлового комплекса находится на 1 км ниже уровня моря, логично также допустить, что и под районом в. Эбеко подобное образованием расположено не менее глубоко. Поскольку подавляющее количество эруптивных центров хр. Вернадского приурочено к полосе шириной всего 1,5–2 км, являющейся одновременно и зоной распространения наиболее сильно измененных пород, то, вероятнее всего, близка к ней и ширина находящегося под ними дайково-силлового комплекса.

В какой-то мере об объеме и строении одного из элементов такого комплекса на о. Парамушир можно судить по силлу Плато Аэродромное на северной окраине Северо-Курильска. Площадь его вскрытой части более 10 км^2, видимая мощность слагающих его массивных андезитов до 100 м, а объем – более 1 км^3. По химическому составу эти андезиты почти отличаются от андезитов лавовых потоков в. Эбеко (см. табл. 3.4).

3.6.6. Будущая вулканическая опасность и рекомендации по ее уменьшению для г. Северо-Курильск

Проведенная реконструкция истории эруптивной активности вулканов группы Эбеко (Неожиданный, Незаметный и Эбеко) с момента их возникновения до настоящего времени показывает, что за последние 2,5 тыс. лет для района расположения Северо-Курильска и его ближайших окрестностей были характерны следующие виды вулканической деятельности: 1) связанная с излиянием лавовых потоков; 2) от выпадения тефры; 3) обусловленная прохождением над этими участками эруптивных туч; 4) от возникавших в ходе извержений лахаров.

В полном объеме перечисленные виды опасности от всех вулканов были свойственны лишь для начального этапа формирования этих вулканических аппаратов 2–2,5 тыс. л.н. Позднее, после прекращения лавовых излияний и завершения деятельности вулканов Незаметный и Неожиданный, опасность от лавовых потоков уже не имела места, а единственным потенциально опасным остался по-прежнему очень активный в. Эбеко.

Как было показано в предыдущих разделах, с начала нашей эры характер эруптивной деятельности в. Эбеко не претерпел сколько-нибудь существенных изменений: происходили только эксплозивные фреатические и условно фреатомагматические извержения. Менялись лишь частота и сила извержений. Поэтому логично допустить, что и в ближайшие 100–200 лет при предполагаемом механизме питания вулкана и современной геодинамической обстановке в пределах Парамуширского блока морфоструктуры Курильских островов, тип и параметры извержений в. Эбеко будут такими же, как в историческое время. Следовательно, останутся прежними и главные типы вулканической опасности.

Что касается опасности от прохождения над городом эруптивных туч и выпадения тефры, имеющей место почти при всех извержениях, то она здесь будет невелика и кардинально не скажется на населении и хозяйственной деятельности. Дело в том, что при господствующих на Парамушире сильных ветрах длительное существование высокой концентрации вулканических газов в атмосфере над городом мало вероятно. Поэтому для защиты людей от кратковременного воздействия вулканических газов в кульминационные фазы извержений достаточно индивидуальных средств защиты (марлевые повязки, обычные противогазы).

Прогнозируемая мощность тефры в Северо-Курильске и его окрестностях не превысит 1–5 см (10–60 кг/м^2) даже при сильных извержениях в. Эбеко, а максимальный размер обломков – 1–3 см. То же относится к тефре и более удаленных вулканов (Алаид, Чикурачки, Пик Фусса и др.). Поскольку выпадающий пепел загрязняет открытый бассейн, откуда поступает питьевая вода для населения города, необходима его защита (перекрытие) от пепла. Дорогостоящей специальной защиты прочих хозяйственных сооружений и жилых зданий от выпадающей тефры не требуется.

Наибольшая опасность для Северо-Курильска от будущих извержений в. Эбеко, несомненно, будет исходить от связанных с ними лахаров, так как проведенными исследованиями установлено, что общий пролювиальный конус выноса рек Кузьминка и Матросская образован по большей части толщами лахаровых отложений. Причем за последние 4,5–5 тыс. лет выявлены следы по крайней мере пяти-шести мощных лахаров, следовавших друг за другом с интервалом в несколько сотен лет. Эти лахары ассоциировались как с сильными извержениями вулканов группы Эбеко, так и с крупными обвалами в бассейнах рек Кузьминки и Матросской.

Опыт изучения современных лахаров на действующих вулканах разных стран мира показывает, что в условиях, характерных для места расположения Северо-Курильска (расстояние от кратера в. Эбеко 7–8 км, перепад высот более 1000 м), возникший лахар может достичь района города через 20–30 мин после начала сильно-

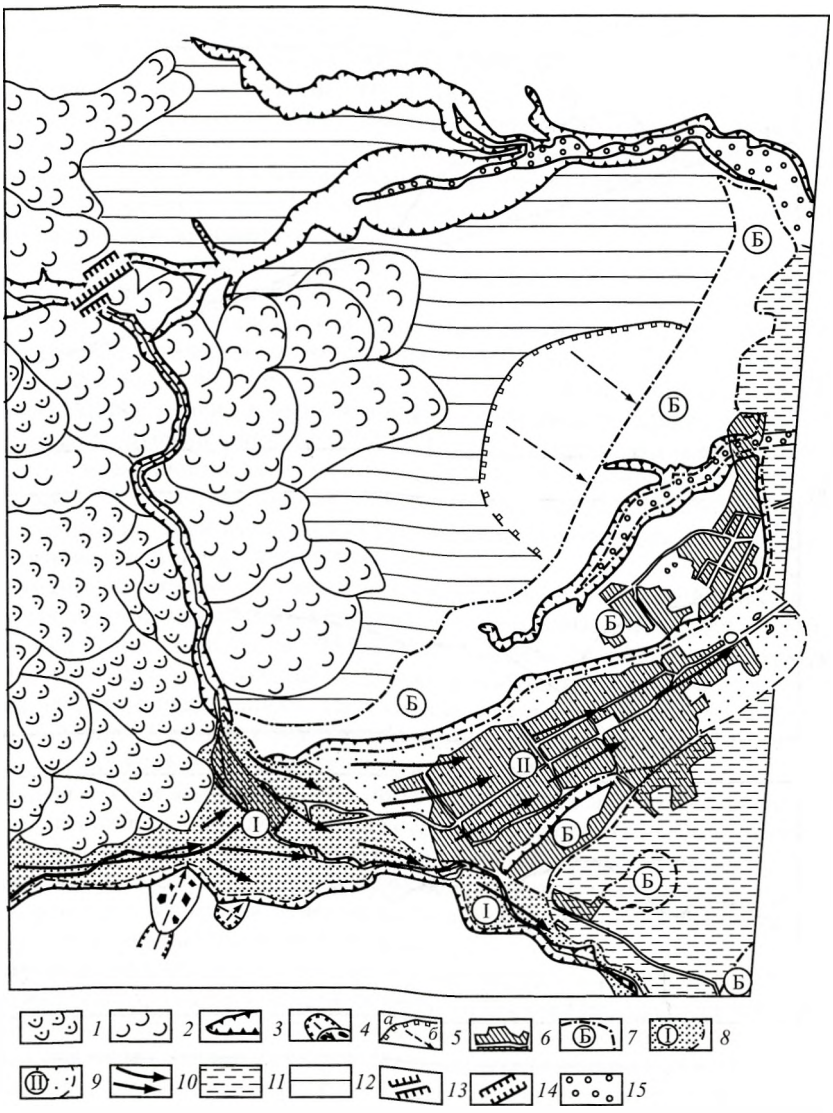


Рис. 3.48. Карта вулканической опасности для районов г.Северо-Курильск:

1 – лавовые потоки вулканов группы Эбеко; *2* – позднеплейстоценовые-голоценовые лавовые потоки других вулканов; *3* – бровки эрозионных уступов долин рек и ручьев: 4, *5* – сейсмотектонические обвалы (*4* – голоценовые, *5* – верхнеплейстоценовые); *6* – застроенные участки: *7* – возвышенности и средневысотные морские террасы, безопасные в отношении лахаров: *8*, *9* – участки. подверженные воздействию лахаров (*8* – наиболее опасные, *9* – менее опасные); *10* – вероятные пути движения лахаров: *11* – заболоченные лагуны; *12* – высокие морские террасы; *13* – место планируемой плотины в долине р. Кузьминки; *14* – место планируемой выемки для стока вод р. Кузьминки; 15 – аккумулятивные террасы в долинах рек и ручьев

го извержения. Эффективной прямой защиты хозяйственных и жилых построек от воздействия лахаров пока не существует из-за огромной величины нагрузки (порядка 100–200 т/м^2 по измерениям японских вулканологов на в. Сакурадзима, о. Кюсю) при прохождении лахаров.

Предпосылками для возникновения лахаров в результате извержений в. Эбеко являются обилие рыхлых глинистых, измененных газами и гидротермами, пород в

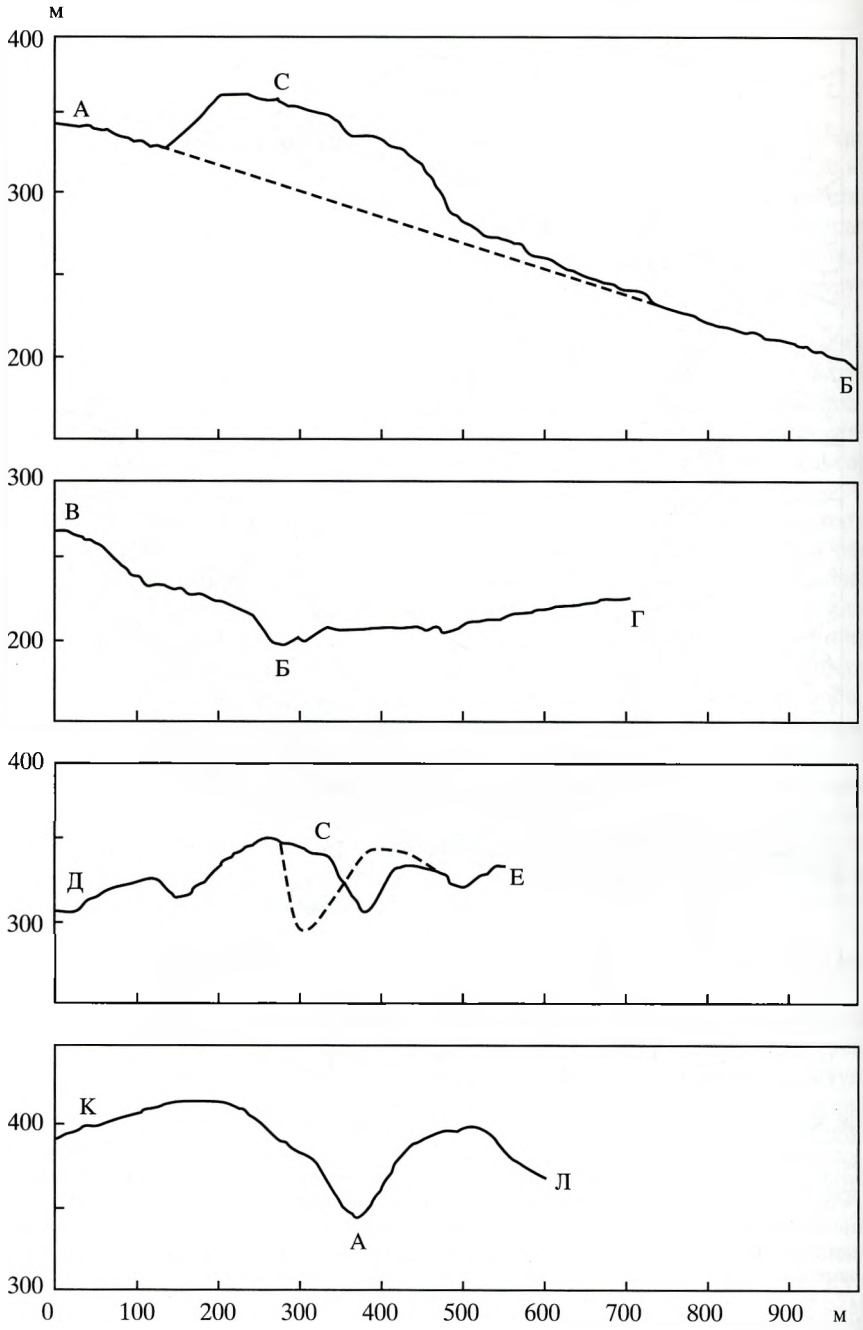


Рис. 3.49. Продольный (А–Б) профиль выемки. Поперечные профили долины р. Кузьминки выше по течению от предполагаемой плотины (В–Г) и в районе плотины (Д–Е), точечный пунктир – поперечный профиль выемки. Поперечный профиль (К–Л) р. Городской ниже по выемки

долинах рек Матросской и Кузьминки, а также большие запасы снега и льда в районе вулкана почти в любое время года, но особенно в конце зимы – начале весны. Так, например, было установлено, что 22 февраля 1990 г. в бассейне р. Кузьминки площадью около 4,3 км^2 средняя толщина снежного покрова равнялась 4,8 м (при максимальной до 22,6 м в долине этой реки), а объем снега достигал 21 млн м^3 с запасом воды 10–12 млн м^3. Поэтому даже при частичном таянии снежно-ледяной массы в ходе извержения вулкана здесь мог образоваться мощный лахар объемом в несколько миллионов кубометров.

Проведенное специальное картирование территории с использованием данных новейшей аэрофотосъемки и составленных крупномасштабных топокарт показало, что наиболее опасным является участок вблизи слияния рек Матросской и Кузьминки, где сейчас фактически располагается значительная часть Северо-Курильска, а также полоса вдоль речной долины ниже по течению вплоть до берега моря (рис. 3.48). Менее опасна в этом отношении территория бывшего старого города, уничтоженного цунами в ноябре 1952 г. На карте выделены также безопасные участки. Это – возвышенности, поднимающиеся над поверхностью конусов выноса в самом городе и слабо наклонные площадки абразионно-аккумулятивных морских террас с относительной высотой над руслами водотоков более 10–15 м. Кстати, те и другие безопасны и в отношении цунами.

В подобной ситуации безопасность существования Северо-Курильска гарантировать нельзя, так как вполне вероятно, что при ближайшем достаточно сильном извержении (типа извержения 1934–1935 гг.) многие хозяйственные и жилые постройки могут быть уничтожены лахаром. Особенно те, которые расположены в верхних частях конусов выноса. При этом не исключено, если основываться на выявленных закономерностях эруптивной активности в. Эбеко (см. выше), что такое извержение произойдет в течение следующих 30–50 лет.

В связи с этим мы предлагаем либо переместить все хозяйственные и жилые объекты из наиболее опасной зоны в безопасные места, либо прекратить доступ лахару в район новой части Северо-Курильска. При принятии второго варианта, по нашему мнению, необходимо осуществить следующие мероприятия.

1. Соорудить в среднем течении р. Кузьминки (см. рис. 3.48) выше Северо-Курильска мощную каменно-земляную плотину.

2. Направленными взрывами создать выемку для переброса стока р. Кузьминки в верховья расположенной рядом долины р. Городской, проходящей через разрушенный цунами Старый город. Условия рельефа позволяют, чтобы грунт, выброшенный взрывами, пошел на образование плотины в долине р. Кузьминки.

Наиболее рациональное расположение выемки показано на рис. 3.49. Продольные и поперечные профили позволяют представить размеры выемки и оценить ориентировочный объем перемещенного грунта. Ее длина должна составлять 350 м, глубина ~45 м, ширина по бровке 75 м, по дну – 25 м.

При этом нет необходимости производить выемку всего объема грунтов. По-видимому, достаточно образовать канал с небольшим первичным уклоном в сторону долины р. Городской, предоставив дальнейшую работу по формированию окончательного профиля канала эрозии. В таком случае первоначальный объем перемещенных пород может быть уменьшен в 1,5–2 раза.

В заключение следует отметить, что аналогичные исследования следовало бы в первую очередь провести еще для вулканов Менделеева, Тятя, Грозный, Заварицкого, вблизи которых тоже находятся населенные пункты, хозяйственные объекты и участки предполагаемого строительства на Курильских островах.

Глава 4

ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ОПАСНОСТЬ НА СЕВЕРЕ КАВКАЗСКОГО РЕГИОНА

4.1. Геодинамика, тектоника Большого Кавказа, его сейсмичность и новейший вулканизм

До недавнего прошлого Кавказ считался областью с умеренной сейсмичностью и слабой вероятностью возобновления вулканической активности. Здесь практически не были известны хорошо датированные и доказанные сейсмические события с высокой магнитудой ($M \geqslant 7$). Такие представления об уровне сейсмической опасности региона и легли в основу карты сейсмического районирования СССР (СР-78). Природа продемонстрировала, что сейсмологами совершена здесь грубая ошибка.

Спитакское (1988 г.) и Рачинское (1991 г.) катастрофические землетрясения, потрясшие Кавказ в конце XX в., позволяют предположить начало современного периода сейсмической активизации этого региона. Сейсмические катастрофы с магнитудой $M = 7$, последовавшие одна за другой с небольшим разрывом во времени, стали сильнейшими в прошедшем столетии после Шемахинской катастрофы 1902 г. Оценивая эти события, сейсмологам важно понять, имеется ли какое-либо сходство в тектонической позиции очагов этих землетрясений и попытаться выявить породившие их структуры и процессы. Это позволит прогнозировать дальнейшее развитие сейсмической активности в Кавказской складчатой области и, в частности, на северном склоне Большого Кавказа, на территориях Ставропольского и Краснодарского краев, Карачаево-Черкесской, Кабардино-Балкарской республик и Республики Северная Осетия – Алания. При этом необходимо учитывать, что катастрофические сейсмические процессы могут инициировать и вулканическую активность при наличии в регионе потенциально активных, но в настоящее время "спящих" вулканов.

Действительно, исследования последних лет свидетельствуют о высокой вулканической опасности Кавказского региона. Похоже, что такие крупнейшие вулканы Европы, как Эльбрус и Казбек просто "отдыхают", а не затихли навсегда. О том, что может случиться в густо населенном регионе при возобновлении активности этих вулканов, свидетельствуют результаты уже известных вулканических извержений в других регионах нашей планеты. Это типичные крупномасштабные природные катастрофы. При их анализе вулканологи обратили внимание на одну характерную особенность, связанную с периодичностью извержений и масштабами сопутствующих катастроф: чем более длительный период покоя вулкана, тем мощнее бывает следующее за ним извержение.

Характеризуя масштабы глобальных экологических катастроф, связанных с деятельностью крупных вулканов Земли, приведем только некоторые примеры. Так, 26–27 августа 1883 г. произошло катастрофическое эксплозивное извержение вулкана Кракатау. Извержение сопровождалось выбросом в атмосферу свыше 18 км^3 горных пород, разносом пепла на площади 827000 км^2 и гибелью около 36000 человек. Грохот взрыва был слышен на огромных расстояниях. Так, в Байдензорге, на острове Ява, в 150 км от вулкана, удар был такой силы, что во многих домах двери

и окна сорвались с петель, а со стен обвалилась штукатурка. Грохот взрыва был слышен в городе Манила, отстоящем от вулкана на 2 тыс. км, в Центральной Австралии, на расстоянии 3600 км, и на острове Мадагаскар, расположенном в 4775 км от Кракатау. Тончайшая пыль после этого извержения достигла стратосферы, что привело к снижению среднегодовых температур на обширных территориях нашей планеты. За счет выброшенных пемзы и пепла произошло не только изменение рельефа морского дна (к северу от Кракатау, у острова Себеси, глубина моря до извержения достигала 36 м, а после него на акватории обнажились мели), но и возникли новые острова, а существовавшие ранее – увеличились в размерах.

В атмосфере также происходили значительные изменения. Вблизи Кракатау наблюдались сильные ураганы. В Европе и Северной Америке, как и в других частях света, интенсивное движение воздуха было зафиксировано с помощью метеорологических приборов и всюду отмечалось сильное колебание показаний барометров. Воздушная волна, вызванная извержением Кракатау, обошла земной шар три раза, что было убедительно доказано барометрическими наблюдениями на многих метеорологических станциях мира. Так, в Берлине первая воздушная волна наблюдалась через 10 часов после катастрофы. Отсюда следует, что ее скорость приближалась к 1000 км/час. Через 16 часов эта же воздушная волна, пройдя над Америкой, пришла с другой стороны земного шара и вновь была зафиксирована в Берлине. И, наконец, через 36 часов она в третий раз прошла над Берлином.

В северной части острова Мартиника (Карибское море) находится вулкан Мон-Пеле, кратер которого был заполнен водой. Более 50 лет вулкан молчал, а в начале мая 1902 г. вулканическая постройка стала излучать звуковые сигналы в низкочастотном диапазоне. Излучение сопровождалось ощутимыми сейсмическими явлениями. Подземные толчки следовали один за другим. Утром 21 мая 1902 г. при ясном небе над вулканом стал подниматься столб серого пара и мелкий пепел начал медленно падать на город Сен-Пьерра. Затем пепельный дождь постепенно усилился, и стало практически темно. В 7 ч 50 мин раздался оглушительный треск, а за ним – несколько слабых раскатов. Облако (раскаленная туча), висевшее над вулканом, стало черным, окуталось сетью молний и вдруг "покатилось" вниз по склону вулканической постройки к городу Сен-Пьерра. Атмосфера сделалась невыносимо жаркой, а воздух обжигал легкие. Эта огненная туча так же быстро исчезла, как и появилась, а когда темнота рассеялась, от города остались только пылающие развалины, в которых погибли все его 30 тыс. жителей. Из 18 судов, стоящих в гавани на якорях, уцелел только пароход "Роддан" – его капитан успел выйти в открытое море.

Извержение на острове Мартиника послужило причиной для выделения так называемого "пелейского" типа извержений. Все проявления, присущие этой разновидности вулканической активности – возникновение купола, лавового обелиска и палящей тучи, обусловлены чрезвычайно высокой вязкостью магмы, богатой кремнеземом.

Взрыв вулкана Тамборы (1815–1816 гг.) в Индонезии сопровождался выбросом в атмосферу около 150 км^3 горных пород; погибли по разным оценкам от 66000 до 92000 человек, а извержение вулкана Санторин (примерно 1500 лет до н.э.) привело к гибели целой критско-миносской цивилизации.

При извержении вулкана Шаста, произошедшем 300–360 тыс. л. н., объем излившихся лав оценивается в 26 км^3, т.е. как один из крупнейших за четвертичную историю Земли [*Crandell et al.,* 1984].

Во второй половине прошлого века произошли два катастрофических извержения вулканов Безымянного и Сент-Хеленс, которые считались неактивными. К счастью, они были вне сферы обитания человека и поэтому не унесли ни одной человеческой жизни. Однако и эти извержения оказали заметное влияние на климатические изменения, которые ощущались в отдельных регионах Земли.

4.1.1. Складчатая область Кавказа и главные черты ее развития на новейшем и современном этапах

Большой Кавказ – тот регион, где непосредственно на поверхности с помощью геологических методов можно изучать новейший вулканизм и сейсмогенный слой земной коры, который образован в первую очередь сложноскладчатыми комплексами протерозоя, палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Регион традиционно считается природной лабораторией для изучения складчатости, позднепалеозойского гранитоидного магматизма, ранне-среднеюрского вулканизма и миоцен-плиоцен-голоценового магматизма. Имеется также представление, что эта складчатая система представляет собой ярко выраженный "кавказский" тектонотип, для которого характерно широкое развитие разнообразных складчатых форм (в противоположность "альпийскому" тектонотипу, для которого более характерна шарьяжно-складчатая структура) [*Рогожин*, 1986, 1988]. В то же время Большой Кавказ является составной частью обширной складчатой области Кавказа в целом. При этом мало кто задумывался о соотношении факторов взаимосвязи и независимости Большого и Малого Кавказа, составляющих эту область.

В настоящее время мы видим, что стиль новейших и современных движений, унаследованный в значительной мере от прежних геологических эпох, в частности, от эпохи складкообразования, в принципе определяет размещение очагов сильнейших землетрясений и миграцию сейсмической активности в масштабах всего Кавказа. Однако полной ясности в вопросах связи древних и молодых структур, включая соотношения древних и современных вертикальных и горизонтальных движений, пока нет, хотя определенные успехи в раскрытии этих основополагающих геодинамических взаимоотношений уже наметились. И здесь не последнюю роль играет новый геологический, сейсмологический и геодезический материал по Кавказу в целом, собранный учеными ИГЕМ РАН, ИФЗ РАН и других организаций (такими, как ГИН, МГУ) [см. *Катастрофические процессы... Том 1, Вулканизм*, 2002].

Несмотря на то, что складчатая система Большого Кавказа ранее была хорошо изучена с геологической точки зрения, а ее строение описано в работах многих известных исследователей [*Милановский, Хаин*, 1963; *Шолпо и др.*, 1993 и др.], детальные материалы о складчато-разрывной структуре до 90-х годов XX в. оставались изученными не до конца. Практически отсутствовал комплексный анализ в масштабах складчатой системы в целом. Поэтому целесообразно было собрать недостающий структурно-геологический материал, отражающий строение верхнего горизонта земной коры для отдельных ранее плохо изученных районов мегантиклинория Большого Кавказа и провести его интерпретацию с использованием ранее опубликованных данных, но с применением единого и современного комплекса методов обработки. Такой подход позволил выявить и закартировать структурные неоднородности складчатого комплекса, отражающиеся в стиле новейших и современных движений и контролирующие сейсмичность, а также оценить характерные размеры этих неоднородностей: протяженность и ширину продольных и поперечных приразломных (шовных) зон и разграниченных ими блоков.

Материалы изучения сильных землетрясений, происшедших в последнее десятилетие на Кавказе, а также результаты впервые проведенных здесь измерений скоростей вертикальных и горизонтальных перемещений отдельных тектонических блоков методом GPS (глобальной системы позицирования – определения местоположения), позволили по-новому взглянуть на строение и современное развитие этой обширной складчатой области на границе Юго-Восточной Европы и Азии.

В целом Большой Кавказ не сплошная линейно вытянутая зона развития равномерной складчатости голоморфного типа, как это представлялось ранее. Неоднородность в распределении складчатых и разрывных форм подчеркивает продольную и поперечную структурную зональность.

4.1.2. Общая сейсмотектоническая позиция сильнейших землетрясений последних лет на Кавказе

Происшедшие на Кавказе Спитакское (1988 г., $M = 6.9$) и Рачинское (1991 г., $M = 7.1$) землетрясения в корне изменили наши представления об умеренном уровне сейсмической опасности этого региона. К особенностям очагов этих сейсмических катастроф относятся их неглубокое, приповерхностное залегание, большие размеры (длина и ширина измеряются десятками километров) и значительные нарушения поверхности. Очаг Спитакского землетрясения вспорол земную поверхность в виде протяженной системы сейсморазрывов.

Удалось доказать, что и ранее (25000, 17000 и 5000–3000 лет назад) в этом очаге уже возникали подобные или даже более сильные сейсмические события. При сейсмической катастрофе в Армении, а еще в большей степени при Рачинском землетрясении возникли разнообразные мощные сейсмогравитационные явления: обвалы и оползни в Раче и Южной Осетии, широко проявились также оплывины, каменные и грязекаменные лавины.

Таким образом, как Малый, так и Большой Кавказ оказались зонами высокой сейсмической и инженерно-геологической опасности. Несмотря на то, что очаги сильных землетрясений недавнего прошлого связаны с продольными структурами кавказской ориентировки (Спитакский очаг – с Памбак-Севанской шовной синклинорной зоной Малого Кавказа, а Рачинский – с Рача-Лечхумской шовной синклинорной зоной Большого Кавказа), но в целом они приурочены к давно известной и хорошо изученной структуре – Транскавказскому поперечному поднятию (коллизионной структуре типа континент–континент [*Philip et al.*, 1989]). Важно подчеркнуть, что в сводовой (центральной) части Транскавказского поперечного поднятия наблюдается как бы "раздвиг", обусловленный, скорее всего, "вдавливанием" при продвижении в северном направлении структуры Аравийского "носа" в Закавказскую, Малокавказскую и Большекавказскую микроплиты. Явление раздвига фиксируется серией зон кулисообразно расположенных субмеридиональных межзональных разломов (рис. 4.1, карта на вкладке) к которым приурочены очаговые зоны сильных землетрясений, а также Эльбрусский, Казбекский, Кельский и другие вулканические центры.

Не исключено, что образование системы зон этих субмеридиональных разломов можно рассматривать как начало зарождения рифтогенной структуры. Эта структура пересекает весь Кавказский регион с юга на север, и по всей протяженности четко выражена в рельефе, в геофизических полях, в рисунке тектонических разломов, кроме того, начиная с позднего миоцена и до голоцена включительно магматическая активность проявлялась только в ее пределах (рис. 4.1; 4.2).

Границы этой структуры как бы подчеркиваются цепочками молодых вулканов и лавовых плато. Транскавказское поднятие является крупнейшей поперечной зоной и для Большого Кавказа. Здесь наиболее широко развиты породы кристаллического фундамента древнего кавказского ядра, фиксируются наибольшие высоты рельефа. Транскавказский "поперечник" характеризуется и своей повышенной сейсмической активностью.

Именно в его пределах начиная с 1976 г. (с Чалдыранского землетрясения в северо-восточной Турции) концентрируются главные сильные землетрясения Закавказья: Параванское, Спитакское, Рачинское, Джавское. Причем, если три первых события возникли в Закавказской области на Малом Кавказе, то два последних, Джавское и Рачинское, захватили уже южный склон Большого Кавказа, т.е. сейсмическая активность в последние десятилетия распространилась к северу.

Северным окончанием Транскавказского поперечного поднятия являются Минераловодский выступ на северном склоне Большого Кавказа с позднемиоценовы-

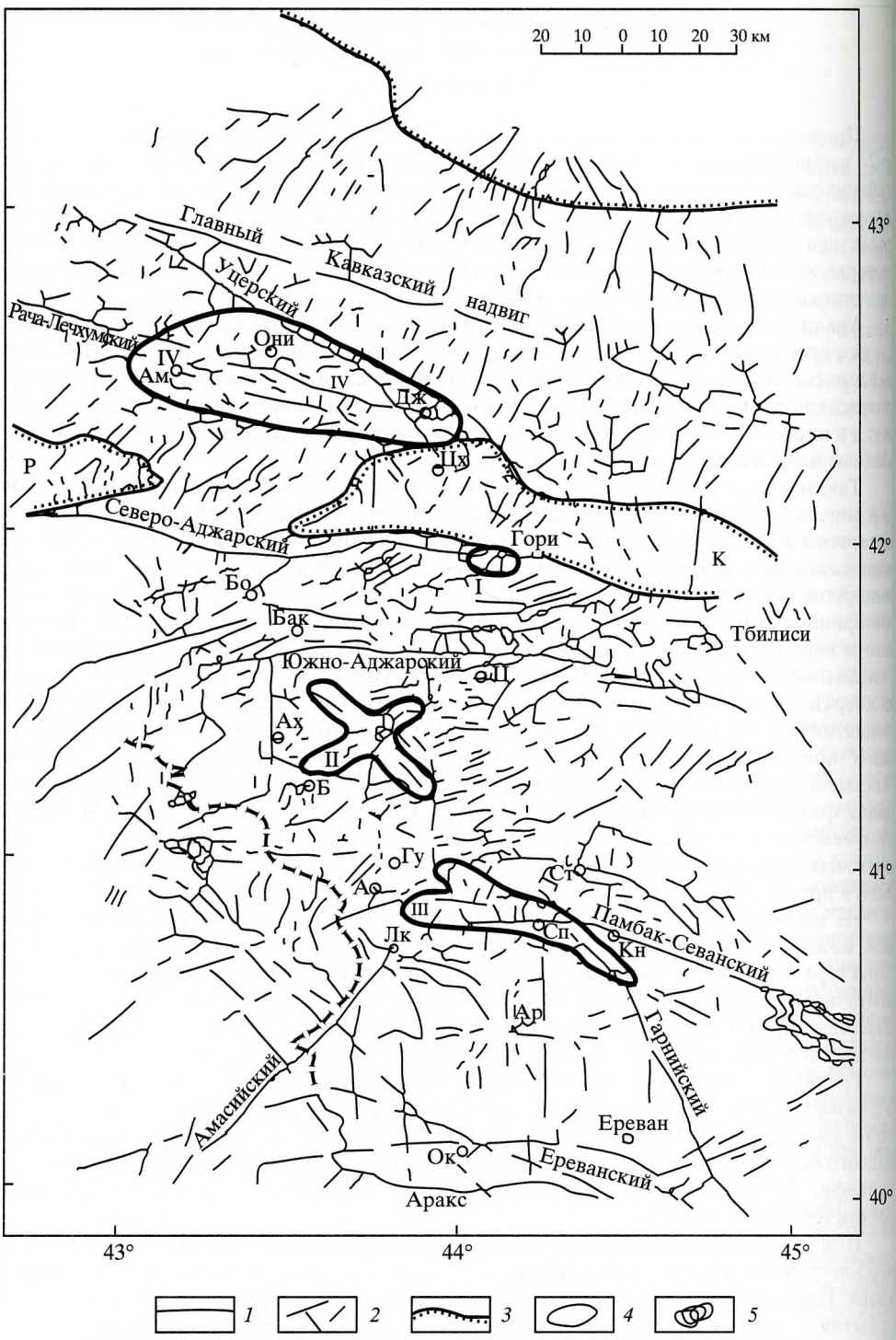

20 10 0 10 20 30 км
Главный Кавказский надвиг
Уцерский
Рача-Лечхумский
Они
Ам
Лж
Щх
Р
Северо-Аджарский
Гори
К
Бо
Бак
Тбилиси
Южно-Аджарский
Ах
Б
Гу
Ст
Ао
Сп
Кн
Памбак-Севанский
Лк
Ар
Гарнийский
Амасийский
Ереван
Ок
Ереванский
Аракс
43°
42°
41°
40°
44°
45°
1
2
3
4
5

Рис. 4.2. Схематическая карта космофотолинеаментов района Транскавказского поперечного поднятия [*Вулканизм*, том 1, 2002]:

1 – крупные геологические разломы; *2* – космофотолинеаменты; *3* – границы крупнейших новейших впадин (Р – Рионская, К – Карталийская); *4* – очаговые зоны крупнейших землетрясений: I – Горийского (1920 г., по изосейсте высшего балла), II – Параванского, 1986 г., III – Спитакского (1988 г.), IV – Рачинского (1991 г.) (приведены контуры очаговых зон землетрясений II–IV по конфигурации поля эпицентров афтершоков); *5* – озера. Населенные пункты: Ам – Амбролаури, Дж – Джава, Цх – Цхинвал, Бо – Боржоми, Бак – Бакуриани, Ц – Цалка, Ах – Ахалкалаки, Б – Богдановка, Гу – Гукасян, Ст – Степанован, А – Амасия, Лк – Ленинакан, Сп – Спитак, Кн – Кировакан, Ок – Октемберян, Ар – вершина горы Арагац

ми (8,2 млн лет) трахириолитовыми лакколитами Кавказских Минеральных Вод и Ставропольское поднятие Предкавказья. В этих воздымающихся в новейшее время и на современном этапе зонах имеются общие тектонические черты с теми районами Закавказья, где возникли описанные выше сильнейшие землетрясения. К таким чертам относятся проявление плиоцен-голоценового магматизма, наличие мощных меридиональных зон активных разломов, а также узлов их пересечения с крупными разломами кавказской (субширотной) и диагональных ориентировок.

Если подмеченная тенденция постепенного смещения процесса сейсмической активизации к северу верна, то ничто не мешает в недалеком будущем возникновению сильного землетрясения на северном склоне Большого Кавказа и в Предкавказье, на северном окончании Транскавказского поднятия.

4.1.3. Результаты измерений скоростей горизонтальных смещений по сети реперов GPS на Кавказе

В настоящее время во всем мире система GPS стала использоваться как основное измерительное средство при решении самых разнообразных задач геодинамики на разных по значимости уровнях, начиная с изучения деформаций в пределах отдельных частей горных сооружений и до глобальных перемещений литосферных плит. Такие измерения для геодинамических целей были начаты в середине 80-х годов XX в. в США и Европе, а с 1988 г. они проводились в Средиземноморье. С 1991 г. эта система начала применяться для изучения современной геодинамики Кавказской горной системы и для выявления возможных постсейсмических деформаций в эпицентральной зоне сильнейшего для Кавказа Рачинского землетрясения (M = 6,9–7,1).

На основе имеющейся региональной сети реперов GPS, состоявшей из четырех пунктов [*Шевченко и др.*, 1999] были проведены измерения скоростей горизонтальных смещений отдельных блоков земной коры.

Северный пункт находится на северном склоне Большого Кавказа в районе радиофизической обсерватории в станице Зеленчукской. В тектоническом отношении эта часть Кавказа относится к Северо-Кавказскому краевому массиву, представляющему собой южную окраину эпигерцинской Скифской плиты, вовлеченную в кайнозое в поднятие Большого Кавказа без проявлений альпийской складчатости, характерной для этой подвижной системы.

Южный пункт располагается на Армянском нагорье на территории сейсмологической обсерватории в районе г. Гарни. В тектоническом отношении этот пункт относится к Мисхано-Зангезурскому срединному массиву складчатой системы Малого Кавказа.

Линия между GPS-репером в станице Зеленчукской и пунктом в г. Гарни имеет длину 480 км и пересекает почти вкрест простирания (с северо-запада на юго-восток) все основные структуры подвижных областей Большого и Малого Кавказа.

Два других пункта региональной сети установлены в пос. Вани (юго-западнее г. Кутаиси) и в пос. Ничбиси (северо-западнее г. Тбилиси) – оба на границе Аджаро-

Триалетской складчатой зоны Малого Кавказа с межгорными прогибами (Рионским и Карталинским соответственно) Грузинской глыбы.

Близширотная линия, соединяющая эти два пункта, имеет длину 190 км и пересекает зону Транскавказского поперечного поднятия.

Следующие пять пунктов, но уже локальной сети с расстояниями между ними 15–30 км, оконтуривают зону наибольшего макросейсмического эффекта Рачинского землетрясения. В тектоническом отношении эти пункты расположены необыкновенно удачно. Они обрамляют границу раздела между структурно-формационными зонами южного склона складчатой системы Большого Кавказа и Окрибо-Сачхерской зоной Грузинской глыбы (Закавказского срединного массива). Эта граница проходит по Рача-Лечхумской шовной зоне, выраженной на поверхности узкой линейной синклиналью (синклиналью Южной Осетии), а на глубине – серией пологих срывов на контакте между чехлом и фундаментом [*Рогожин и др.*, 1993; *Triep et al.*, 1995]. Два пункта расположены к северо-северо-востоку от шовной зоны (на Гагро-Джавской антиклинали южного склона) – Лесора (LESO) и Курути (KHUR), два – к юго-юго-западу от нее (в Окрибо-Сачхерской зоне Дзирульского массива) – Хотеви (KHOT) и Сачхере (SACH), и один – непосредственно в самом Рача-Лечхумском шве – Шкмери (SHKM). Таким образом, региональная сеть реперов GPS охватывает центральную часть складчатой подвижной области Кавказа, а локальная – важнейшую тектоническую границу между складчатой системой Большого Кавказа и Грузинской глыбой.

Сравнение двух эпох наблюдений (1991 и 1994 г.) дает годовые скорости горизонтальных смещений пунктов Кавказского региона Гарни, Ничбиси и Вани относительно неподвижного пункта на Северо-Кавказском краевом массиве – 17,3–5,0; 9,3–6,5 и 3,3–3,0 мм/год соответственно.

Общее направление смещений – северо-северо-восточное. Эти цифры наглядно показывают, что скорости смещений подвижной системы Малого Кавказа относительно Северо-Кавказского краевого массива уменьшаются с юга на север и с востока на запад, что можно трактовать как неравномерное горизонтальное сокращение горной области Кавказа в различных ее частях. Так, движение репера на Мисхано-Зангезурском срединном массиве к северу оказывается более значительным, чем смещение к северо-северо-востоку и северу двух пунктов в подножье северного склона Аджаро-Триалетской складчатой зоны (соответственно пункты Вани и Ничбиси). Особенно это касается пункта в пос. Вани.

Далее к северу располагается полигон локальной сети из пяти пунктов GPS в эпицентральной зоне Рачинского землетрясения. Здесь наблюдается горизонтальное смещение пунктов Хотеви и Сачхере к северо-востоку и северу соответственно со скоростями 2,5–3,5 мм/год. Напротив, пункты Курути и Лесора смещаются с такими же скоростями к югу (юго-западу). Так что суммарное сближение складчатой системы Большого Кавказа и Окрибо-Сачхерской зоны Грузинской глыбы составляет 5–7 мм/год.

Как видно из приведенных результатов определения скоростей горизонтальных смещений в Кавказском регионе, Мисхано-Зангезурский срединный массив Закавказья за период измерений двигался к северу со скоростью 17,3±5 мм/год. Есть все основания полагать, что это движение можно рассматривать в качестве реакции системы микроплит Малого Кавказа на последовательное перемещение северного края Аравийской литосферной плиты (так называемого "Аравийского носа") к северу.

Однако экспериментальные данные указывают на то, что это смещение затухает в северном направлении. В области сочленения Аджаро-Триалетской складчатой зоны Малого Кавказа с Закавказскими депрессиями скорость его уже составляет 9,3±6,5 мм/год на востоке и 3,3±0 мм/год на западе. Значит, где-то южнее (то ли в Севано-Акеринской складчатой зоне, то ли в самой Аджаро-Триалетской) происхо-

дит торможение смещений этих микроплит (Мисхано-Зангезурского и Сомхито-Карабахского срединных массивов) при их продвижении к северу. Вероятнее всего, сокращение земной поверхности происходит в Севано-Акеринской (Памбак-Севанской) зоне, в западной части которой в 1988 г. произошло сильнейшее Спитакское землетрясение (M = 6,9–7).

В плейстосейстовой зоне Рачинского землетрясения наблюдается дальнейшее продвижение самой северной из закавказских микроплит (Дзирульского срединного массива, или Грузинской глыбы) к северу со скоростью 2,5–3,5 мм/год. Это соизмеримо по скорости с перемещением в том же направлении северного фаса Аджаро-Триалетской горно-складчатой системы за тот же период времени. Но сразу же к северу от Рача-Лечхумской шовной зоны картина существенно меняется. Здесь фиксируется смещение тектонических зон южного склона Большого Кавказа к югу и юго-западу в среднем со скоростями 2,5–3,5 мм/год. Следовательно, в очаговой зоне землетрясения регистрируется сокращение земной поверхности за период измерений со средней скоростью 5–7 мм/год. Сжатие ориентировано вкрест простирания тектонической зональности региона.

Важно отметить, что этот процесс полностью согласуется с той тенденцией новейших горизонтальных движений на южном склоне Большого Кавказа, которая прослеживается на протяжении долгой геологической истории региона и реализовалась в виде моментальной подвижки в очаге Рачинского землетрясения.

Процесс поддвигания Грузинской глыбы под Большой Кавказ на протяжении позднеальпийского и новейшего этапов тектоногенеза выявлен П.Д. Гамкрелидзе и И.П. Гамкрелидзе [1977] и неоднократно описывался другими исследователями. В современной складчатой структуре Рачинского хребта (горы Сырхлеберта и Хихата) в результате глубинного поддвига возникли крупные складки в породах юры, мела, палеогена и даже неогена.

В результате проведенных исследований удалось выявить существование быстрого горизонтального перемещения Мисхано-Зангезурского срединного массива (или одноименной микроплиты) Малого Кавказа относительно неподвижного Северо-Кавказского краевого массива к северу. Весьма важно, что пункт в станице Зеленчукской действительно устойчив даже по сравнению с международным реперным пунктом на Скандинавском щите в Швеции. Поэтому Северо-Кавказский массив оказывается стабильным блоком литосферы. Последний входит в состав единой Евразийской плиты, которая состоит из молодой Скифской и древней Восточно-Европейской платформ. Отмеченное горизонтальное близмеридиональное перемещение, вероятно, является результатом дрейфа к северу расположенной южнее Малого Кавказа Аравийской плиты Гондваны, хотя и не исключено и иное толкование для данного феномена. К примеру, существование зоны расширения литосферы под Араратской вулканической областью может также вызвать перемещение Мисхано-Зангезурского массива к северу.

Так или иначе, но влияние этих горизонтальных перемещений, несомненно, чувствуется вплоть до Аджаро-Триалетской складчатой зоны и далее до северной окраины Грузинской глыбы. При этом скорость их постепенно понижается, угасая в пределах, вероятно, Севано-Акеринской или Аджаро-Триалетской складчатых зон. Окончательное прекращение смещений к северу отмечается в зоне Кахетино-Лечхумского (Рача-Лечхумского) шва. Здесь система поддвиго–надвигов на границе фундамент–чехол в районе Гагра-Джавской, Рача-Лечхумской и Окрибо-Сачхерской тектонических зон служат, по-видимому, той структурной средой, где геологические криповые перемещения трансформируются в проявления сейсмической активности и вызывают также формирование современной складчатости (как это показано выше для Рачинского хребта). В последние годы, кроме Рачинского, в той же структурной позиции возникли Джавское (1991 г.) и Барисахское (1992 г.) сильные землетрясения [*Рогожин*, 1993].

4.1.4. Эволюция новейшего (миоцен-голоценового) магматизма на Северном Кавказе

Исследованиями отечественных ученых установлено, что вулканизм в миоцене и раннем плиоцене бурно развивался на Армянском вулканическом нагорье, в Грузии и затем на Большом Кавказе (рис. 4.3 карта на вкладке), но только в пределах Транскавказского поперечного поднятия (коллизионной структуры типа континент-континент по: *Philip et al.*, 1989).

Так, в районе Кавказских Минеральных Вод, расположенном на северном окончании этой структуры, образовались лакколиты трахириолитового состава, являющиеся "визитной карточкой" начала в позднем миоцене (примерно 10 млн л.н.) коллизии Аравийской и Кавказской плит.

В позднем плиоцене вулканизм проявился в основном на Армянском нагорье, а также в районах северного Приэльбрусья. Он охватывал: делленииты р. Кыртык и мощную (более 2 км) толщу туфов дацитового состава с гранит-порфировым резургентным куполом в Верхнечегемской кальдере; некки риолитового состава, прорывающие позднеплиоценовые гранитоидные интрузивные массивы – Эльджуртинский в долине р. Баксан, Сангутидонский в долине р. Урух, Теплинский в долине р. Фиагдон и Тепинский в долине р. Терек. В целом на Кавказе к плейстоцену интенсивность вулканизма, постепенно уменьшилась.

В нижнем неоплейстоцене и голоцене извержения проявлялись только в пределах Транскавказского поперечного поднятия (вулканы Эльбрус, Казбек, Кабарджин и др.).

Новейший вулканизм и сейсмогенерирующие структуры Кавказа расположены в густонаселенных районах, и последствия их извержений трудно переоценить. Именно поэтому российскими учеными выполнен большой объем полевых работ с целью геологического обследования в плейстосейстовых зонах недавних землетрясений рассматриваемого региона и были начаты целенаправленные полевые исследования в районах Эльбрусского, Казбекского и Кельского вулканических центров.

Ниже будут приведены краткие данные о позднемиоцен-голоценовом вулканизме и интрузивном магматизме, проявившемся в пределах Транскавказского поперечного поднятия. Начиная с позднего миоцена магматическая активность на территории Большого Кавказа, а также Закавказья (Грузия, Армения) проявилась только в пределах уже упоминавшейся Транскавказской поперечной зоны, рассматриваемой в качестве коллизионной структуры типа континент–континент [*Philip et al.*, 1989; и др.].

Уточненная западная граница этой структуры [*Kral, Gurbanov,* 1996] проходит в междуречье Малка–Баксан (рис. 4.4). К ней приурочены Эльджуртинский гранитный массив, Чегемская кальдера позднеплиоценового возрастов и вулканическая постройка вулкана Эльбрус позднеплейстоцен-голоценового возраста.

Северное окончание этой коллизионной структуры включает позднемиоценовые лакколиты Кавказских Минеральных Вод. В ее центральной части расположены вулканы Казбек, Кабарджин, Кельское вулканическое плато, а восточная граница проходит через горы Дагестана и уходит в акваторию Каспийского моря. Как уже отмечалось, эпицентры всех недавних землетрясений с магнитудой $M \leqslant 7$ (Шемахинское, 1902 г.; Спитакское, 1988 г.; Рачинское, 1991 г.) и серии более низкомагнитудных землетрясений располагаются также только в пределах этой коллизионной структуры или Транскавказского поперечного поднятия (ТПП).

Позднемиоценовые трахириолиты Кавказских Минеральных Вод. По данным [*Philip et al.*, 1989] в позднем миоцене (~10 млн лет назад), после закрытия Палеотетиса, произошло столкновение Аравийской плиты, двигавшейся в северо-северо-

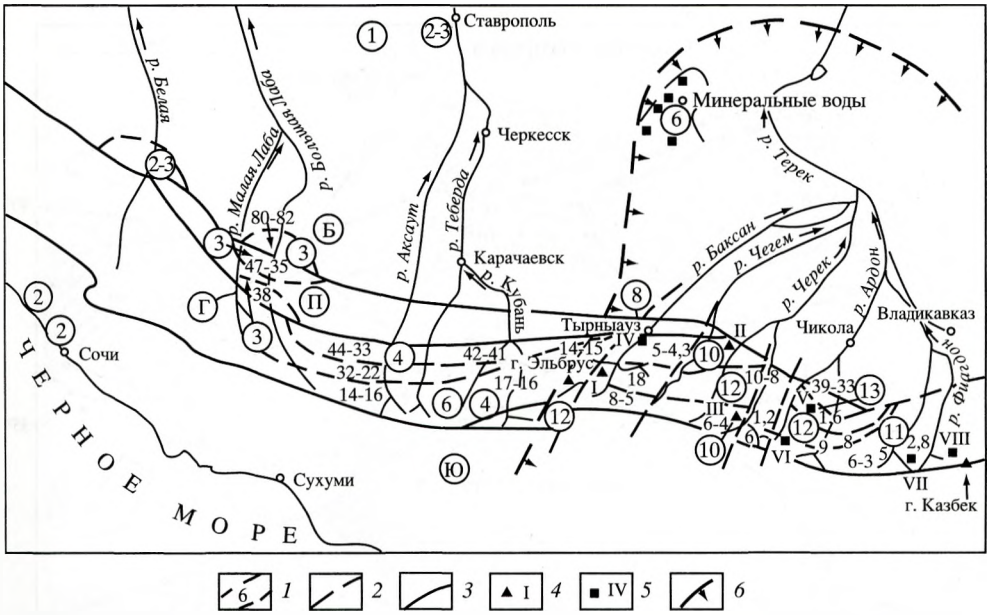


Рис. 4.4. Схема проявления времени аплифта на Северном Кавказе по результатам фишентрекового датирования апатитов (с уточненной западной границей коллизионной структуры), по А.Г. Гурбанову

Структурно-формационные зоны (СФЗ): Б – Бечасынская, П – Передового хребта, Г – Главного хребта, Ю – Южного склона; цифры в кружочках – скорости (мм/год) современных вертикальных перемещений; *1* – время аплифта – 44–33 млн лет назад; *2–3* – тектонические границы СФЗ и блоков (*2* – предполагаемые, *3* – достоверные); *4* – центры вулканической активности (I – Верхне-Баксанский, II – Верхне-Чегемский кальдерный комплекс, III – Тютюн-су), *5* – неоинтрузии (IV – Эльжуртинская, V – Сангутидонская, VI – Танадонская, VII – Теплинская, VIII – Геналдонская); *6* – уточненная западная граница коллизионной структуры

восточном направлении со скоростью до 3 см/год, с Малокавказской, а затем и с Большекавказской микроплитами (рис. 4.5).

Имевший место в позднемеловое-палеоценовое время поддвиг палеоокеанической коры Тетиса под континентальные микроплиты Малого и Большого Кавказа продолжается, скорее всего, и сейчас, во время коллизии. Отголосками этой сложной геодинамической обстановки (сочетание поддвига и коллизии типа континент–континент), существовавшей с позднего миоцена, стали внедрение трахириолитового расплава в верхи континентальной коры 8,25 млн л.н. и образование в районе Кавказских Минеральных Вод серии лакколитов (рис. 4.6) практически идентичного состава [*Hess et al.*, 1986; *Поль и др.*, 1993].

После образования лакколитов в районе Кавказских Минеральных Вод в течение порядка 5,6 млн лет магматическая активность практически прекратилась как в пределах ТПП, так и вообще на территории Северного Кавказа.

Следующая вспышка магматизма, проявившаяся только в пределах ТПП, зафиксирована по изотопным данным ($^{40}Ar/^{39}Ar$) в интервале времени 2,8–2,5 млн л.н. В этот период сформировались (с севера на юг, см. рис. 4.5) Верхнечегемская кальдера и ряд интрузивных массивов гранитоидного состава.

Верхнечегемская кальдера. Крупная (11 × 15 км по бровке ограничивающего уступа) Верхнечегемская кальдера сложена спекшимися туфами дацитового и риолитового составов (мощностью до 2,3 км) с гранит-порфировым интрузивным куполом (рис. 4.7).

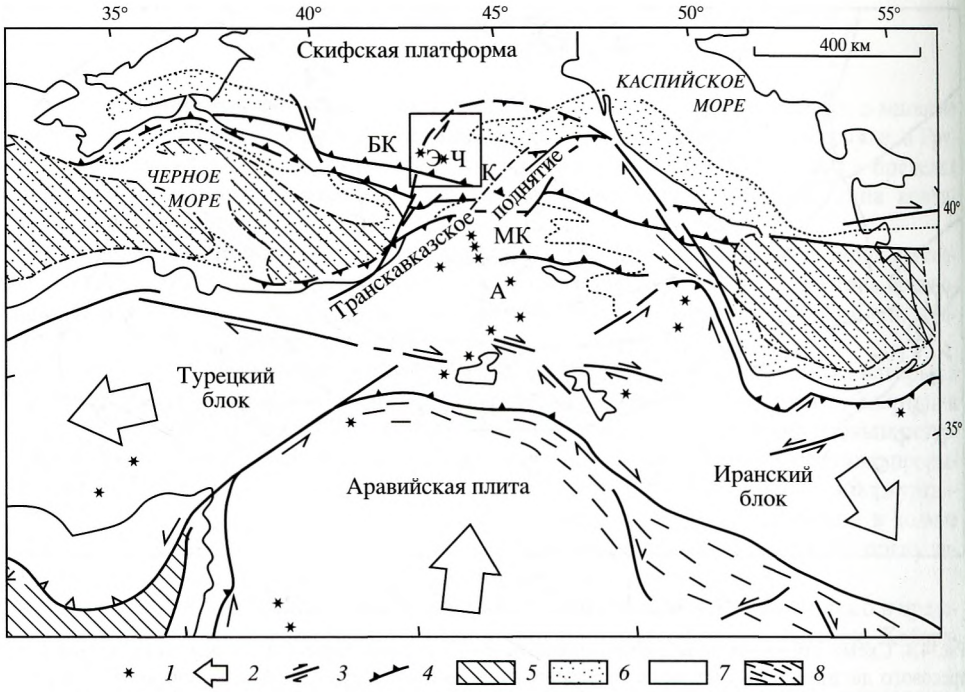


Рис. 4.5. Схема коллизионной обстановки (Аравийская плита со структурой Малого и Большого Кавказа – МК и БК) 10 млн лет [*Philip et al.*, 1989]:

1 – плиоцен-четвертичные вулканы; *2* – относительные перемещения блоков по отношению к Евразии; *3* – главные сдвиги; *4* – главные надвиги; *5* – океаническая и промежуточная коры; *6* – континентальная кора; *7* – основной осадочный бассейн; *8* – современная складчатость вдоль продвигающейся к северу Аравийской плиты; Ч – Чечемская кальдера, Э – в. Эльбрус, К – в. Казбек, А – в. Арагац (Армения)

Кальдера расположена в северной части горст-антиклинория Главного хребта на водоразделе рек Чегем и Кестанты. Она приурочена к грабену палеозойских пород, который развился вдоль поперечного (субмеридионального) Чегемского разлома в месте его пересечения с субширотной Пшекиш-Тырныаузской зоной, выклинивающейся восточнее долины реки Чегем. Поперечный разлом отделяет поднятый западный Эльбрус-Чегемский блок от опущенного и перекрытыми юрскими отложениями Восточно-Балкарского блока.

Верхнечегемская кальдера сформировалась в верхнем плиоцене (2,83–2,84 млн лет назад) в очень короткий промежуток геологического времени (10 тыс. лет). В четвертичное время эта структура была интенсивно эродирована, в результате чего образовался сильно расчлененный горный массив с узкими щелеобразными долинами и вертикальными обрывами высотой более 1 км.

Среди магматических пород, слагающих Верхнечегемскую кальдеру, выделяются: внутрикальдерные туфы, внекальдерные туфы, гранит-порфиры субинтрузивного штока (резургентный купол), посткальдерные андезиты.

Внутрикальдерные туфы (общая мощность более 2 км и площадь развития до 150 км^2), разделяются на три толщи: нижнюю риолитовую (SiO_2 = 75,6–76,7%, мощность 220 м); среднюю риолитовую (SiO_2 = 71,0–74,5%, мощность до 1420 м); верхнюю дацитовую (SiO_2 = 65,4–70,0%, мощность до 480 м).

Внекальдерные спекшиеся туфы риолитового состава мощностью до 200–300 м (так называемое Нижнечегемское вулканическое нагорье) заполняют широкую палеодолину. По нашим петролого-геохимическим и изотопным данным, это аэраль-

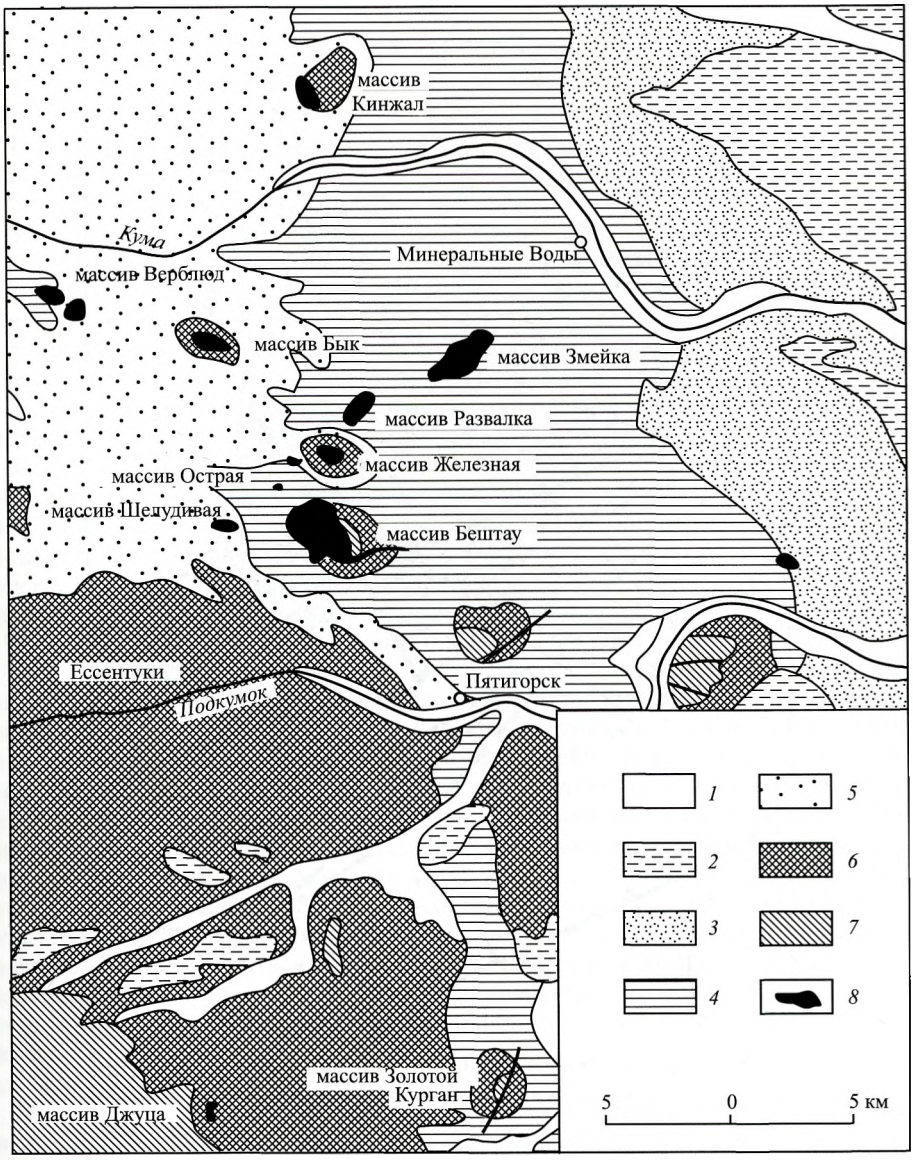


Рис. 4.6. Схематическая геологическая карта района Кавказских Минеральных Вод–Пятигорска с местоположением лакколитов трахириолитового состава

Осадочные образования: *1* – четвертичные, *2* – плиоценовые, *3* – миоценовые, *4* – олигоценовые, *5* – эоценовые, *6* – палеоценовые, *7* – меловые, *8* – щелочные трахириолиты

но перенесенный пирокластический материал, возникший при мощных взрывных извержениях в Верхнечегемской кальдере.

Внутрикальдерная субинтрузия гранит-порфирового состава имеет площадь выхода на дневную поверхность до 20 км^2 и вскрыта эрозией на глубину 1200 м. Она, скорее всего, приурочена к жерлу древнего стратовулкана, располагавшегося в бассейне р. Джылгысу, лавы которого сохранились в районах гор Кюгенкая и Кум-Бюбе. Контакты гранит-порфиров с вмещающими их туфами резкие и явно интрузивные.

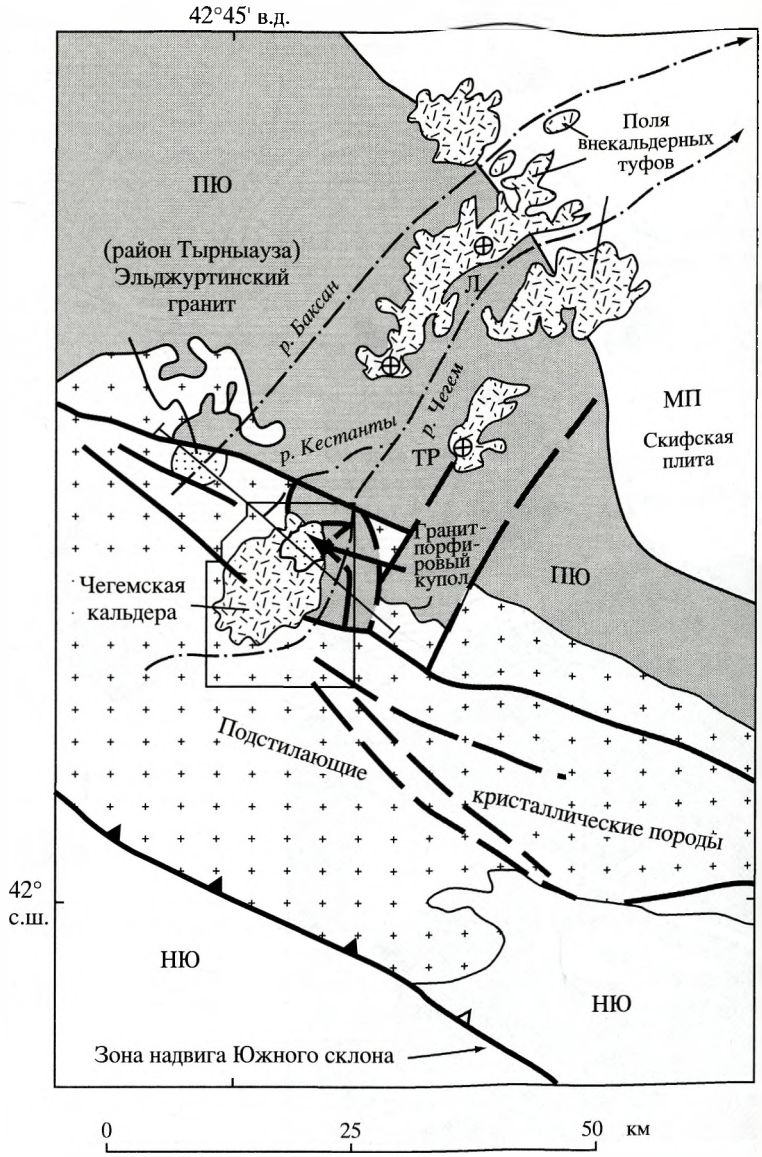


Рис. 4.7. Схематическая геологическая карта Верхнечегемской кальдеры с аэральным переносом пирокластического материала при эксплозивном извержении. Л – туфовый карьер Лечинкай; ТР – хребет Тераклон; НЮ – нижнеюрские осадочные породы; ПЮ – позднеюрские-меловые известняки; МП – меловые и палеогеновые осадочные породы

Посткальдерные андезиты (мощность до 200–300 м) подстилаются моренными отложениями (мощность до 50 м) апшеронского покровного оледенения, а последние в свою очередь с небольшим несогласием и размывом перекрывают верхнюю толщу внутрикальдерных туфов.

Анализ разрезов внутрикальдерных пепловых туфов показал отсутствие видимых перерывов в их накоплении с постепенной сменой составов вверх по разрезу от риолитовых до дацитовых. Следовательно, эта гигантская масса туфов в геологическом смысле и по данным $^{40}Ar/^{39}Ar$ метода (около 10000 лет), сформировалась прак-

тически мгновенно, что сопровождалось ступенчатым проседанием кальдеры, разломы которой служили подводящими каналами для все новых и новых порций магмы. После завершения извержений, по-видимому, в еще не остывшую массу риолитовых туфов внедрились гранит-порфиры, образовавшие субинтрузивный купол.

Извержения сопровождались катастрофическими выбросами в атмосферу огромных количеств (около 370 км^3) перегретого пеплового материала и аэральным переносом в виде "палящих туч" его части (порядка 50–60 км^3) на 55–60 км в северном направлении, где и сформировалось так называемое Нижнечегемское вулканическое нагорье [*Lipman et al.*, 1993].

Завершилась магматическая активность излиянием посткальдерных андезитов, часто содержащих ксенолиты неправильной формы, которые отвечают по составу микродиоритам и редко базальтам. В целом при формировании кальдеры намечается антидромная последовательность в проявлении магматизма.

Позднеплиоценовый интрузивный магматизм. В позднем плиоцене сформировался ряд интрузивных массивов (размеры их выходов на поверхности от 3 до 10 км^2, см. рис. 4.4) с возрастом 2,5 млн. лет. Это Эльджуртинский гомогенный биотитовый гранитный и сложно дифференцированные (амфибол-биотитовые диориты, кварцевые диориты, гранодиориты с резко подчиненным количеством гранитов) Сангутидонский, Теплинский, Геналдонский, Тепинский и другие более мелкие массивы [*Борсук,* 1979; *Ляхович и др.*, 1992, *Hess et al.*, 1993]. Установленные вариации величин начальных стронциевых отношений ($^{87}Sr/^{86}Sr$) для пород Эльджуртинского (0,70673–0,70741), Сангутидонского (0,70512–0,70534) и Теплинского (0,70461–0,70489) массивов отражают неоднородность исходных расплавов. Это обстоятельство наряду с другими факторами свидетельствуют о том, что при их образовании, скорее всего, имело место смешение мантийных и коровых расплавов или же происходила разномасштабная контаминация мантийных расплавов сиалическим материалом. Не исключается также и возможность выплавления исходных расплавов из молодой континентальной коры, субдуцированной с юга (район Малого Кавказа). Выявлена закономерность, заключающаяся в том, что по мере продвижения от фронтальной части зоны коллизии к югу в составе интрузивных массивов резко увеличивается роль средних по составу пород (преобладают кварцевые диориты, гранодиориты, граниты имеют резко подчиненное значение), а среди цветных минералов, кроме биотита, в значительных количествах появляются амфибол и реликты пироксена. Кроме того, в этом же направлении усиливается роль мантийных источников, о чем свидетельствуют уменьшение величин начальных стронциевых отношений и характер распределения редких земель в породах, слагающих эти интрузивные массивы.

Позднеплиоцен-плейстоценовый антидромный комплекс даек. После непродолжительного (до 0,7 млн. лет) периода затишья (поздний плиоцен – ранний плейстоцен), магматическая активность проявилась вновь, но уже в значительно меньших масштабах. Продолжалась она, по данным изотопного датирования (K–Ar метод), около 30000 лет [*Аракелянц и др.*, 1968]. В этот период в Эльджуртинский, Сангутидонский, Теплинский и другие интрузивные массивы и вмещающие их породы произошло внедрение комплекса даек в антидромной последовательности.

Первые инъекции представлены дайками и некками, сложенными риолитами, часто с породообразующим турмалином (их возраст 1,80 ± 0,25 млн лет), за ними последовали дайки гранодиоритов с турмалином (с K–Ar возрастом 1,65 ± 0,15 млн лет), а затем витроандезитов (возраст 1,55 ± 0,20 млн лет), и, наконец, внедрились дайки субщелочных габброидов.

Отмеченная магматическая активность на Северном Кавказе затухает в раннем плейстоцене, но на очень короткий отрезок времени.

Неоплейстоцен-голоценовая вулканическая активность. Начиная с раннего неоплейстоцена и до голоцена включительно был зафиксирован новый достаточно

мощный всплеск вулканической активности, и опять только в пределах ТПП. Важно отметить, что в распределении вулканизма и объемах его проявления установлена тенденция, заключающаяся в том, что в направлении от северной части зоны ТПП, располагающейся примерно на широте Кавказских Минеральных Вод, к ее основанию (Аравийская плита), т.е. с севера на юг, увеличивается количество вулканов и, соответственно, объем изверженного материала. Так, в северной части зоны ТПП расположены вулканы Эльбрус, Казбек, Кабарджин, Непискало, Гуд. Далее к югу, в глубь территории Грузии, в это время были активными несколько десятков вулканов. Однако максимальное (до сотни) количество вулканов с огромным количеством изверженного материала (Арагац, Артени, Атис, Кавасар, Котайская группа, Арарат и многие другие более мелкие) расположено в южной части коллизионной структуры на территориях Армении, Турции и Ирана.

Необходимо подчеркнуть, что в целом для вулканов этого временного среза характерна приуроченность к меридиональным или субмеридиональным разломам или к узлам их пересечений с субширотными разломами, образовавшимися в голоцене. В последние несколько лет разломы активизировались, например, во время Спитакского (1988 г.) и Рачинского (1991 г.) землетрясений. Примером тому могут служить вулканы Арагац и Арарат "насаженные" на Арагац-Спитакский разлом.

Цикличность в проявлении магматизма. Магматическая активность в зоне коллизии Аравийской плиты с Мало-Кавказкими и Больше-Кавказскими микроплитами перемежалась с периодами покоя. Так, в позднем миоцене (8,41–8,25 млн л.н.) в районе Кавказских Минеральных Вод произошло внедрение в верхнюю кору трахириолитового расплава с образованием 19 лакколитов (см. рис. 4.6). Продолжительность периода этой магматической активности составила около 0,16 млн лет. Затем, с позднего миоцена (8,4 млн л.н.) до позднего плиоцена (2,8 млн л.н.), т.е. в течение 5,6 млн лет, магматическая активность не наблюдалась. В позднем плиоцене (в интервале 2,8–2,5 млн лет) сформировались Чегемская кальдера, Эльджуртинский, Сангутидонский, Теплинский и другие более мелкие неоинтрузивные гранитоидные массивы с продолжительностью этого периода активности до 0.3 млн. лет. С конца позднего плиоцена (в интервале между 2,5 и 1,8 млн лет) в течение 0,7 млн лет магматическая активность не установлена. Затем, в конце плиоцена (с 1,8 млн лет) – начале плейстоцена (до 1,55 млн лет) происходило внедрение в антидромной последовательности (гранит-порфиры, риодациты, андезиты и субщелочные габброиды) комплекса даек в ареалах развития вышеуказанных неоинтрузивных позднеплиоценовых массивов. Продолжительность этого периода активности была порядка 0,25 млн лет. После этого был период продолжительностью до 0,7 млн лет (между последним внедрением даек субщелочных габброидов и образованием Эльбрусской кальдеры и последовавшими за этим первыми излияниями лав в Эльбрусском и Казбекском вулканических центрах в раннем неоплейстоцене), в течение которого магматическая активность опять не была установлена.

С раннего неоплейстоцена и до голоцена включительно магматическая активность в Эльбрусском и Казбекском вулканических центрах началась предположительно 0,8 млн л.н. (излияние докальдерных трахиандезитов, андезибазальтов и образование Эльбрусской кальдеры).

Затем, с верхов среднего неоплейстоцена (218–184, 136–137, 82–75, 59–56, 49–39, 23–21 тыс. л.н.) и по голоцен включительно (7200–2600 л.н. и в I–II веках н.э.), началось формирование вулканической постройки Эльбруса и, возможно, значительная часть вулканической постройки Казбека, и сформировалось Кельское вулканическое плато.

На основе приведенных данных сделан важный вывод о том, что в интервале от позднего миоцена до голоцена включительно периоды магматической активности по мере приближения к голоцену резко увеличиваются, а периоды покоя (отсутствия магматической активности) сокращаются. Анализ имеющихся геологических и

геофизических (сейсмозондирование, высокоточные гравиметрические исследования) данных показал, что сегодня нет никаких оснований говорить о полном прекращении магматической деятельности на Кавказе.

Как было показано выше, на Большом Кавказе молодой плиоцен-плейстоцен–голоценовый вулканизм проявился после продолжительного перерыва, длившегося с позднего мела до позднего миоцена. Вулканизм здесь связан с дроблением земной коры на позднеорогенном (коллизионном) этапе развития. Он проявился в двух вулканических областях – Казбекской и Эльбрусской.

4.2. Активный вулкан Эльбрус и этапы его геологической истории

На основе детальных геологических исследований, в сочетании с дешифрированием аэроснимков и космоснимков, изотопным методом датирования и электронного парамагнитного резонанса, картированием отдельных лавовых потоков, туфовых и игнимбритовых горизонтов, а также следов перерывов в вулканической активности, представленных моренными отложениями, залегающими на поверхности ряда лавовых потоков в едином вулканическом разрезе, была составлена принципиально новая геологическая карта стратовулкана Эльбрус в масштабе 1:50 000 (рис. 4.8, карта на вкладке). Как показано на этой карте, в истории формирования вулкана Эльбрус были выделены докальдерный цикл, кальдерный цикл, начало которого ознаменовалось мощным эксплозивным извержением, приведшим к образованию кальдеры, и посткальдерный цикл, в результате которого сформировался современный стратовулкан Эльбрус. Важно отметить, что в двух последних циклах были выделены и изучены ранний и поздний этапы развития вулкана.

Докальдерные вулканические образования пока достоверно не установлены. Предположительно к ним отнесены останцы лавовых потоков трахиандезитового состава, обнаруженные в устье р. Худес (мощность до 200 м) и трахиандезибазальтового состава (мощность до 120–150 м) – в верховьях р. Тызыл. По валовой пробе породы калий-аргоновый возраст трахиандезитов р. Худес составил 800 тыс. лет [*Борсук,* 1979]. В связи с тем, что породы этого цикла находятся на значительном (первые десятки километров) расстоянии от самого стратовулкана, они не показаны на геологической карте этого масштаба.

Кальдерный вулканизм связан с образованием выделенной нами [*Богатиков и др.*, 1998 б] крупной (17 × 14 км по бровке ограничивающего уступа) Эльбрусской кальдеры обрушения. С ее формированием ассоциируется массовый выброс пирокластического материала риодацитового и риолитового составов и формирование туфовых и игнимбритовых покровов. Время образования кальдеры определялось калий-аргоновым методом по стеклу и слабо раскристаллизованной основной массе биотитовых игнимбритов с розовым кварцем.

Этими игнимбритами сложен довольно мощный (до 200–250 м) покров, расположенный в 20 км к запад-северо-западу от вулкана Эльбрус в верховьях р. Чучхур. Полученная цифра 790±70 тыс. лет, скорее всего, и соответствует времени проявления мощных эксплозивных извержений. Данные о нижненеоплейстоценовом возрасте начала кальдерного цикла были подтверждены и другим независимым методом – U–Pb SHRIMP цирконометрией по цирконам, выделенным из фьямме игнимбритов р. Чучхур (689±30 тыс. лет) и из района ледника Кюкюртли (722±15 тыс. лет). Игнимбриты со столбчатой отдельностью обнажаются в правом борту долины р. Кюкюртли, а на заднем плане виден древний кратер с внедрившимся в него крупным субвулканическим телом дацитового состава, перекрытым более молодым (поздний этап кальдерного цикла) дацитовым лавовым потоком (рис. 4.9, цветная вклейка).

Посткальдерные лавы, лавобрекчии дацитового состава и туфы, преимущественно риолитового состава, слагают расположенную внутри кальдеры позднеплейстоцен-голоценовую постройку стратовулкана Эльбрус. Через Восточный и Западный вершинные кратеры проходит субширотная, скорее всего, магмоконтролирующая зона разлома (Сылтранский разлом), к которой приурочен ряд мелких вулканических аппаратов в долинах рек Кыртык, Сылтрансу, Бийтик-Тебе и др. (рис. 4.10, карта на вкладке).

Вулкан Эльбрус приурочен к месту пересечения продольной Сылтранской магмоконтролирующей разломной зоны с поперечным Эльбрусским разломом и "насажен" на древние кристаллические породы, образующие горстовый блок.

Диаметр основания вулкана около 14–15 км с относительной высотой 3 км (рис. 4.11 цв. вклейка). Причем западная и восточная вершины, а также общий конус вулкана Эльбрус приурочены к огромной (площадь ~ 230 км^2) кальдере обрушения [*Богатиков и др.*, 1998б].

Отметим, что подавляющее большинство лавовых потоков Эльбруса сложены дацитами, а игнимбриты, лавы и туфы, залегающие в основании разреза вулканической постройки, – риодацитами (см. разд. 4.2.2).

4.2.1. Докальдерный вулканизм

К докальдерным вулканическим образованиям нами условно отнесены наиболее древние в пределах Эльбрусского вулканического центра останцы лавовых потоков (суммарная мощность до 150 м) трахиандезибазальтового состава, обнажающиеся в верховьях р. Тызыл (в 36 км к северо-северо-востоку от Эльбруса). Останцы этих лавовых потоков залегают на высотах 400–450 м над руслом современной реки, что, по геоморфологическим данным, позволяет оценить их возраст как позднеплейстоцен-раннечетвертичный. Кроме того, в неоплейстоценовых и голоценовых лавовых потоках Эльбруса часто встречаются включения, аналогичные по составу трахиандезибазальтам р. Тызыл, хотя лавовых потоков такого состава в разрезе вулканической постройки Эльбруса до сих пор не встречено. Эти факты и стали основанием для отнесения рассматриваемых пород к докальдерным образованиям.

Предположительно к докальдерным образованиям нами отнесены останцы трахиандезитового лавового потока (мощность до 200 м) с K-Ar возрастом 800 ± 250 тыс. лет [*Борсук*, 1979], обнажающегося в левом борту долины р. Худес, в ее устье, т.е. в 40 км к северо-западу от Эльбруса. Важно отметить, что эти вулканиты располагаются в тектонически опущенном (примерно на 250 м) блоке, а их подошва залегает сейчас на высоте до 200 м над современным руслом реки. Следовательно, с учетом вертикальной амплитуды перемещения по разлому подошва этого лавового потока должна была залегать сейчас на высоте ~ 450 м над современным руслом р. Худес, что, по геоморфологическим данным, также дает основание для его отнесения к позднеплейстоцен-раннечетвертичным образованиям.

Необходимо отметить, что из-за масштаба (1 : 50000) геологической карты Эльбрусского вулканического центра на ней не было возможности показать далеко отстоящие от него, образования докальдерного цикла.

4.2.2. Вулканические породы кальдерного цикла (ранний этап)

Игнимбриты и ассоциирующие с ними туфы. Игнимбриты и ассоциирующие с ними туфы наблюдаются в виде небольших по площади (до 1,1 км^2) и разрозненных в пространстве останцов. По геологическим данным они отнесены нами к образованиям раннего этапа кальдерного цикла. Относительно неоплейстоценовых и голо-

ценовых вулканических толщ Эльбруса область распространения игнимбритов смещена к северу и не контролируется границами кальдерного уступа. Анализ сохранившихся фрагментов этой толщи свидетельствует о некотором отрыве по времени связанных с их образованием событий и последующим периодом формирования более поздней Эльбрусской кальдеры, выявленной первоначально по геоморфологическим признакам [*Богатиков и др.*, 1986].

В пределах кальдеры выходы игнимбритов и ассоциирующихся с ними туфов установлены в правом борту долины р. Кюкюртли, в истоках р. Бийтик-Тебе, у ледника Уллу-Малиендурку (урочище "Аэродром"), в правом борту долины р. Бирджали-су и у перевала Ирик. За пределами кальдерного уступа они известны на горе Тузлук, в истоках р. Чемарткол и в нижней части долины р. Бийтик-Тебе. Стратиграфическое положение этих пород везде идентично. Залегают они только в основании разреза вулканической постройки и выше по разрезу нигде не встречаются. Их наиболее информативные и мощные разрезы сохранились в истоках р. Кюкюртли – в правом борту долины напротив языка одноименного ледника и в верховьях р. Бийтик-Тебе (в узком грабене меридионального простирания). В наиболее полном разрезе (долина р. Кюкюртли) на позднепалеозойском гранитном цоколе фрагментарно залегает грубообломочная толща (мощностью до 10 м), состоящая из слабосцементированных угловатых и плохо окатанных обломков палеозойских кристаллических пород зоны Главного Кавказского хребта. Далее последовательно (снизу вверх по разрезу) залегают: горизонт (60–80 м) темно-серых игнимбритов с хорошо выраженной столбчатой отдельностью; пачка (мощностью 10–20 м) светло-серых туфов риодацитового состава с вкрапленниками характерного розоватого кварца и в отличие от подстилающих игнимбритов не содержащих линзочек черного стекла; в сохранившейся верхней части разреза наблюдается рыхлая, светло-серая до белой вулканокластическая толща (мощностью до 10–12 м) пеплово-пемзового состава. Следует отметить, что описанные игнимбриты по внешнему облику идентичны игнимбритам р. Чемарткол и менее спекшимся туфам горы Тузлук и района ледника Уллу-Малиендурку (урочище "Аэродром" в истоках р. Малка). Наиболее интересной разновидностью вулканических пород в описанном разрезе являются игнимбриты. Их появление в вулканическом разрезе обычно свидетельствует о прошлых масштабных катастрофических эксплозивных событиях.

Кратко рассмотрим внутреннее строение игнимбритовой толщи в вышеприведенном разрезе. В ее основании и кровле игнимбриты представлены слабоспекшейся, тонкоплитчатой пепельно-серой разновидностью (мощностью до 5–10 м) с линзовидными включениями черного стекла. Переход к плотной, заметно флюидальной, розовато-серой разновидности, обнажающейся в центральной части разреза, постепенный. Для всей толщи характерна единая ориентировка включений стекла типа фьямме. Микроструктура породы игнимбритовая, участками пиперновая, а текстура – псевдофлюидальная, обусловленная четкой ориентацией (течением) тонкого промежуточного стекловатого материала. Порода состоит из целых кристаллов и их обломков, фьямме и литокластов, заключенных в пепловую массу. Фенокристы и их обломки сложены плагиоклазом, биотитом, кварцем и реже пироксеном. Фьямме имеют характерные уплощенные формы с рваными ограничениями и содержат тот же набор вкрапленников, погруженных в стекловатый базис, что и игнимбриты. Внутренняя структура фьямме перистая, радиально-волокнистая, реже гребенчатая с удлиненной пустоткой в центральной части уплощенной линзы.

Плагиоклаз, представленный олигоклазом или олигоклаз-андезином, наблюдается в виде обломков (размером до 1,5 мм) и реже целых (размером до 2,5–3 мм) зональных, широкотаблитчатых кристаллов, находящихся обычно в срастаниях с биотитом.

Биотит образует пластинки и чешуйки (до 1,5 мм), которые часто деформированы и имеют нормальные или нечеткие концевые ограничения. Обычно он све-

жий, но иногда в различной мере опацитизирован и часто содержит включения апатита.

Кварц образует субизометричные корродированные кристаллы и их обломки. В ряде мест (перевал Ирик) отмечен наложенный кварц, образующий тонкие, гребенчатые секущие прожилки.

Литокласты представлены обломками пород цоколя и эффузивов, которые не были встречены в разрезах вулканической постройки Эльбруса.

Мезостазис представляет собой коричневато-бурую стекловатую псевдофлюидальную, иногда слабо девитрифицированную массу с образованием сферолитовых структур. Эти породы практически полностью соответствуют классическому описанию игнимбритов по В.С. Шеймовичу [1979].

Рассматривая геоморфологические критерии возрастной оценки толщ игнимбритов, следует отметить, что эти критерии должны использоваться только с учетом тектонической специфики района [*Станкевич*, 1976]. При таком подходе наиболее достоверными будут данные о выходах игнимбритов за пределами кальдерного уступа. В районах г. Тузлук и р. Чемарткол снование толщи игнимбритов расположено на относительной высоте 350–400 м над современными руслами рек Малки и Чемарткол. Эти высотные отметки хорошо согласуются с отметками 370–400 м для наиболее высоких (закальдерных) обнажений игнимбритов в правом борту долины р. Бийтик-Тебе [*Короновский*, 1968]. Однако надо отметить, что основная часть толщи игнимбритов в долине р. Бийтик-Тебе расположена на относительных высотах в 50–60 м над современным руслом реки, но в отдельных тектонически опущенных блоках она еще не вскрыта на всю мощность, т.е. не "пропилена" рекой. Рассмотрим это кажущееся противоречие, тем более что столь низкое положение подошвы игнимбритов р. Бийтик-Тебе стало основным критерием для отнесения их рядом исследователей [*Короновский*, 1968; и др.], к более молодым образованиям по сравнению с толщами игнимбритов, обнажающихся в долинах других указанных рек. Следовательно, вслед за игнимбритами и весь вышележащий разрез бийтик-тебинских вулканитов был ими резко омоложен и неправильно стратифицирован в разрезе последовательных лавовых потоков вулкана Эльбрус.

Ранее нами отмечалось наличие тектонического фактора, выявленного в западной части Эльбрус-Кюкюртлинской вулканической постройки и представленного кальдерообразующими разломами, а также и докальдерными узкими грабен-структурами меридионального простирания. Одним из аргументов, свидетельствующих о более древнем (по сравнению с данными Н.В. Короновского [1968]) возрасте игнимбритов р. Бийтик-Тебе и, соответственно, всех вышележащих вулканитов, является наличие реликтов денудационных поверхностей с редкой окатанной галькой пород зоны Главного Кавказского хребта, обнаруженных нами в кровле дацитовых лавовых потоков Бийтик-Тебинского разреза. Абсолютные отметки этих поверхностей – 3350 м (левый борт долины р. Кюкюртли) и 3650–3700 м (водораздел рек Бийтик-Тебе и Кюкюртли), а их относительные превышения над руслами современных рек составляют более 300 м. Следовательно, опираясь только на геоморфологический метод определения, но без учета влияния тектоники, для одной и той же толщи можно "обоснованно" получить разные значения возраста. С учетом же тектоники и новых данных по геоморфологии, оценка возраста игнимбритов и вышележащего бийтик-тебинского разреза вулканитов будет более корректной. Так, по данным С.И. Дотдуева [1975, 1981], возраст эрозионных и эрозионно-денудационных уровней, находящихся на 250–300 и 450–500 м над современным руслом р. Баксан (севернее города Тырныауз), отвечает днищам ранне-средненеоплейстоценовых (Q_{1-2}) и позднеплиоценовых (N_2ap-a) речных долин, соответственно.

Следовательно, по геоморфологическим данным, нижний возрастной предел образования игнимбритов и ассоциирующихся с ними туфов не древнее ранненео-

Таблица 4.1

Содержание петрогенных (мас. %)и редких элементов (г/т) в породах раннего этапа кальдерного цикла (игнимбриты и ассоциирующие с ними туфы)

Компонент	Номер образца						
	59k/97	54–1/97	52g/98	85/98a	49g/98	93/98	95/98
				Петрогенные элементы			
SiO_2	70,5	66,9	67,8	67	68,7	65,85	66,05
TiO_2	0,5	0,63	0,65	0,65	0,65	0,7	0,8
Al_2O_3	14,8	15,5	15,5	15,5	14,9	15,2	15,1
Fe_2O_3	0,35	1,06	1,18	0,82	1,44	1,42	0,67
FeO	1,8	2,67	2,13	2,57	1,56	1,92	2,78
MnO	0,032	0,051	0,072	0,086	0,054	0,075	0,073
MgO	0,91	1,06	1,36	1,95	1,46	1,06	1,05
CaO	2,37	2,74	2,5	3,09	1,83	3,2	3,19
Na_2O	3,79	3,72	3,99	4,17	3,76	3,08	3,63
K_2O	3,98	3,33	3,55	3,16	4	3,6	3,32
P_2O_5	0,16	0,15	0,26	0,17	0,11	0,19	0,19
H_2O	0,28	0,39	0,05	0,07	0,32	0,62	0,8
CO_2	0,11	0,07	–	–	–	–	–
Сумма	99,582	98,271	99,042	99,23	98,784	96,915	97,653
				Редкие элементы			
Cr	20	29	38	40	28	37	30
Ni	28	20	17	22	20	27	15
Co	4,7	6,4	10,3	9,2	5,8	7,4	6,6
Sc	5,2	5,5	7,7	8,4	5,6	6,8	6,7
Cu	7	8	7	8	15	0	10
Pb	12	60	13	13	13	6	14
Zn	57	66	59	54	45	76	60
W	2	2,8	0,5	0,8	0,7	0,8	0,7
Mo	1,6	18	10,5	8,1	8,5	7,7	9,1
As	15,2	7,1	8,9	6,5	14,1	9,2	8
Se	1,7	0,8	2,1	0,5	1,7	1,5	1,9
Sb	0,2	6,8	0,3	0,4	0,6	1,4	0,4
Ag	202	184	157	128	215	160	157
Rb	10,1	10,3	13,3	6,6	19,1	23,4	12,1
Cs	468	329	92	523	535	454	479
Ba	252	298	296	310	241	287	294
Sr	24	25	17	14	16	14	18
Ga	1,2	1,16	1,32	0,79	1,2	0,99	1,06
Ta	5	4,8	6,2	5,6	5,1	5,2	5,3
Hf	248	262	179	161	119	182	160
Zr	2130	3047	2990	3043	2397	2185	2665
Ti	21	29	10	10	15	9	11
Y	26,4	21,3	27,1	21,2	25,5	20,4	21,5
Th	5,8	5,3	6	3,7	5,1	4,2	4,7
U	36,4	39,4	46,7	46,6	48,9	48,1	46,8
La	63,2	69,9	83,9	72,7	75,6	71,4	72,6

Таблица 4.1 (окончание)

Компонент	Номер образца						
	59k/97	54–1/97	52g/98	85/98a	49g/98	93/98	95/98
Ce	38	34	41	35	36	37	38
Nd	4,94	4,95	6,29	5,07	5,43	5,2	5,13
Sm	0,92	0,98	1,22	1,08	0,97	1,07	1,06
Eu	0,53	0,61	0,68	0,51	0,45	0,43	0,53
Tb	1,5	1,5	1,6	1,4	0,45	1,3	1,2
Yb	0,21	0,06	0,16	0,16	0,14	0,17	0,13
Lu	0,1	0,08	0,07	0,09	0,07	0,1	0,056

плейстоценового (Q_1). Этот вывод хорошо согласуется с данными Е.К. Станкевича [1976], установившего, что породы вулкана Эльбрус характеризуются прямой магнитной полярностью, соответствуя в целом эпохе Брюнеса (0–700 тыс. лет).

Полученные нами данные 790 ± 70 тыс. лет (K-Ar метод по мезостатической стекловатой основной массе, из которой были удалены все чешуйки биотита и вкрапленники плагиоклаза и пироксена) и 689 ± 30 тыс. лет (U-Pb SHRIMP цирконометрия по цирконам из фьямме) по внекальдерным игнимбритам р. Чемарткол близки к предполагаемому возрасту. Важно отметить, что в результате оптического и электронно-микроскопического изучения шлифов в игнимбритах установлено наличие макро- (до первых сантиметров) и микрообъектов (сотые доли миллиметра) пород кристаллического цоколя, что и могло обусловить искажение K-Ar датировок, полученных в работе [*Чернышев и др.*, 2001].

Данные о химических составах пород раннего этапа кальдерного цикла и содержании в них ряда рудных, редких и рассеянных элементов приведены в табл. 4.1.

4.2.3. Дациты позднего этапа кальдерного цикла

Породы, относящиеся к этому этапу развития вулкана Эльбрус, обнажены в юго-западной части вулканической постройки (верховья рек Бийтик-Тебе и Кюкюртли – бассейн р. Кубани). Кроме того, к этому же этапу отнесены дациты и их туфы междуречья Кыртык-Сылтрансу (левый приток р. Баксан), приуроченные к зоне магмоподводящего Сылтранского разлома и слагающие эрозионный останец площадью 8–9 км^2, расположенный в 10–12 км к восток-северо-востоку от вершины Эльбруса. В верховьях р. Уллукам, в левом борту долины видно, что фрагмент этого разреза как бы огибает вулканическую постройку Кюкюртли и "срезается" одним из субширотных "кальдерообразующих" разломов. Очень важно отметить, что эта зона разлома и фрагмент разреза перекрыты (с угловым несогласием) позднеплейстоценовыми дацитовыми лавовыми потоками посткальдерного этапа. Следовательно, основными критериями выделения этих дацитовых лавовых потоков в самостоятельный поздний этап кальдерного цикла являются факты их смещения по субширотным и субмеридиональным кальдерообразующим разломам и их перекрытие, с угловым несогласием, более молодыми дацитовыми потоками посткальдерного цикла. Аналогичные смещения вдоль субширотных и субмеридиональных разломов были выявлены нами и в восточном ограничении Сылтранской вулканической постройки. Особо отметим, что в разрезе этой постройки нами впервые были обнаружены экструзивные тела (см. рис. 4.8, карта и 4.9, цв. вклейка), внедрение которых, по существующим представлениям [*Мархинин*, 1964], обычно происходит синхронно с кальдерообразованием.

Наиболее полный разрез вулканитов позднего этапа кальдерного цикла изучен в истоках р. Бийтик-Тебе севернее одноименного ледника. В основании видимой части разреза на темно-серых игнимбритах и светло-серых туфах риолитового состава, относящихся к раннему этапу, залегают темно-серые и розовато-серые лавы и лавобрекчии дацитового состава с суммарной мощностью до 200 м. Выше фрагментарно обнажен горизонт (мощностью до 50–80 м) светло-серых лав, ассоциирующихся с туфобрекчиями и линзами шлаковидных туфов, образующих "маркирующий уровень". Затем вверх по разрезу, до перевала им. М.В. Фрунзе (абсолютная отметка 4050 м), обнажаются буровато-серые лавы (мощностью до 300 м) дацитового состава. Отвесные стены, нависающие над перевалом, сложены полосчатыми темно-серыми дацитовыми лавами (в основании этого разреза они черные) мощностью не менее 150 м. Внешне эта часть разреза похожа по составу и строению на протяженный (до 7 км) и более молодой Кызылкольский лавовый поток, обнажающийся в верховьях р. Малки. Для большинства мощных лавовых потоков характерно трехчленное строение: нижняя и верхняя части обычно представлены лавобрекчиями, а средняя – монолитными лавами.

Петрографический облик пород, слагающих разрез позднего этапа кальдерного цикла, довольно однообразен. Наиболее типичны сериально-порфировая и реже гломеропорфировая микроструктура с пилотакситовой и гиалопилотакситовой основной массой. Для средних частей мощных лавовых потоков характерен пятнистый, микропойкилитовый узор основной массы. Минералы-вкрапленники обычно представлены плагиоклазом, пироксеном, кварцем, биотитом и значительно реже – базальтической роговой обманкой.

Вкрапленники плагиоклаза морфологически наиболее разнообразны. Установлено несколько его генераций, входящих в состав различных ассоциативных групп минералов. Так, в первую группу крупных вкрапленников первой генерации включены широко таблитчатые, слабо зональные, часто оплавленные кристаллы (размером 1,5–2,5 мм) олигоклаз-андезина, содержащие мелкие включения биотита, апатита, циркона, магнетита.

Иногда эти вкрапленники имеют пятнистую (dusty) структуру. Второй разновидностью крупных вкрапленников являются широкотаблитчатые, сложно построенные кристаллы (размером 1,4–2,0 мм) лабрадора и их сростки (размером 2,5–5,0 мм) с многочисленными включениями стекла (скелетный рост). Эта разновидность плагиоклаза иногда нарастает на первую, более кислую, генерацию. Следующая разновидность плагиоклаза представлена удлиненными кристаллами (размером 0,1–0,4 мм) и микролитами олигоклаз-андезинового состава.

Пироксен (гиперстен-бронзит) образует призматические кристаллы (размером 0,6–1,4 мм), слабо плеохроирующие в буровато-розовых тонах.

Биотитом сложены чешуйки (размером 0,5–0,8 мм) иногда не измененные, но чаще опацитизированные в различной мере.

Базальтическая роговая обманка обычно интенсивно опацитизирована и наблюдается в виде единичных, удлиненных кристаллов (размером до 0,5–1,5 мм).

Зерна кварца (размером до 2,0 мм) имеют субизометричную форму и обычно корродированны основной массой.

Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза, пироксена и беспорядочно рассеянных зерен рудных минералов, сцементированных стеклом.

Следует подчеркнуть, что в дацитах встречаются очень мелкие (размером до 1,0–2,0 мм) включения, представленные полнокристаллической породой, состоящей из ромбического пироксена, плагиоклаза и крайне редко – бурой роговой обманки.

Касаясь обоснования возраста проявления магматизма этого этапа, необходимо отметить следующее. В непрерывном обнажении (протяженностью до 500–600 м), расположенном в правом борту долины р. Кюкюртли, напротив языка одноименного ледника, дацитовые лавы основания кальдерного цикла последовательно (с запа-

Таблица 4.2

Содержание петрогенных (мас.%) и редких элементов (г/т) в лавах позднего этапа кальдерного цикла

Компонент	Номер образца							
	15k-k/97	17R/97	26R/97	21R/97	13k/97	23k/97	15kg/97	19/97
	Петрогенные элементы							
SiO_2	65,4	65,7	65,78	66,5	65,85	66,7	65,85	66,4
TiO_2	0,85	0,78	0,8	0,68	0,76	0,66	0,76	0,86
Al_2O_3	15,45	15,7	15,6	15,6	15,5	15,5	15,7	15,65
Fe_2O_3	1,5	1,87	0,83	1,27	1,45	3,02	1,88	1,2
FeO	2,16	2,55	2,8	2,19	2,53	0,79	2,23	2,75
MnO	0,057	0,058	0,059	0,061	0,06	0,06	0,061	0,057
MgO	1,75	1,81	1,58	2,05	1,78	1,85	2,09	1,77
CaO	3,75	2,75	3,58	2,75	3,02	2,75	2,75	3,3
Na_2O	4,05	3,95	3,99	4,14	4,07	4,04	3,96	3,8
K_2O	3,39	3,4	3,34	3,62	3,47	3,38	3,31	3,21
P_2O_5	0,28	0,3	0,28	0,27	0,29	0,27	0,3	0,3
H_2O	0,24	0,15	0,31	0,1	0,12	0,1	0,17	0,11
CO_2	0,07	0,13	0,07	0,07	0,11	0,13	0,13	0,04
Сумма	98,947	99,148	99,019	99,301	99,01	99,25	99,191	99,447
	Редкие элементы							
Cr	42	45	38	34	42	37	44	63
Ni	36	20	18	33	52	36	18	25
Co	9,7	10	9,2	8	9	7,5	10	11
Sc	8	8,3	8,3	7,3	7	6,9	8	10
Cu	13	9	10	5	11	12	11	10
Pb	12	10	13	12	16	29	12	76
Zn	72	76	84	73	84	74	82	70
W	11,4	2,1	4	1,9	2	1,8	2	2,4
Mo	22,3	12,8	15,8	24,5	15,7	1,7	23,9	34,9
As	5,8	0,7	9	0,6	11,7	8,2	16,3	0,8
Se	0,8	0,8	0,8	0,7	0,7	0,7	2,2	0,9
Sb	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2	0,1	15,4
Ag	2,4	1,7	0,4	1,3	1,7	1,5	1,4	0,5
Rb	134	131	134	145	130	134	119	141
Cs	6,5	6	7,8	6	4,7	6,7	6,2	6
Ba	443	425	595	445	348	405	358	594
Sr	413	393	381	384	415	396	389	387
Ga	25	27	26	21	21	20	28	19
Ta	1,08	1,17	1,23	1,03	0,98	0,93	1,07	1,18
Hf	6,1	6,3	6,7	5,9	5,2	5,4	6,1	7
Zr	349	395	378	338	387	340	398	340
Ti	3638	3798	3600	3310	3646	3302	3987	3698
Y	30	29	17	24	23	25	21	20
Th	21,5	21,5	24,1	21,8	18,9	20,2	19,7	23,5
U	4,7	4,8	5,5	4,8	4	4,2	3,9	5
La	49,5	53,7	53,8	51,2	48,3	46,2	45,6	56,8

Таблица 4.2 (окончание)

Компонент	Номер образца							
	15k-k/97	17R/97	26R/97	21R/97	13k/97	23k/97	15kg/97	19/97
Ce	93	96,6	102,9	92,8	85,8	85,2	89,5	96,5
Nd	57	65	56	52	54	47	52	49
Sm	5,65	5,57	6,11	5,28	5,11	4,98	5,35	6,65
Eu	1,28	1,35	1,4	1,23	1,21	1,18	1,31	1,54
Tb	0,6	0,48	0,4	0,45	0,55	0,58	0,63	0,55
Yb	1,6	1,6	1,5	1,2	0,3	1,4	0,3	0,3
Lu	0,2	0,24	0,19	0,16	0,2	0,18	0,21	0,27
F	0,13	0,12	0,11	0,13	0,12	0,13	0,15	0,085

да на восток) налегают на позднепалеозойские гранитоиды, протерозойские слюдяные гнейсы, пемзово-пепловую толщу, венчающую разрез кальдерных (ранний этап) игнимбритов со столбчатой отдельностью и вновь на позднепалеозойские граниты. Следовательно, дацитовая часть разреза сформировалась со значительным перерывом во времени после образования кальдерных эксплозивных пород (ранний этап), что нашло геологическое подтверждение и в междуречье Кюкюртли–Уллу-Кам. Здесь, за пределами границы Эльбрусской кальдеры, на относительной высоте 400–450 м над современным руслом реки, нами было обнаружено налегание дацитовых лав на светло-серую, рыхлую пемзово-пепловую толщу мощностью до 8–10 м. На ее поверхности сохранились остатки морены, состоящей из окатанных обломков пород зоны Главного хребта и крайне редких галек светло-серых туфов риодацитового состава. Сылтранская вулканическая постройка, налегающая на флювиогляциальные отложения среднеплейстоценового возраста [*Короновский*, 1968] и расположенная на относительной высоте более 350 м выше современного русла реки, сопоставляется нами с описанными выше дацитами позднего этапа кальдерного цикла. Таким образом, по геоморфологическим данным имеются довольно веские основания считать, что нижний возрастной предел образования вулканитов кальдерного этапа соответствует среднему неоплейстоцену.

Сведения о химическом составе пород кальдерного этапа развития Эльбрусского вулканического центра и их геохимических особенностях приведены в табл. 4.2.

4.2.4. Дациты посткальдерного цикла

Дациты раннего (доголоценового) этапа посткальдерного цикла. Лавовые потоки, сложенные дацитами этого этапа широко распространены в верховьях рек Малки и Баксана, где они пространственно ассоциируются с вулканитами позднего (голоценового) этапа. В верховьях долины р. Баксан ими сложена серия сближенных во времени лавовых потоков, обнажающихся в междуречье Азау–Терскол. В верховьях долины р. Малки этими дацитами сложены самые протяженные Малкинский и Кызылкольский лавовые потоки. Малкинский поток без видимого смещения перекрывает серию кальдерообразующих разломов. На межледниковом водоразделе Уллу-Кам–Большой Азау нами установлено, что лавовые потоки этого цикла перекрывают с угловым несогласием дациты позднего этапа кальдерного цикла развития вулкана и без всякого смещения прослеживаются над зоной кальдерообразующего разлома субширотного простирания. Эти факты стали достаточно убедительным основанием для выделения упомянутых лавовых потоков в самостоятельную возрастную группу.

Наиболее полный разрез вулканических пород этого этапа наблюдается в левом борту ледниковой части долины р. Уллу-Кам и представлен тремя лавовыми потоками, образующими самостоятельные эскарпы. Нижний поток (мощностью до 15–20 м) сложен темно-серыми до черных стекловатыми дацитами с характерными вкрапленниками темно-серого плагиоклаза, имеющими нечеткие кристаллографические очертания. Выше залегают буровато-серые, местами тонкоплитчатые лавы (мощностью ~50 м) дацитового состава. Венчается разрез коричневато-бурыми лавами (мощностью до 80–100 м) дацитового состава. Между двумя верхними лавовыми потоками визуально отмечаются маломощные линзы, сложенные породами от светло-серого до желтоватого цвета и представленные, скорее всего, туфами, подойти к которым практически невозможно, так как они залегают в верхней части почти отвесного обрыва высотой более 250 м. В дацитах двух верхних потоков среди вкрапленников плагиоклаза четко выделяются две генерации: более ранние, темно-серые кристаллы (1,5–3,0 мм) андезин-лабрадора с нечеткими ограничениями и молочно-белые, таблитчатые кристаллы (2,0–4,0 мм) олигоклаз-андезина, в ядерной части которых иногда отмечаются реликты темно-серого андезин-лабрадора.

Похожий вулканический разрез наблюдается в долине р. Гарабаши. Здесь в эрозионном окне, выше места слияния этой реки со своим левым притоком, обнажаются темно-серые и черные лавы дацитового состава с характерными вкрапленниками плагиоклаза двух генераций (темно-серыми и молочно-белыми). Лавы перекрываются толщей флювиогляциальных отложений, в которых практически отсутствуют обломки вулканических пород. На этой толще залегает лавовый поток со столбчатой отдельностью, в основании которого обнажаются черные стекловатые дациты, сменяющиеся вверх по разрезу серыми дацитами с вкрапленниками плагиоклаза и пироксена. Вкрапленники плагиоклаза в них также представлены двумя генерациями, аналогичными описанным. Еще выше по разрезу залегают лавовые потоки, сложенные однообразными, буроватыми лавами дацитового состава. Важно отметить, что в этих лавовых потоках уже не встречаются самостоятельные вкрапленники темно-серого плагиоклаза, а наблюдается он только в виде реликтов в ядерных частях вкрапленников молочно-белого плагиоклаза. Скорее всего, приведенный выше разрез не полный и, возможно, во время его формирования были значительные перерывы в вулканической активности.

По мнению Н.В. Короновского [1968], наиболее протяженные Малкинский (до 10 км) и Кызылкольский (до 7 км) лавовые потоки – более молодые по сравнению с потоками Азау–Терскольского междуречья. Однако из-за плохой обнаженности и трудной доступности геологическое решение этого вопроса затруднено. Объективный ответ на него может быть получен при применении двух методов датирования: изотопного или электронного парамагнитного резонанса по породообразующему кварцу. Наиболее типичным представителем этого временного этапа являются буровато-серые, темно-серые лавы порфирового сложения с хорошо различимыми фазами ранней кристаллизации. Иногда они представлены линзовидно-полосчатыми (с красновато-бурыми и темно-серыми участками) и брекчиевидными разностями. В последнем случае обломки темно-серых лав заключены в красновато-бурую массу. Вкрапленники сложены плагиоклазом, пироксеном, амфиболом и редко биотитом, кварцем. Микроструктура породы серийально-порфировая с гиаломикролитовой и пилотакситовой структурой основной массы. В средних по мощности частях лавовых потоков основная масса породы пятнистая, микропойкилитовая.

Плагиоклаз представлен двумя разновидностями – серой и молочно-белой. По данным петрографических и микрозондовых исследований серый цвет плагиоклаза обусловлен наличием в нем многочисленных микровключений стекла.

Присутствие такого плагиоклаза в лавовом потоке, по нашему мнению, может служить косвенным критерием при корреляции близко одновозрастных разрезов. Зерна плагиоклаза морфологически разнообразны и имеют несколько генераций. Среди вкрапленников первой генерации встречаются широкотаблитчатые кристаллы (размером 1,0–1,5 мм) лабрадора и их сростки (2,0–5,0 мм) с нечеткими ограничениями. Они содержат многочисленные включения стекла (скелетный рост). Часто встречаются зональные кристаллы с идиоморфными ограничениями, когда в их внешних каемках отсутствуют включения стекла. Эта генерация плагиоклаза ассоциируется с ромбическим пироксеном. Реже вкрапленники сложены андезином, ассоциирующимся с биотитом; они, как правило, оплавлены и обрастают каемкой "скелетного роста" с многочисленными включениями стекла. Плагиоклаз второй генерации (размером 0,05–0,2 мм) соответствует по составу каемкам плагиоклаза, нарастающего на кристаллы с включениями стекла. Микролиты основной массы (размером 0,01–0,05 мм) соответствуют по составу олигоклазу.

Ромбический пироксен (гиперстен-бронзит) образует удлиненно-призматические кристаллы размером до 0,3–1,0 мм с присущими ему оптическими характеристиками. На участках с пятнистым, микропойкилитовым структурным узором основной массы по периферии зерен пироксена развивается биотит.

Авгитом сложены кристаллы (размером 0,2–0,4 мм), слабо плеохроирующие, в определенных разрезах, в буроватых тонах. Базальтическая роговая обманка в значительной мере опацитизирована. Биотит реликтовый, наблюдается в виде фрагментов и опацитизированных пластинок.

Кварц образует редкие, субизометричные, корродированные кристаллы (размером 0,5–1,0 мм), часто окруженные реакционной клинопироксеновой каймой ("пироксеновая корона"), являющейся признаком его ксеногенности.

Переходя к обоснованию возраста этой толщи, отметим, что в левом борту долины р. Азау основания трех лавовых потоков раннего этапа посткальдерного цикла залегают над современным руслом реки на относительных высотах 150, 200 и 250 м соответственно, так же как и Малкинский поток (100–200 м). Кроме того, они перекрывают морену, возраст которой, по геоморфологическим данным, соответствует 22–24 тыс. лет, что дает основание для оценки их нижнего возрастного предела. Верхний возрастной предел определяется тем, что на лавовых потоках повсеместно отмечаются элементы денудационного рельефа конца верхнего неоплейстоценового оледенения. Следовательно, наиболее вероятное время их образования – конец позднего неоплейстоцена.

Дациты позднего (голоценового) этапа. Лавы этого цикла плащеобразно перекрывают все более древние вулканические образования. Область их распространения практически совпадает с поздненеоплейстоценовыми лавовыми потоками, но несколько смещена к востоку. Ими же сложены оба вершинных кратера Эльбруса. Максимальные по площади распространения лавовые потоки наблюдаются в бассейне р. Бирджали-су (истоки р. Малки) и в междуречье Азау-Терскол (истоки р. Баксан). Большинство голоценовых потоков круто спускаются в долины рек, и для них характерна глыбовая поверхность (АА-лавы). Необходимо отметить, что на этой стадии развития, кроме вулканической составляющей, значительная роль принадлежит эксплозивной компоненте. Так, например, в основании восточного вершинного кратера, на его юго-восточной стороне, вблизи седловины фрагментарно обнажена субгоризонтально залегающая толща мощностью до 60–80 м. Представлена она светло-серой пористой породой сложного генезиса, среди которой встречаются пемзокластические туфы. По нашему мнению, этот горизонт может служить маркирующим уровнем для голоценовых вулканических образований и судя по условиям залегания он связан с эксплозивной деятельностью из кратера западной вершины. Важно отметить, что этот горизонт визуально

Таблица 4.3

Содержание петрогенных (мас.%) и редких элементов (г/т) в лавах раннего этапа посткальдерного цикла

Компонент	Номер образца							
	67k/97	56k/97	29k/97	13M/98	44/98	45/98	47/98	57/98
Петрогенные элементы								
SiO_2	66,85	67,9	66,3	67,25	66,8	66.8	66,4	66,8
TiO_2	0,75	0,72	0,75	0,75	0,7	0,8	0,75	0,7
Al_2O_3	15,57	14,6	14,7	14,9	15	15	15,25	15,85
Fe_2O_3	1,17	1,22	0,99	1,72	1,21	1,15	1,46	1,67
FeO	2,13	2,37	3,07	2,32	3,04	2,83	3	1,65
MnO	0,06	0,054	0,067	0,088	0,078	0,075	0,072	0,049
MgO	1,38	1,43	2,06	1,97	1,33	1,4	1,45	0,85
CaO	3,48	2,86	3,13	2,09	2,96,	3,11	3,22	2,2
Na_2O	4,05	3,92	3,91	3,97	4,13	4,23	4,2	3,73
K_2O	3,69	3,42	3,22	3,64	3,3	3,47	3,4	3,39
P_2O_5	0,26	0,23	0,25	0,23	0,3	0,3	0,25	0,22
H_2O	0,15	0,1	0,1	0,05	0,11	0,17	0,27	0,22
CO_2	0,07	0,04	0,07	0	0,22	0,07	0,22	0,11
Сумма	99,61	98,864	98,617	98,978	99,178	99,405	99,942	97,439
Редкие элементы								
Cr	32	0	39	31	42	39	33	40
Ni	29	13	26	20	33	23	25	18
Co	6,5	0	9	8,7	11,6	10,4	10,4	6,4
Sc	6,5	0	8	8	8,7	9	8,2	8,5
Cu	5	7	5	8	13	9	8	8
Pb	10	130	5793	12	12	12	10	11
Zn	58	73	335	53	64	63	59	56
W	2,1	0	4,4	0,8	0,6	0,6	0,6	0,9
Mo	15,9	0	8,5	10,4	7,2	8,7	10,3	9,8
As	0,7	5	2,2	9,3	8,5	8,5	7,6	10,1
Se	0,8	0	3	2	0,6	0,6	1,6	0,5
Sb	0,2	0	1048,7	0,4	0,3	0,4	0,05	0,5
Ag	0,4	0	7,7	0	0	0	0	0
Rb	152	170	170	149	139	137	139	160
Cs	6,3	0	0,3	8,5	10	9,8	10,6	17,6
Ba	440	0	164	507	500	109	539	612
Sr	416	315	370	343	361	368	372	275
Ga	22	20	9	15	17	16	15	17
Ta	0,86	0	0,5	1,02	1,12	1,18	1,13	1,27
Hf	5,1	0	4,8	5,4	6,3	6,3	6	6,4
Zr	364	300	2286	148	196	200	177	165
Ti	3058	3000	3626	3112	3772	3528	3347	2994
Y	20	26	10	13	13	14	10	13
Th	20,5	0	21,3	23,9	25,6	26	27,2	26,5
U	5	0	1,4	3,2	4,9	5	4,9	5,8
La	42,2	0	44,2	52	49,6	51,1	50,4	51,7
Ce	72,3	0	76,3	81,9	90,6	92,8	89,9	81,2

Таблица 4.3 (окончание)

Компонент	Номер образца							
	67k/97	56k/97	29k/97	13M/98	44/98	45/98	47/98	57/98
Nd	35	0	34	38	40	46	42	42
Sm	4,56	0	5,53	5,49	5,55	6,8	6,42	5,89
Eu	1,1	0	0,97	1,12	1,29	1,39	1,29	1,16
Tb	0,44	0	0	0,41	0,74	0,76	0,65	1,44
Yb	1,4	0	0,4	1,3	1,9	1,7	1,3	1,7
Lu	0,14	0	0,05	0,17	0,19	0,18	0,16	0,18
F	0,11	0,083	0,081	0,05	0,075	0,073	0,08	0,075

прослеживается и юго-западнее западной вершины, где им сложен пологий водораздел с высотными отметками 4880–4900 м. Синхронные этому горизонту линзы пеплов и пемз обнаружены и далеко за пределами Эльбруса на низких речных террасах Баксана и Чегема.

Все изученные нами лавовые потоки сложены однообразными черными стекловатыми лавами дацитового состава, в которых хорошо различимы фазы ранней кристаллизации. Среди вкрапленников преобладает плагиоклаз, а темноцветные минералы (амфибол, пироксен, биотит) и кварц встречаются в значительно меньших количествах. Микроструктура породы сериально-порфировая с гиалопилотакситовой основной массой, состоящей из микролитов плагиоклаза, ориентированных более или менее в одном направлении, и беспорядочно рассеянных зерен роговой обманки и пироксена.

Плагиоклаз (андезин) образует широкотаблитчатые, иногда корродированные кристаллы (размером до 0,7–1,5 мм) и их сростки (размером 2,0–3,0 мм), ассоциирующие с биотитом. Кроме того, встречается вторая генерация плагиоклаза (размер кристаллов от 0,05–0,3 до 0,15–0,5 мм), отвечающая по составу лабрадору и содержащая многочисленные включения стекла. Эта генерация обычно ассоциируется с пироксеном и крайне редко с бурой роговой обманкой. Количественные соотношения двух этих генераций плагиоклазов существенно варьируют в разных лавовых потоках.

Ромбическим пироксеном (бронзитом) сложены призматические кристаллы размером до 0,15–0,4 мм.

Базальтическая роговая обманка наблюдается в виде свежих, не измененных или с опацитовой каемкой кристаллов размером до 0,5–1,0 мм.

Пластинки биотита (размером 0,3–0,5 мм) обычно в различной мере опацитизированы.

Кварц распределен в породе крайне неравномерно и наблюдается в виде субизометричных, корродированных кристаллов (размером 0,5–4,0 мм), заключенных иногда в клинопироксеновую каемку.

Нижним возрастным пределом для рассматриваемого вулканического этапа служит последняя фаза позднеплейстоценового оледенения, в элементы экзарационного рельефа которого вложены ранние голоценовые потоки [*Короновский*, 1968]. В голоцене были выделены три разновозрастные генерации лавовых потоков, а на основе их соотношений с ледниковыми отложениями исторической стадии и стадии XIX в. высказано предположение о том, что возраст потоков, соответствующих последним извержениям Эльбруса, должен находиться в пределах 2,0–1,5 тыс. лет [*Короновский, Рудаков*, 1962].

По результатам радиоуглеродного датирования гумусированных погребенных почв и находящихся в них древних углей было установлено [*Богатиков и др.*, 1998], что в голоцене вулканическая активность Эльбруса возобновлялась несколько раз

Таблица 4.4

Содержание петрогенных (мас.%) и редких элементов (г/т) в лавах позднего этапа (голоценового) посткальдерного цикла

Компонент	Номер образца								
	58k/97	33Ka-11/97	38K/97	34kb/97	28K/97	8/98	10/98	44/98	48/98
				Петрогенные элементы					
SiO_2	65,85	65,5	66,8	66,7	65,7	65,8	64	66,8	67
TiO_2	0,79	0,86	0,78	0,78	0,78	0,75	0,75	0,7	0,7
Al_2O_3	14,9	15,3	14,95	15	15,1	15,25	16,1	15	14,6
Fe_2O_3	0,61	1,52	1,44	0,47	0,78	1,16	0,98	1,21	0,8
FeO	3,78	3,14	2,8	3,18	3,66	3,28	3,3	3,04	3,15
MnO	0,07	0,07	0,06	0,071	0,072	0,081	0,085	0,078	0,072
MgO	2,1	2,21	1,7	2,02	2,01	1,51	1,57	1,33	1,39
CaO	3,3	3,41	3,57	3,41	3,52	3,69	3,63	2,96	3,16
Na_2O	4,23	4,04	4,04	4	3,97	4,31	4,41	4,13	3,99
K_2O	3,17	2,75	2,93	2,71	2,74	2,88	2,79	3,3	3,56
P_2O_5	0,33	0,21	0,2	0,3	0,19	0,25	0,22	0,3	0,22
H_2O	0,13	0,1	0,1	0,1	0,1	0,22	0,26	0,11	0,31
CO_2	0,09	0,07	0,04	0,15	0,04	0,15	0,22	0,22	0,11
Сумма	99,35	99,18	99,41	98,891	98,662	99,331	98,315	99,178	99,062
				Редкие элементы					
Cr	49	43	39	49	59	50	47	42	47
Ni	48	17	15	19	25	20	63	33	29
Co	9,7	9,7	8	9	12	11,4	11,7	11,6	11
Sc	8,6	8,5	7	8	10	8,9	9,4	8,7	8,4
Cu	10	9	8	7	6	16	4	13	12
Pb	29	372	40	136	4987	10	8	12	10
Zn	73	87	69	78	243	63	53	64	62
W	2,5	2	1,7	1,9	5	1	1	0,6	0,6
Mo	20,1	2	17,4	12,7	8,3	8,5	6,9	7,2	10,5
As	7,2	0,7	0,5	0,6	2,2	5,8	5,8	8,5	6,7
Se	0,9	0,9	0,7	0,8	3	0,6	0,6	0,6	0,6
Sb	0,2	64,5	4,2	20,4	983,2	1,7	0,05	0,3	0,2
Ag	2,1	1,3	1,3	1,7	7,8	0	0	0	0
Rb	123	124	138	130	138	110	90	139	145
Cs	6,5	5	7,7	5,4	0,3	7	7,2	10	10,2
Ba	346	379	358	409	163	406	428	500	513
Sr	444	385	356	347	366	369	335	361	314
Ga	20	16	22	20	7	17	10	17	18
Ta	0,97	0,95	0,91	0,84	0,49	0,82	0,79	1,12	1,06
Hf	5,7	5,2	5,4	5,9	6,1	5,8	5,2	6,3	6,2
Zr	397	324	318	337	339	188	128	196	169
Ti	3735	3984	3559	3806	4053	3478	2622	3772	3183
Y	19	20	19	22	10	12	8	13	13
Th	18,7	18,4	19,5	19,4	20,1	20,3	18,9	25,6	28,4
U	3,6	4,9	4,4	3,9	1,4	3,1	3,4	4,9	5
La	45,8	42,7	42,5	44,7	47,9	44,8	40,3	49,6	51,5

Таблица 4.4 (окончание)

Компонент	Номер образца								
	58k/97	33Ka-11/97	38K/97	34kb/97	28K/97	8/98	10/98	44/98	48/98
Ce	77,7	78,3	78,4	80,9	79,3	78,6	68,5	90,6	92,4
Nd	35	47	42	9	34	40	35	40	42
Sm	5,37	4,82	4,86	5,11	5,28	5,48	5,07	5,55	6,37
Eu	1,25	1,22	1,11	1,14	1,31	1,19	1,15	1,29	1,19
Tb	0,57	0,48	0,82	0,63	0,59	0,67	0,88	0,74	0,72
Yb	1,4	1,5	1,3	0,3	0,4	1,5	1,5	1,9	1,4
Lu	0,21	0,18	0,15	0,19	0,05	0,17	0,2	0,19	0,1
F	0,12	0,07	0,074	0,071	0,09	0,063	0,064	0,075	0,054

(6250 ± 50, 4270 ± 40, 1330 ± 80, 990 ± 60 лет тому назад). Очевидно, что пока продатированы далеко не все извержения, имевшие место в голоцене.

Сведения о химическом составе пород посткальдерного верхненеоплейстоценового и голоценового этапов развития Эльбруса и о их геохимических особенностях приведены в табл. 4.3 и 4.4.

4.2.5. Петро-геохимические особенности вулканических пород Эльбруса

В процессе комплексного изучения вулкана Эльбрус нами был создан банк данных (всего более 660 анализов), включающий в себя результаты инструментального нейтронно-активационного, рентгено-флюоресцентного и классического химического ("мокрая" химия) анализов пород и ряда породообразующих минералов, сгруппированных в виде отдельных выборок. Выборки из множества аналитических определений содержаний ряда элементов включают в себя значения геохимических показателей, характеризующих совокупность вулканических пород всех выделяемых этапов и циклов в эволюции Эльбрусского вулканического центра. Представления о геохимических особенностях изученных пород можно получить из геохимических данных, приведенных в табл. 4.1–4.4.

В данной работе планировалось выявить те общие геохимические черты, которые присущи только Эльбрусской вулканической постройке, что будет важно при дальнейшем ее сравнительном анализе с любыми другими вулканическими центрами.

Для этой цели была использована идея элементной формулы В.Д. Козлова и др. [1977] с нашими добавлениями. Элементная формула характеризует степень аномальности концентраций элементов в определенной разновидности вулканитов, выраженную в долях кларков.

В числителе формулы записываются накапливающиеся элементы, в знаменателе – рассеивающиеся элементы с концентрациями ниже кларкового уровня. Элементы с концентрациями, близкими к кларковому уровню (0,8–1,5), исключены из формулы. В связи с тем, что рассматриваемые вулканиты имеют в основном дацитовый состав, при расчете формул использовались кларки для кислых пород по А.П. Виноградову [1962]. Для исключения возможных "ураганных" значений применялся метод "трех сигм", т.е. данные, превышающие модуль среднего значения на величину утроенного стандартного отклонения, из расчетов исключались.

Ниже приведены элементные формулы для вулканитов Эльбрусского центра.

1. Игнимбриты и ассоциирующие с ними туфы раннего этапа кальдерного цикла (89 проб):

$$\frac{Ag\,35{,}9;\ Se\,29{,}7;\ Mo\,14{,}2;\ As\ 5{,}7;\ Hf\,5{,}4;\ Sb\,3{,}2;\ Cs\,2{,}9;\ Ni\,2{,}3;\ Sc\,2{,}2;\ U\,2{,}0;\ Co\,1{,}3;\ Cr\,1{,}2}{Lu\,0{,}2;\ Tb\,0{,}3;\ Ta\,0{,}4;\ Yb\,0{,}4;\ Cu\,0{,}4;\ Y\,0{,}5;\ Ba\,0{,}5;\ Sm\,0{,}6;\ Eu\,0{,}7}$$

2. Дациты позднего этапа кальдерного цикла (238 проб):

$$\frac{Ag\,32{,}2;\ Se\,20{,}6;\ Mo\,12{,}6;\ Hf\,6{,}2;\ As\,3{,}5;\ Sb\,3{,}5;\ Ni\,3{,}2;\ Sc\,2{,}7;\ Cs\,2{,}3;\ Co\,1{,}7;\ Cr\,1{,}6;\ Zr\,1{,}6}{Lu\,0{,}2;\ Tb\,0{,}3;\ Ta\,0{,}3;\ Yb\,0{,}3;\ Cu\,0{,}5;\ Y\,0{,}5;\ Ba\,0{,}6;\ Sm\,0{,}7;\ Rb\,0{,}7}$$

3. Дациты раннего этапа посткальдерного цикла (154 пробы):

$$\frac{Ag\,33{,}7;\ Se\,23{,}5;\ Mo\,15{,}3;\ Hf\,5{,}8;\ Sb\,4;\ As\,3{,}7;\ Ni\,3{,}3;\ Sc\,2{,}6;\ Co\,1{,}8;\ Cr\,1{,}7;\ Zr\,1{,}7;\ W\,1{,}7}{Lu\,0{,}2;\ Tb\,0{,}2;\ Ta\,0{,}3;\ Yb\,0{,}3;\ Cu\,0{,}4;\ Y\,0{,}5;\ Ba\,0{,}6;\ Sm\,0{,}6;\ Rb\,0{,}7}$$

4. Дациты позднего (голоценового) этапа посткальдерного цикла (173 пробы):

$$\frac{Ag\,34{,}5;\ Se\,21{,}7;\ Mo\,13{,}9;\ Hf\,5{,}7;\ Sb\,5{,}7;\ Ni\,3{,}3;\ As\,3{,}1;\ Sc\,2{,}7;\ Co\,2{,}0;\ Cr\,1{,}8;\ Sc\,1{,}6}{Lu\,0{,}2;\ Tb\,0{,}3;\ Ta\,0{,}3;\ Yb\,0{,}4;\ Y\,0{,}4;\ Cu\,0{,}5;\ Ba\,0{,}6;\ Rb\,0{,}7}$$

5. Эльбрусские аэрально перенесенные пеплы (ранний этап посткальдерного цикла) из района станицы Темиржбекской (восемь проб, Ag не определялся):

$$\frac{Se\,10{,}6;\ Mo\,10{,}0;\ As\,9{,}4;\ Hf\,6{,}1;\ Sb\,5{,}8;\ Ni\,3{,}2;\ Sc\ 2{,}0;\ Th\,2{,}0;\ U\,1{,}6}{Lu\,0{,}2;\ Ta\,0{,}5;\ Yb\,0{,}5;\ Y0{,}5;\ W0{,}6;\ Cu\,0{,}6;\ Cr\,0{,}7;\ Eu\,0{,}7}$$

Из приведенных формул видно, что для пород всех этапов развития Эльбрусского вулканического центра характерен однотипный набор элементов как в числителе, так и в знаменателе. При этом важно отметить, что порядок последовательности элементов сохраняется достаточно устойчиво. Некоторые отличия наблюдаются только в том случае, когда содержания ряда элементов приближаются к кларковому уровню.

Анализ формул показал, что вулканитам, характеризующим все последовательные этапы развития Эльбрусского центра, присущи высокие содержания Ag, Se, Mo, Hf, As и Sb. Кроме того, установлены повышенные концентрации Ni, Sc, Cs, Co и Cr. В то же время все породы обеднены Lu, Tb, Ta, Yb, Y, Cu, Ba, Sm, Eu и Rb. По нашему мнению, эти геохимические особенности пород типоморфны для вулканитов Эльбрусского центра. Для подтверждения нашего предположения, по этой же методике были сделаны расчеты анализов восьми проб пеплов, аэрально перенесенных от Эльбруса на расстояние до 285 км в район станицы Темиржбекской. В пеплах определялись содержания тех же элементов (исключая Ag), что и в лавах. Пеплы характеризуются тем же набором элементов и последовательностью их расположения, что и эльбрусские лавы. Наблюдаемые некоторые отличия в поведения W и особенно Cr связаны, скорее всего, с малым количеством проанализированных проб, что, в свою очередь, повышает вероятность случайной ошибки.

Однородные петрохимический и геохимический составы всего эволюционного ряда вулканитов Эльбруса, вероятнее всего, свидетельствуют о стабильных термодинамических условиях плавления пород субстрата на уровне магматического очага. В то же время анализ приведенных формул показал, что в процессе эволюции расплава в вулканитах постепенно повышаются содержания Sb, Ni, Cr и Co и уменьшается концентрация Cs.

Из анализа данных, приведенных в табл. 4.1–4.4 видно, что эффузивные, эксплозивные и экструзивные образования, развитые в пределах структурно-формацион-

ной зоны (СФЗ) Главного хребта, имеют близкий петрохимический состав, соответствующий риодацитам, дацитам и, реже, трахидацитам. Основные петрохимические показатели и геохимические параметры всех изученых пород близки к гранитоидам орогенного I-типа [*Chappell, White*, 1974; *Frost et al.*, 2001; *Розен, Федоровский*, 2001]. Более основные вулканиты, как отмечалось выше, присутствуют лишь на севере Эльбрусского района в СФЗ Бечасынской и Передового хребта в нескольких десятках километров от Эльбруса и имеют трахиандезитовый, реже трахиандезибазальтовый состав. Большая часть вулканитов обнажается в СФЗ Главного хребта в пределах долгоживущего Эльбрусского вулканического центра (ЭВЦ), где нами выделены кальдерный и посткальдерный циклы с ранними и поздними этапами. В целом для вулканитов ЭВЦ (риодациты, дациты, трахидациты) характерны повышенные содержания щелочей (в сумме они составляют 6,83–8,15%) и достаточно высокие значения отношений K_2O/Na_2O, что приближает изученные породы к калиевым субщелочным разностям.

На спайдер-диаграмме (рис. 4.12, цветная вклейка), где концентрации элементов нормированы к составу примитивной мантии, все вулканиты Эльбрусского вулканического района, независимо от их состава, характеризуются общими, небольшими отрицательными аномалиями Ba, Sr, Ta, Ti, что свидетельствует об их геохимической близости.

На рис. 4.12 серыми линиями показаны средние составы вулканитов кальдерного и посткальдерного циклов, а цветными линиями – риодациты докальдерного цикла (поздний плиоцен) и трахиандезиты вулкана Таш-Тюбе (поздний неоплейстоцен). Две последние разновидности пород, исходя из составов изученных нами составов расплавных включений в минералах-вкрапленниках ЭВЦ, могли являться самостоятельными фазами, при смешении которых и образовались дацитовые расплавы. На рис. 4.12 видно, что характер распределения микроэлементов в дацитах Эльбруса аналогичен тому, который наблюдается в докальдерных риодацитах и трахиандезитах, а уровни их содержания имеют промежуточные значения между таковыми в конечных членах. Как показывают балансовые расчеты (метод наименьших квадратов), для образования гибридных дацитов, при смешении риодацитовых и трахиандезитовых расплавов, при формировании риодацитов раннего этапа кальдерного цикла, доля кислого расплава должна составлять 80%, для дацитов раннего этапа кальдерного цикла – 39%, раннего этапа посткальдерного цикла – 38%, а позднего этапа посткальдерного цикла – 32%.

Отметим, что гибридные дациты, возникшие в результате смешения риолитовых и андезитовых расплавов, широко представлены в миоцене, на территории Закарпатья [*Лазаренко, Дейчаковская*, 1973]. Они образовались в аналогичных геологических условиях, в пограничном районе между Паннонским массивом, где извергались вулканиты кислого состава, и Закарпатским внутренним прогибом, где происходили мощные вулканические извержения пород, главным образом среднего состава. Однако в пределах ЭВЦ имеет место более совершенная гомогенизация гибридного расплава.

На классификационных диаграммах $FeO_{общ}/(FeO_{общ} + MgO) - SiO_2$ и $(Na_2O + K_2O - CaO) - SiO_2$ (рис. 4.13) фигуративные точки занимают область схождения полей островодужных и постколлизионных гранитоидов, что указывает на их переходное положение от собственно коллизионных образований к постколлизионным.

Важную эволюционную информацию можно получить из характера распределение петрохимических показателей в последовательном стратиграфическом (возрастном) разрезе стратовулкана. В вулканитах ЭВЦ (от докальдерных к посткальдерным) содержание SiO_2 в целом изменяется в пределах от 70,5% до 64% (рис. 4.14, цв. вклейка).

Более высокие содержания кремнезема отмечаются в игнимбритах и лавах докальдерного и кальдерного (ранний этап) циклов, где они варьируют в пределах от

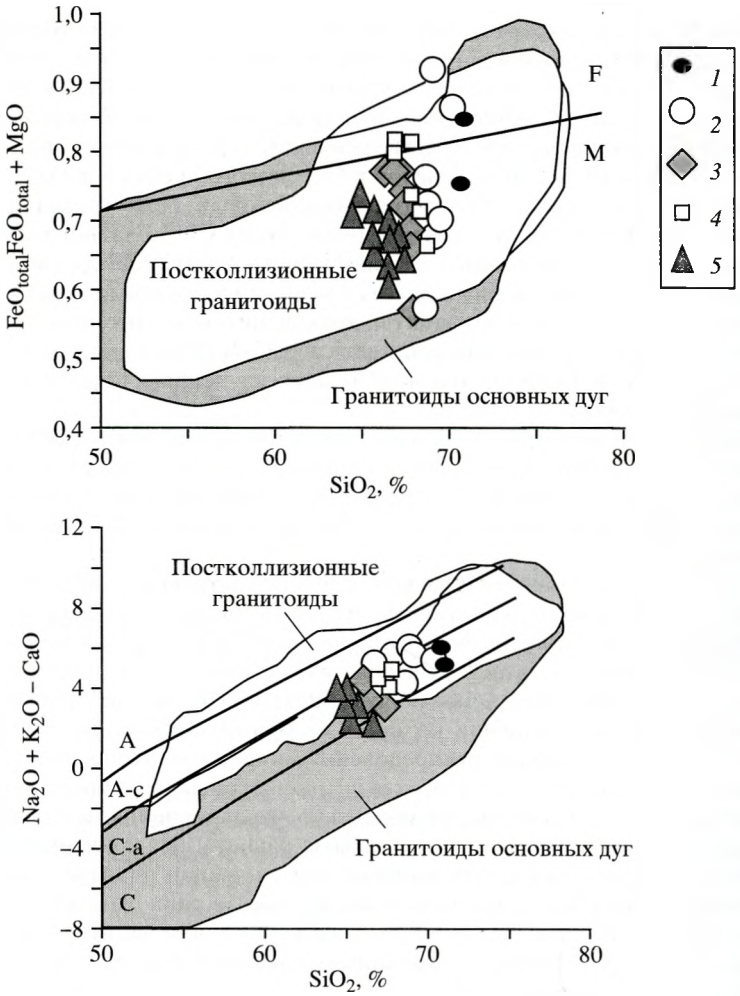


Рис. 4.13. Положение вулканитов Эльбруса на классификационных диаграммах [*Frost et al.*, 2001]:

гранитоиды: F – железистые, M – магнезиальные, C – известковистые, C-a – известково-щелочные, A-c – субщелочные, A – щелочные; риодациты: *1* – докальдерные; *2* – ранний этап кальдерного цикла; дациты: *3* – поздний этап кальдерного цикла; *4* – ранний этап посткальдерного цикла; *5* – поздний (голоценовый) этап посткальдерного цикла (FeO_{total} – общее железо, которое состоит из суммы FeO + Fe_2O_3)

66% до 70,5%, в то время как в более поздних вулканитах эти значения обычно не выходят за пределы 65%–67,5%, и только в лавах, слагающих Восточную вершину (поздний этап посткальдерного цикла), содержание SiO_2 опускается до 64,2%. Следовательно, в пределах наблюдаемого диапазона вариаций SiO_2 отмечается слабо выраженная антидромная тенденция.

На рис. 4.14 видно, что наблюдается определенная корреляция между содержаниями петрогенных элементов и кремнезема в вулканитах всех выделяемых циклов Эльбрусского вулканического района.

С уменьшением содержания SiO_2 в вулканитах увеличивается содержание TiO_2, FeO, MgO, CaO, P_2O_5 и уменьшается содержание K_2O.

Для вулканитов ЭВЦ менее отчетливо выражена тенденция в изменении содержаний Na_2O и Al_2O_3 с изменениями содержаний SiO_2.

Отметим, что аналогичная картина по корреляции петрогенных элементов получена и по расплавам из расплавных включений в породообразующих минералах вулканитов Эльбрусского вулканического района (см. рис. 4.12, цв. вклейка).

Сравнение относительной роли K и Na в составе кислых пород (главным образом в полевошпатовой части) методом И.В. Носырева [*Беляев, Рудник*, 1978], представленного в графическом выражении диаграммой в координатах *N* и *K* (ат.%), где $N = Na_2O/[(Al_2O_3 + Fe_2O_3) - (K_2O + CaO)]$, а $K = K_2O/[(Al_2O_3 + Fe_2O_3)-(Na_2O + CaO)]$, показало (рис. 4.15, цв. вклейка), что точки составов вулканитов расположены в поле значений $N > K$ и редко на линии $N = K$. Линия равных значений *N* и *K* соответствует породам кислого состава, в которых компоненты Al_2O_3, CaO, Na_2O, K_2O находятся в эвтектических соотношениях, а 100% эвтектической смеси отвечает точка с координатами $N = K = 1$.

Составы пород ЭВЦ (от докальдерного к посткальдерному циклам) последовательно смещаются в сторону координаты *N*. Это указывает на увеличение относительной роли Na в расплавах в процессе их эволюции.

4.2.6. Состав магматических расплавов вулкана Эльбрус по данным изучения расплавных включений в минералах вкрапленниках Эльбрусского вулканического центра

Несмотря на огромное количество работ, посвященных геологическому строению, магматизму, петрографии и минералогии вулканов Эльбрус и Казбек [*Масуренков*, 1961; *Короновский*, 1968; *Станкевич*, 1976; *Попов*, 1981; *Богатиков и др.*, 1998; и др.], некоторые проблемы генетического характера, касающиеся вопросов происхождения и эволюции магм, оставались до сих пор недостаточно изученными.

Перед рассмотрением вопросов петрогенезиса расплавов, сформировавших вулкан Эльбрус, отметим, что практически по всему разрезу стратовулкана в лавах дацитового состава нами были обнаружены часто встречающиеся ксенолиты (включения) пород средне-основного состава (андезибазальты), размером от долей сантиметров и до первых десятков сантиметров. Кроме того, в этих породах постоянно наблюдаются ксенокристаллы кварца с пироксеновой "короной", а также основного плагиоклаза, обрастающие каймой более кислой разновидности. Эти находки позволили предположить, что в процессе извержения вулкана смешиваются два расплава – кислый коровый риодацитового состава и более глубинный – андезибазальтового состава. Впоследствии это предположение, основанное на геологических и петрографических данных, подтвердилось результатами проведенных нами исследований по изотопии Sr и Nd в различных типах пород. Так, в останцах докальдерных лавовых потоков трахиандезитового (устье р. Худес) и трахиандезибазальтового (верховья р. Тызыл [*Иванов и др.*, 1993; *Чернышев и др.*, 2000]) составов были установлены вариации отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,706143 и 0,705091–0,705196) и $^{143}Nd/^{144}Nd$, выраженных в величинах ε_{Nd}, варьирующих в пределах от –0,94 до –1,23 соответственно. В посткальдерных дацитах из различных лавовых потоков вулкана Эльбрус и находящихся в них ксенолитах андезибазальтового состава величины стронциевых отношений варьируют в пределах 0,70528–0,706533 и 0,705265–0,705386, а величины ε_{Nd} от –1,32 до –1,95 и от –0,33 до 0,86, соответственно.

Приведенные выше изотопные данные достаточно убедительно свидетельствуют о заметной роли мантийной компоненты в расплавах, сформировавших Эльбрусский вулканический центр. Скорее всего, эти магмы образовались при смешении базальтовых или андезибазальтовых расплавов, имеющих опосредованный мантийный источник, с кислым (риодацитовым) коровым расплавом. Не исключен

Таблица 4.5

Местонахождение изученных образцов

Номер образца	Тип пород	Местонахождение
25/97	Игнимбрит	Вулкан Эльбрус, истоки р. Бийтик-Тебе
34/97	Лавовый поток дацитового состава	Сылтранская вулканическая постройка Эльбрусского вулканического центра, р. Сылтрансу
36/97	То же	То же
44/97	"	Вулкан Эльбрус, истоки р. Малки (Малкинский поток)
45/97	"	То же (голоценовый лавовый поток Жыла-су)
47/97	Игнимбрит	То же (урочище "Аэродром")
50/97	Лавовый поток андезидацитового состава	Эльбрусский вулканический центр, мелкий щитовой вулкан Таш-Тебе в левом борту долины р. Тохана-су.

также и вариант контаминации кислой коровой магмы основной магмой, имеющей опосредованное мантийное происхождение.

Для подтверждения или опровержения этого предположения было проведено целенаправленное изучение составов расплавных включений в минералах-вкрапленниках, в основной массе и определение температур их гомогенизации. В случае смешения двух разных по составу и глубинности расплавов мы должны были бы получить два различных по составу типа расплавных включений, а расплавные включения риолитового и дацитового составов должны быть "перегретыми".

Исследовались расплавные включения во вкрапленниках плагиоклаза и кварца из пород некоторых лавовых потоков и находящихся в них ксенолитов средне-основного состава, а также и из игнимбритов вулкана Эльбрус. При этом были использованы методы гомогенизации включений и анализ стекол этих включений (более 30 определений), а также стекол основной массы пород (17 определений) с помощью электронного микрозонда.

Необходимо отметить, что ранее проводились немногочисленные анализы первичных расплавных включений, в частности, включений риолитового состава с высоким содержанием K_2O (4,5–6,1 мас.%) из фенокристаллов кварца (Малкинский поток) и плагиоклаза (поток Азау) [*Попов*, 1981], а также анализы расплавных включений в минералах пород Эльбрусского района [*Наумов и др.*, 1990; *Бабанский и др.*, 1995]. Было установлено, что включения в плагиоклазе и кварце из андезидацита, дацита и риодацита гомогенизировались при высоких температурах (>1100 °С), имели близкий к риолитовому состав с преобладанием калия над натрием и низкие содержания летучих (H_2O, Cl, F) [*Бабанский и др.*, 1995].

Целью наших исследований было проведение систематического изучения расплавных включений в минералах из пород последовательных лавовых потоков, слагающих вулканическую постройку Эльбруса и мелких побочных вулканических центров (Таш-Тебе, Сылтранский) в окрестностях Эльбруса.

Геологическая характеристика объектов. По современным представлениям, вулкан Эльбрус является производным единой долгоживущей магматической системы, возникшей на западном ограничении коллизионной структуры, контролирующейся системой субмеридиональных разломов глубинного заложения. Эльбрусская вулканическая постройка (абсолютные отметки цоколя 3200–3400 м) представляет собой изометричный в плане полигенный стратовулкан, в истории формирования которого выделяется несколько циклов активности, связанных с разными, хотя и

Таблица 4.6

Химический состав (мас. %) пород вулкана Эльбрус, во вкрапленниках которых изучались расплавные включения

Компонент	Номер образца						
	50/97	45/97	44/97	25/97	34/97	36/97	47/97
SiO_2	63,20	66,28	66,65	67,56	67,89	68,81	70,92
TiO_2	1,08	0,75	0,68	0,60	0,77	0,63	0,44
Al_2O_3	15,75	15,80	15,55	14,77	15,67	15,11	15,01
FeO*	6,06	3,45	3,74	3,68	3,40	3,69	2,72
MnO	0,07	0,06	0,07	0,06	0,06	0,06	0,05
MgO	2,57	1,10	1,38	1,11	1,50	1,26	0,79
CaO	2,69	4,12	2,89	2,58	3,12	2,89	1,73
Na_2O	3,78	3,97	3,76	3,95	3,11	3,43	3,57
K_2O	3,18	3,55	3,28	3,42	3,44	3,77	3,84
P_2O_5	0,12	0,28	0,23	0,16	0,25	0,19	0,11
П.п.п.	1,06	0,47	Не опр.	1,89	0,58	0,50	0,87
Сумма	99,56	99,83	98,23	99,78	99,79	100,34	100,05

Примечание. FeO – железо общее. ** Потери при прокаливании.

Таблица 4.7

Представительные составы (мас,%) вкрапленников плагиоклаза из изученных пород вулкана Эльбрус

Компонент	Номер образца						
	25/97	50/97	44/97	25/97	45/97	45/97	34/97
SiO_2	54,15	53,48	52,58	59,14	60,11	61,42	60,24
Al_2O_3	27,31	29,48	30,01	25,07	23,05	22,54	24,62
CaO	11,59	10,94	10,49	7,52	6,45	5,59	5,44
Na_2O	4,87	5,30	5,35	7,45	7,42	7,44	8,24
K_2O	0,32	0,45	0,40	0,64	0,82	0,89	0,62
FeO	0,49	0,37	0,50	0,17	0,29	0,18	0,05
Сумма	98,73	99,98	99,33	99,99	98,14	98,04	99,21
An	55,8	51,9	50,8	34,6	30,9	27,8	25,8
Ab	42,4	45,5	46,8	61,9	64,4	66,9	70,7
Or	1,8	2,6	2,4	3,5	4,7	5,3	3,5

Примечание. An – анартитовая компонента, Ab – арбитовая, Or – ортоклазовая.

близко расположенными вулканическими аппаратами (это вулканические конусы западной и восточной вершин Эльбруса, а также недавно обнаруженный и откартированный фрагмент крупного вулкана Кюкюртли). Практически все лавовые потоки Эльбруса отвечают по составу дацитам и реже риодацитам высококалиевой известково-щелочной серии. К северо-западу и к северо-востоку от стратовулкана расположены мелкие самостоятельные вулканы – Таш-Тебе, Сылтранский, имеющие с Эльбрусом единый магматический источник.

Характеристика изученных образцов. Для изучения расплавных включений были отобраны наиболее характерные породы из разновозрастных лавовых пото-

Таблица 4.8

Химический состав (мас.%) стекол расплавных включений в минералах пород вулкана Эльбрус

Номер образца	Компонент						
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO
25/97	57,52	1,02	18,17	4,45	0,00	2,67	4,89
36/97	60,10	1,35	18,99	4,62	0,02	3,18	3,78
44/97	60,77	0,42	17,65	1,59	0,04	0,31	3,40
36/97	62,49	0,92	18,59	3,88	0,00	2,59	3,19
25/97	65,41	0,31	19,95	0,69	0,03	0,11	1,78
50/97	66,77	1,20	13,80	3,99	0,05	1,20	2,39
50/97	67,13	1,44	14,65	5,16	0,09	1,64	2,57
25/97	69,27	0,01	17,84	0,40	0,04	0,03	1,21
45/97	70,86	0,09	11,90	0,41	0,00	0,08	0,73
47/97	71,43	0,03	16,06	0,52	0,08	0,06	1,18
34/97	71,54	0,48	13,56	2,01	0,05	0,52	1,22
45/97	72,43	0,24	12,81	0,46	0,00	0,13	0,54
45/97	73,04	0,35	13,31	0,93	0,03	0,20	0,86
25/97	73,40	0,08	14,78	0,30	0,06	0,12	0,87
45/97	74,91	0,39	11,16	0,71	0,11	0,11	0,61
34/97	76,12	0,05	11,73	0,28	0,04	0,02	0,44
36/97	76,91	0,04	12,18	0,38	0,03	0,04	0,51
34/97	76,88	0,09	11,82	0,34	0,05	0,01	0,47
34,97	77,47	0,05	11,66	0,45	0,05	0,04	0,36
25/97	78,06	0,06	12,52	0,45	0,01	0,07	0,54
34/97	80,08	0,05	11,06	0,44	0,00	0,06	0,38

Примечание. FeO – железо общее, An – состав плагиоклаза-хозяина, Q – минерал-хозяин кварц.

ков и туфовых горизонтов кальдерного и посткальдерного циклов вулкана Эльбрус: дациты, андезидациты, а туфы и игнимбриты риодацитового составов. В истории вулканической постройки Эльбруса игнимбриты связаны с самой ранней стадией ее эволюции – образованием кальдеры. Образцы этих пород были отобраны в долинах рек Малки и Бийтик-Тебе. Внешне это розовато-серые массивные породы, иногда с заметной флюидальностью, фенокристы которых представлены кварцем, плагиоклазом и биотитом. Характерная их особенность – наличие фьямме. Дациты характеризуют ранние и поздние этапы проявления кальдерного и посткальдерного вулканизма стратовулкана Эльбрус. Образцы этих пород были отобраны в долинах рек Малки и Бийтик-Тебе и из маленького одноактного вулкана Таш-Тюбе (табл. 4.5). Внешне это темно-серые (до черных) массивные породы, реже – ноздреватые, яснопорфировые. Вкрапленники сложены преимущественно плагиоклазом, реже – пироксеном, роговой обманкой и кварцем.

Кроме того, были изучены образцы лав дацитового состава Сылтранской и Таш-Тюбинской вулканических построек (обр. 36/97 и 50/97 соответственно), расположенных к северо-востоку и северо-западу от Эльбруса. Дациты имеют порфировую структуру, вкрапленники в них представлены плагиоклазом, реже – пироксеном, биотитом и кварцем. Отличительной особенностью является присутствие в них многочисленных меланократовых включений, сложенных плагиоклаз-пироксеновым агрегатом.

Компонент					Сумма	T, °C	An
Na_2O	K_2O	P_2O_5	Cl	S			
3,54	4,50	0,55	0,05	0,05	97,41	1120	56
5,23	2,63	0,23	0,17	0,04	100,34	1120	47
3,28	5,35	0,03	0,03	–	92,87	1000	51
5,27	3,08	0,18	0,11	0,04	100,34	1120	47
5,35	5,32	0,01	0,21	0,03	99,20	1170	29
3,16	4,93	0,21	0,06	0,04	97,80	1100	52
3,14	4,05	0,36	0,04	0,04	100,31	1100	52
4,22	6,42	0,00	0,03	0,04	99,51	1170	29
3,68	5,01	0,05	0,04	0,01	92,86	1130	28
4,79	5,82	0,04	0,11	0,00	100,12	1000	Q
3,43	3,83	0,11	0,10	0,02	96,91	1130	48
3,02	5,75	0,01	0,07	0,01	95,47	20	31
3,40	5,58	0,02	0,03	0,02	97,77	1130	28
3,84	6,06	0,01	0,06	0,02	99,60	1120	Q
3,17	5,09	0,03	0,10	0,01	96,40	20	31
3,91	4,81	0,02	0,08	0,02	97,52	1130	Q
3,51	3,00	0,00	0,05	0,02	96,67	1120	Q
3,04	4,45	0,03	0,05	0,03	97,26	20	Q
3,04	4,98	0,01	0,04	0,02	98,17	20	Q
3,38	4,95	0,05	0,01	0,04	100,14	1170	29
3,30	4,49	0,01	0,05	0,02	99,94	20	Q

Химические составы пород вулкана Эльбрус, в которых изучались расплавные включения, приведены в табл. 4.6, а представительные анализы вкрапленников плагиоклаза в этих породах – в табл. 4.7.

Исследования магматических включений в минералах. В минералах изученных образцов обнаружены кристаллические минералы (чаще всего – акцессорные) и расплавные включения. Последние изучены в плагиоклазах и кварце. Флюидные включения пока не были встречены. Напомним, что среди вкрапленников во всех породах вулкана Эльбрус преобладает плагиоклаз. Зерна плагиоклаза либо удлиненные (1 : 3), разноразмерные, трещиноватые, либо неправильных субизометричных форм. Большинство зерен резорбировано целиком или по концентрическим зонам. Установлено несколько генераций плагиоклаза в разновозрастных лавовых потоках.

Расплавные включения в плагиоклазах можно подразделить на два типа: включения первого типа приурочены к зонам резорбции и представляют собой "каналы" или неправильной формы замкнутые обособления темного стекла. Включения второго типа располагаются в прозрачных областях зерен, имеют чаще всего округлую форму, сложены светлым стеклом с хорошо видимым газовым пузырьком, целиком или частично раскристаллизованы.

Кварц представляет собой округлые, часто трещиноватые зерна. Расплавные включения в нем чаще всего стекловатые, изометричные, круглые или квадратные со сглаженными углами.

Расплавные включения могут быть приурочены к любой области зерна и отличаются четкими границами (чаще всего – прямоугольные со сглаженными углами) и крупными размерами. Сложены они светлым стеклом без признаков кристаллизации.

После просмотра полированных пластинок под микроскопом вкрапленники с расплавными включениями нагревались в микромуфеле с платиновым нагревателем [*Наумов*, 1969] до температур 1000–1170 °С (температура гомогенизации самых мелких включений) и затем закаливались. Минимальное время нагрева составляло 1,5 ч, максимальное 4 ч. Стекла после закалки расплавных включений выводились на поверхность кристаллов и затем анализировались на электронном микроанализаторе "Camebax Microbeam" при следующих условиях: ускоряющее напряжение 15 кВ, ток 30 нА, развертка в растр 12 × 12, 5 × 5 и 2 × 2 мкм при исследовании стекол, 2 × 2 мкм при определении кристаллических фаз. Точность определения элементов при их содержаниях >10 мас.% составляла +2 отн.%, при содержаниях 5–10 мас.% ±5 отн.%, при содержаниях 1–5 мас.% ±10 отн.%. Следует отметить, что при анализе стекол включений в случае сканирования по малой площади была установлена существенная потеря Na, что наблюдалось и ранее при анализе стекол из других объектов [*Наумов и др.*, 1990, 1999; *Толстых и др.*, 1998, 1999, 2001].

Для получения более достоверных данных о содержаниях Na применялась следующая методика: в нескольких крупных (~30–50 мкм) включениях анализ стекол проводился при различных площадях сканирования, что позволяло рассчитать поправки в определении Na для небольших расплавных включений.

Составы стекол расплавных включений в минералах пород вулкана Эльбрус приведены в табл. 4.8.

Для расплавных включений в минералах из вулканических пород Эльбруса установлены значительные вариации по кремнекислотности – от 57,5 до 80,1 мас.%, однако большинство из них соответствует по составам риодацитам-трахириодацитам (SiO_2 – 69,2–73,0 мас.%) и риолитам-трахириолитам (SiO_2 – 73,4–80,0 мас.%). Наблюдается определенная корреляция между содержаниями некоторых петрогенных элементов и кремнезема. Так, с уменьшением основности расплава уменьшаются содержания (в мас.%) Ti от 1,4 до 0,3%, Al от 20,0 до 11,1%, Fe от 4,6 до 0,3%, Mg от 3,2 до 0,01%, Ca от 4,9 до 0,4%. Не столь отчетливо выражена тенденция в уменьшении содержаний Na_2O и увеличении содержаний K_2O.

При рассмотрении генезиса андезитовых магм был обобщен весь имеющийся в литературе материал (85 анализов андезитов и 317 анализов расплавных включений в минералах-вкрапленниках этих пород).

Показано [*Наумов и др.*, 1997], что подавляющее число андезитов мира образовалось при кристаллизации дацитовых и риолитовых магматических расплавов. Андезиты в этом случае являются кумулятивными образованиями, основность которых есть результат смешения более кислых магматических расплавов и более основных вкрапленников.

Все полученные нами данные о химическом составе расплавов из включений в минералах и основной массы вулкана Эльбрус четко подразделяются на три группы в соответствии с принятой классификацией деления магматических пород по содержанию в них SiO_2: менее 63; 63–72 и более 72 мас.%.

Результаты, представленные в табл. 4.9, свидетельствуют о наличии трех типов расплавов, существовавших при кристаллизации плагиоклаза и кварца в дацитах вулкана Эльбрус: трахиандезитового, трахидацитового и трахириолитового. Отчетливо видны закономерные изменения содержаний петрогенных элементов. С увеличением кремнекислотности расплавов уменьшаются содержания TiO_2, Al_2O_3, FeO, MgO, CaO.

В расплаве также уменьшаются концентрации фосфора, хлора, серы и увеличивается величина отношения K_2O/Na_2O (от 0,90 до 1,46). Для стекол основной массы

Таблица 4.9

Химический состав(мас. %) магматических расплавов вулканов Эльбрус и Казбек

Компонент	Включения в минералах				Основная масса		
	Эльбрус			Казбек	Эльбрус		Казбек
	андезитовый	дацитовый	риолитовый	риолитовый	дацитовый	риолитовый	риолитовый
SiO_2	60,22	68,80	75,93	75,32	67,64	76,43	73,48
TiO_2	0,93	0,45	0,14	0,26	0,12	0,12	0,78
Al_2O_3	18,35	15,91	12,30	13,38	17,13	12,02	13,76
FeO	3,64	1,78	0,47	0,94	1,01	0,54	2,54
MnO	0,02	0,04	0,04	0,02	0,02	0,02	0,01
MgO	2,19	0,47	0,08	0,12	0,20	0,04	0,46
CaO	3,82	1,55	0,56	0,68	1,71	0,56	2,30
Na_2O	4,33	4,07	3,36	4,51	3,42	2,52	3,01
K_2O	3,89	5,16	4,92	3,28	7,40	6,16	3,24
P_2O_5	0,25	0,11	0,02	0,09	0,03	0,02	Не опр.
Cl	0,09	0,08	0,05	0,17	0,06	0,10	0,06
S	0,04	0,03	0,02	0,03	0,01	0,01	0,03
Сумма	97,77	98,45	97,89	98,77	98,75	9854	99,67
K_2O/Na_2O	0,90	1,27	1,46	0,73	2,16	2,44	0,93
n	4	8	10	11	6	4	7

Примечание. FeO – железо общее, *n* – количество определений.

пород характерны очень высокие концентрации калия (6,2–7,4 мас.%), поэтому отношение K_2O/Na_2O достигает в них 2,16–2,44.

В заключение следует отметить, что полученные данные по химическому составу расплавных включений во вкрапленниках вулканических пород мы рассматриваем лишь как начало комплексных исследований, которые позволят выявить в полной мере эволюцию магматизма и механизмы смешения различных по составу расплавов для Эльбруса – крупнейшего вулкана этого региона.

Тем не менее уже на этой стадии исследований удалось выявить две важные особенности расплавных включений во вкрапленниках.

Во-первых, установлено три их типа с калиевой тенденцией по составу (трахиандезитовые, трахидацитовые и трахириолитовые), отражающих, скорее всего, эволюцию магматического очага на стадии кристаллизации вкрапленников плагиоклаза и кварца дацитов вулкана Эльбрус. Выявлены закономерные изменения содержаний петрогенных элементов – с увеличением кремнекислотности расплавов уменьшаются содержания TiO_2, Al_2O_3, FeO, MgO, CaO и увеличивается величина отношения K_2O/Na_2O (от 0,9–1,5 в расплавных включениях и до 2,2–2,4 в стеклах основной массы пород). Показано, что для исследованных расплавов характерны невысокие концентрации Cl (0,05–0,09 мас.%).

Во-вторых, доказана явная "перегретость" (температуры гомогенизации 1000–1170 °C) для расплавных включений трахидацитового и трахириолитового составов. Эти особенности могут иметь важное значение при решении вопросов петрогенезиса и металлогенической специализации отдельных лавовых потоков и субвулканических тел дацитового состава в пределах Кюкюртлинской рудно-магматической системы.

4.3. Извержения вулкана Эльбрус за последние 10 000 лет и их катастрофические последствия

Произошедшие в XX столетии катастрофические извержения "потухших" или давно не извергавшихся вулканов, таких как Ксудач (1907 г.), Безымянный (1956 г.), Шивелуч (1964 г.) на Камчатке, Сент-Хеленс (1980 г.) в США, Эль-Чичон (1982 г.) в Мексике, Пинатубо (1991 г.) на Филиппинах и Хадсон (1991 г.) в Чили и др., резко стимулировали международное сообщество к объединению научных возможностей и материальных средств на поиск и изучение таких потенциально опасных вулканов. Катастрофические извержения "направленного взрыва" с разрушением построек вулканов часто были связаны с "потухшими" вулканами. К ним в первую очередь относятся вулканы Безымянный и Сент-Хеленс. Ярким примером возобновления вулканической активности (после 28 тыс. лет покоя), являются события, произошедшие в 1996 г. на Камчатке, в "древней" кальдере Академии Наук.

Реконструкция истории подготовки сильных и катастрофических событий на таких долго не извергавшихся вулканах показала, что чем длительнее у них период относительного покоя, тем, как правило, мощнее и опаснее было происходившее извержение. На европейской части России к потенциально действующим, по полученным данным [*Короновский*, 1985; *Лаверов и др.*, 1997б; *Богатиков и др.*, 1998б; и др.] относится прежде всего вулкан Эльбрус, у которого не было сильных эксплозивных извержений примерно 1700–1800 лет, т.е. с I–II веков н.э. [*Богатиков и др.*, 1998б] и вулкан Казбек, который по данным радиоуглеродного датирования извергался около 6000 л.н.

Двухвершинный вулкан Эльбрус (43°20′ с.ш. и 42°27′ в.д.), будучи высочайшей вершиной Европы (абсолютные отметки западной и восточной вершин 5642,7 и 5620 м соответственно), из-за своего географического положения как бы "нависает" над плотно заселенными районами Северного Кавказа, прилегающими территориями юга России и севера Грузии.

Несмотря на близкие абсолютные отметки обеих вершин, они относятся к различным по типу, размеру и возрасту вулканическим постройкам. Западная вершина – верхняя часть более старого и крупного стратовулкана, а восточная – побочный, относительно небольшой, но также многоактный вулкан, насаженный на восток-юго-восточный склон стратовулкана на высоте порядка 5000 м.

Таким образом, высота восточной вершины 600 м, в то время как высота западной вершины около 2500 м.

Западная вершина имеет более сложное строение и худшую сохранность, чем восточная. Так, в пределах верхней части постройки западной вершины выделяются два кратера с диаметрами 1,0 и 0,5 км, а также центральный эффузивно-экструзивный купол. Весь западный сектор западной вершины разрушен сильными взрывами и гигантскими обвалами, о чем свидетельствуют как минимум три обвальных цирка и открытый на запад-юго-запад обвально-взрывной кратер размером 2,3 × 1,8 км.

Восточная вершина устроена гораздо проще. Там имеются лишь очень свежий по облику вершинный кратер овальной формы размером 0,35 × 0,3 км и в восток-юго-восточном секторе – открытый на восток-юго-восток удлиненный кратер размером 600 × 350 м. Его верхняя кромка располагается на абсолютной отметке ~5200 м. В северо-северо-восточном секторе, примерно в 1 км от кромки вершинного кратера, находится еще один эруптивный центр – бокка с небольшим лавовым куполом, из которого излился лавовый поток. Высшая точка лавового купола имеет отметку 5185,3 м.

Ниже 5400 м слившиеся между собой постройки западной и восточной вершин образуют общий конус вулкана Эльбрус. Характерная крутизна его склонов в верхней части – 25°–35°, в средней – 15°–20°, а в нижней – 5°–10°.

Диаметр основания конуса примерно 14–15 км. Причем западная и восточная вершины, а также общий конус вулкана Эльбрус приурочены к огромной (площадь ~230 км^2) недавно обнаруженной кальдере [*Богатиков и др.*, 1998а].

Важно отметить, что вулкан Эльбрус является одним из самых крупных центров оледенения Кавказа. Для прогнозирования возможных катастрофических последствий извержения Эльбруса необходимо учитывать, что площадь покрывающих его ледников достигает 139 км^2, а суммарный объем льда оценивается в ~6 км^3 [*Оледенение Эльбруса*, 1968]. Ледники питают многочисленные, берущие начало с Эльбруса реки и ручьи. В их долинах располагаются многочисленные населенные пункты, транспортные коммуникации, туристские комплексы и другие народнохозяйственные объекты. В средней и нижней частях долины р. Кубани расположены крупные искусственные водохранилища – Джегутинское и Краснодарское.

Наличие обширного снежно-ледового покрова делает вулкан Эльбрус еще более опасным, так как в случае будущих любой силы и типа извержений, к собственно вулканической опасности, обязательно добавится катастрофическая опасность от образования лахаров и крупномасштабных наводнений, которые могут предваряться валом воды высотой до нескольких десятков метров.

Наиболее ярким примером подобного рода событий могут служить катастрофические последствия извержения вулкана Руис в Колумбии 9 ноября 1985 г. Тогда в результате только частичного таяния льда и снега на этом вулкане (абсолютная высота его 5321 м, площадь ледникового покрова до извержения ~26 км^2) лахаром был уничтожен г. Армеро с населением ~23 000 человек. Этот город находился в долине реки, берущей начало на склоне вулкана, примерно в 60 км от центра извержения. Причем объем уничтоженной части ледника составил всего лишь 6×10^7 м^3 [*Herd*, 1986; *Parra et al.*, 1990; *Pierson et al.*, 1990; *Voight*, 1990].

В связи с изложенным очевидна актуальность начатых нами комплексных исследований вулкана Эльбрус. Главными задачами в 1997–2003 гг. были следующие: поиск следов его прошлых исторических извержений и сопровождавших их катастрофических последствий; датирование этих событий изотопными методами (^{14}C, K–Ar и ^{40}Ar/^{39}Ar, U-Pb SHRIMP цирконометрия) и методом электронного парамагнитного резонанса по породообразующему кварцу; выявление магматических промежуточной камеры и глубинного очага и оценка потенциальной возможности возобновления активности вулкана.

В процессе наших исследований в первую очередь было важно выявить наличие катастрофических событий (землетрясений, лахаров, наводнений, образования подпруженных озер, аэрального переноса больших объемов пеплового материала на значительные расстояния при мощных эксплозивных извержениях, региональных пожаров, каменно-ледовых обвалов и палеосейсмодислокаций), связанных с прошлой активностью Эльбруса. Эти данные помогут нам в дальнейшем подойти к оценке возможных типов и масштабов катастрофических последствий в случае возобновления вулканической активности.

На рис. 4.16 (цв. вклейка) показаны выявленные нами следы катастрофических событий, связанных с прошлыми извержениями вулкана Эльбрус, и дана предварительная оценка возможных масштабов наводнений и подтоплений сельскохозяйственных угодий, которые могут быть обусловлены будущей активностью Эльбруса и таянием громадного снежно-ледового "панциря" на вулкане.

4.3.1. Образование кальдеры

Проведенные в Приэльбрусье комплексные полевые исследования в сочетании с детальным дешифрированием аэрофото- и космоснимков позволили впервые выделить и закартировать крупную (17 × 14 км по бровке ограничивающего уступа) кальдеру обрушения площадью ~230 км^2 (рис. 4.17), названную Эльбрусской [*Бога-*

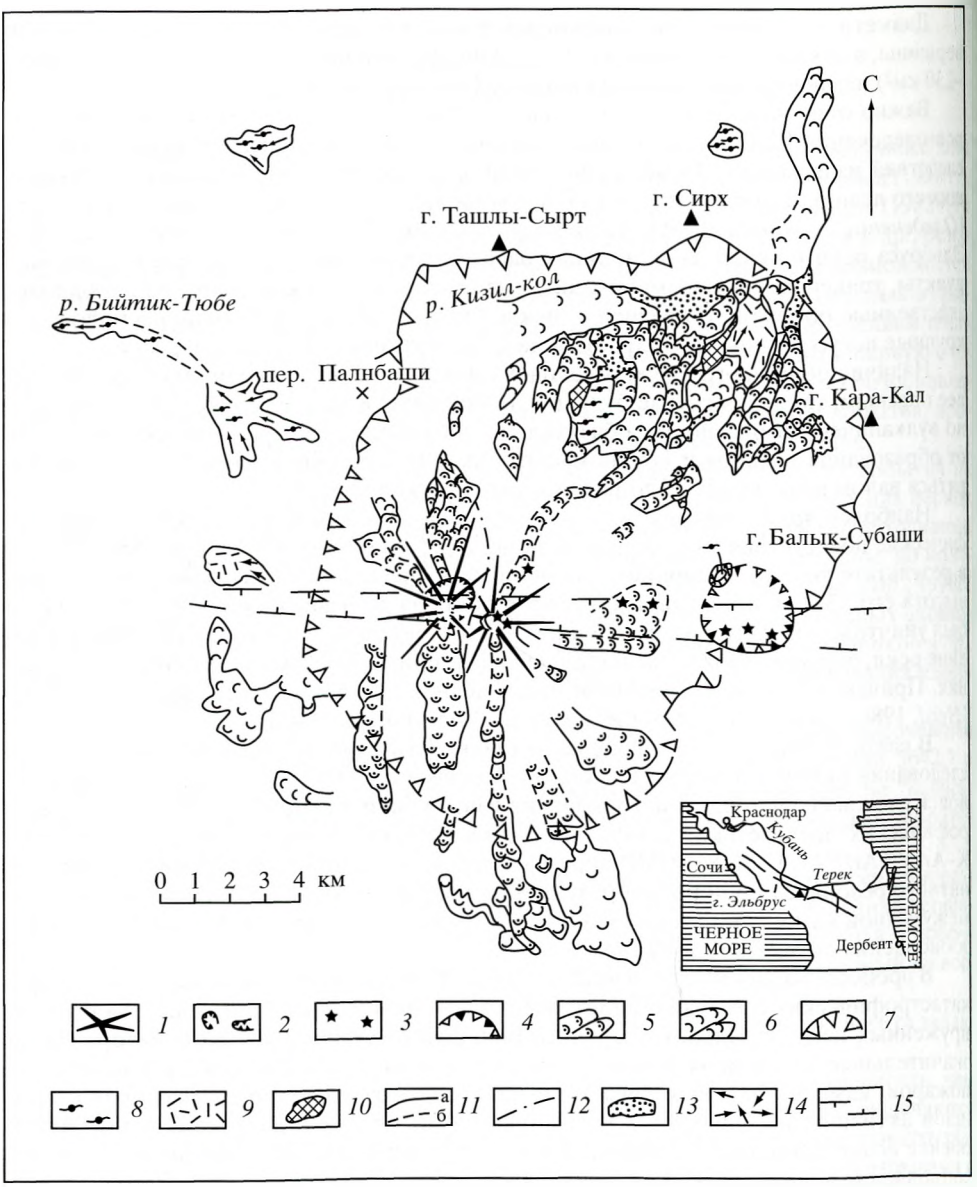


Рис. 4.17. Схематическая карта Эльбрусской кальдеры [*Геодинамика...*, 2001]:

1 – вулканические постройки Западного и Восточного конусов ($Q_3^4 - Q_4$); *2* – кратеры (Q_4); *3* – эруптивные центры, не выраженные в масштабе (Q_4); *4* – предполагаемый кратер (кальдера?); Снежная долина Джикаучеккез (Q_3?); *5, 6* – лавовые потоки: голоценовые (5) и плейстоценовые (6); *7* – уступ кальдеры Эльбрус (Q_2?); *8* – игнимбриты и туфы кальдерообразующего извержения (Q_2?); *9* – посткальдерные пирокластические потоки (Q_3); *10* – выступ пород докальдерного фундамента; *11* – границы (а – установленные, б – предполагаемые); *12* – граница построек Западного и Восточного конусов; *13* – фрагменты аккумулятивных равнин внутри полей развития лав; *14* – направления движения пирокластических потоков кальдерообразующего и посткальдерных извержений; *15* – зона Сылтранского магмоконтролирующего разлома

тиков и др., 1998а]. В ее южной части расположен вулкан Эльбрус. С образованием кальдеры связывается массовый выброс пирокластического материала риодацитового и риолитового составов и формирование туфовых горизонтов и игнимбритовых покровов.

Как уже отмечалось выше, докальдерные вулканические образования пока достоверно не установлены. Предположительно к ним мы относим останцы трахиандезитового лавового потока с K–Ar возрастом 800 ± 250 тыс. лет [*Борсук*, 1979], обнажающиеся в устье р. Худес, а также останцы андезибазальтовых покровов, известные в левом борту долины р. Тызыл. Лавы, лавобрекчии дацитового состава и туфы (преимущественно риолитового состава) кальдерного и посткальдерного циклов слагают неоплейстоцен-голоценовую вулканическую постройку Эльбруса, расположенную внутри кальдеры. Через Восточный и Западный вершинные кратеры проходит субширотная, скорее всего магмоконтролирующая, ослабленная зона (Сылтранский разлом), к которой приурочен ряд мелких вулканических аппаратов в долинах рек Кыртык, Сылтран-су, Бийтик-Тебе и др.

В рельефе наиболее четко выражено северное атрио ("полукольцо") кальдерного уступа (около 60% периметра кальдеры), прослеживающееся от верховьев р. Бийтик-Тебе и перевала Палнбаши – на западе, через горы Ташлы-Сырт и Сирх – на севере, Кара-Кая и Балык-Субаши – на востоке. В северной части кальдеры подножье уступа трассируется на значительном протяжении долиной р. Кызыл-кол, по которой проходит фрагмент внутреннего кольцевого разлома. Здесь, как и вдоль восточной границы кальдеры, высота бровки уступа над руслом этой реки достигает 700–850 м. На севере, в зоне Передового хребта, кальдерный уступ сложен огнейсованными, трещиноватыми и ожелезненными девонскими тоналитами, филлитами, известняками и вулканитами, а в центральной и южной частях (в зоне Главного хребта) – аналогично измененными (трещиноватость, ожелезнение, хлоритизация) протерозойскими слюдяными сланцами, гнейсами и позднепалеозойскими гранитами. Южное атрио кальдерного уступа в рельефе не выражено, поскольку уступ перекрыт здесь мощной толщей посткальдерных вулканитов стратовулкана Эльбрус.

В юго-восточном секторе морфология кальдеры осложнена своеобразной формой типа крупного (2,5 × 2 км), почти заполненного льдом взрывного или обвально-взрывного кратера (кальдеры) – Снежная долина Джикаучеккез.

Геофизическим подтверждением наличия Эльбрусской кальдеры можно считать данные М.В. Авдулова [1963] о том, что под вулканом Эльбрус – значительная отрицательная гравитационная аномалия. Это является одной из наиболее характерных черт для кальдер обрушения [*Зубин и др.*, 1971]. По морфологии и геологическому строению Эльбрусская кальдера ближе всего к типу "кальдеры возрожденной (резургентной)" в понимании Р.Л. Смита [*Smith et al.*, 1961] со сводообразным поднятием дна кальдеры, произошедшим после кальдерообразующего извержения и сопутствующего ему обрушения.

В связи с этим особенностью дна кальдеры является наличие выступов позднепалеозойских гранитов (рис. 4.17), перекрытых мощной (250–350 м) толщей пирокластического материала. Ее нижняя часть сложена серыми и темно-серыми игнимбритами с большим количеством ксенолитов позднепалеозойских гранитов, протерозойских слюдяных сланцев и гнейсов, среднепалеозойских филлитов, вулканитов и известняков, а верхняя – светло-серыми спекшимися туфами риолитового и риодацитового составов с крупными кристаллами розоватого кварца, полевых шпатов и биотита. За пределами кальдеры пирокластический материал кальдерообразующего извержения сохранился в виде немногочисленных и относительно небольших по площади, но иногда значительных по мощности (100–300 м) эрозионных останцов [*Масуренков*, 1961; *Короновский*, 1968; *Краевая*, 1985; и др.], которые изучались и нами. Все они сложены преимущественно типичными игнимбритами. В основании толщ игнимбритов в ряде мест залегает прослой рыхлого светло-желтого пеплово-

пемзового материала, а их верхи обычно сложены пемзовидной породой, часто содержащей вулканические бомбы из пористого стекла. Связующая масса породы, состоящая из обломков девитрифицированного и линзочек раскристаллизованного стекла, содержит раздробленные и оплавленные кристаллы (до 16–23% от объема породы) плагиоклаза (An_{36-48}), гиперстена, чешуйки биотита, реже кварца и фьямме. Структура породы витрокластическая, туфовидная, а текстура псевдофлюидальная. Разного размера фьямме сложены неравномерно раскристаллизованными стекловатыми линзами черного цвета. Они обычно ориентированы субпараллельно подошве и кровле толщ.

Плохая сохранность первичного пирокластического покрова могла быть обусловлена двумя причинами. Первая из них – формирование кальдеры происходило в одну из ледниковых эпох, когда почти весь район мог быть закрыт ледниковым щитом, подобным современному громадному леднику Ватнайокудль в Исландии. В этом случае даже при выпадении значительных объемов раскаленного пирокластического материала на слабонаклонную поверхность ледникового щита он мог быстро "вмерзнуть" в лед, теряя тепло, газовую компоненту, и лишиться при этом способности к перемещению и аккумуляции в виде мощных толщ. Таким механизмом можно объяснить то, что основная часть пирокластического материала могла быть снесена при таянии ледников и переотложена в предгорных депрессиях. В таком случае лишь в наиболее благоприятных местах (впадины в палеорельефе или тектонически опущенные блоки) могли возникнуть настоящие пирокластические потоки большой мощности, способные спекаться до состояния игнимбритов и сохраниться до настоящего времени. Второй причиной могла быть большая скорость и интенсивность общей денудации быстро поднимающейся и уже весьма высокой в то время этой части Большого Кавказа [*Лилиенберг и др.*, 1997].

Для юго-западного сектора кальдеры и сопряженного с ним закальдерного участка характерно интенсивное развитие обвальных процессов. Здесь на значительном протяжении произошло обрушение наружу громадных фрагментов древних пород уступа, ограничивавшего кальдеру. В результате обнажилась толща пород внутрикальдерного заполнения. В этом же районе располагается знаменитая субвертикальная, так называемая, стена Кюкюртли высотой более 1000 м, представленная, по нашим данным, восточной половиной взорванного ранненеоплейстоценового эруптивного центра с кратером диаметром до 800–900 м. Стенки кратера сложены лавами и лавобрекчиями дацитового состава, содержащими многочисленные, вертикально ориентированные каверны размером (5–15) × (10–30) мм, а в самом кратере расположен субвулканический купол дацитового состава с характерными мегакристами (до 5–10 см по удлинению) санидина, но уже без каверн. Стенки каверн, наблюдаемых в лавах, часто выполнены пиритом, марказитом с редкими чешуйками молибденита и единичными кристалликами (до 0,3 мм) галенита. Последняя порция лав, излившаяся из этого кратера, перекрывает туфовый горизонт. Подошва стратифицированного разреза располагается на абсолютных отметках 3400–3500 м и представлена мощной (сотни метров) толщей плотных лавобрекчий, состоящих из обломков дацитов и риодацитов, сцементированных материалом того же состава. Для пород характерны крупные вкрапленники полевых шпатов, кварца и практически повсеместное присутствие налетов самородной серы [*Короновский*, 1968]. Выше залегают дацитовые туфо- и лавобрекчии (мощностью до 100 м), перекрывающиеся очень мощной (сотни метров) толщей лав дацитового и риодацитового составов, переслаивающихся с лавобрекчиями. Эта часть разреза в свою очередь перекрывается горизонтом мощностью 60–70 м светло-желтых туфов риолитового состава. На высотах около 5000 м разрез перекрыт дацитовыми лавами, образовавшими как бы "лавораздел" для более молодых голоценовых лавовых потоков, которые обтекали стену Кюкюртли с севера и юго-востока [*Короновский*, 1968].

В лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН М.М. Аракелянц на масс-спектрометре МИ-1201 ИГ методом изотопного разбавления с применением трасера ^{38}Ar определен возраст пробы № 53-2/97 внекальдерных игнимбритов р. Чучхур (приблизительно в 17 км к северо-северо-западу от вершины Эльбруса). При расчете возраста использованы константы: $\lambda_K = 0{,}581 \cdot 10^{-10}$ год$^{-1}$, $\lambda_\beta = 4{,}962 \cdot 10^{-10}$ год$^{-1}$, $^{40}K = 0{,}01167$ (ат.%). Определение содержания калия производилось методом пламенной спектрофотометрии. Отбор пробы игнимбритов сопровождался тщательной сортировкой материала, с полным удалением из него всех ксенолитов посторонних пород (палеозойских гранитоидов, допалеозойских слюдяных сланцев и гнейсов, девонских филлитов, известняков, вулканитов). Кроме того, после дробления из материала пробы был удален весь биотит в связи с тем, что имеющийся в этой лаборатории опыт датирования вулканитов Казбека показал, что по биотиту получаются "завышенные" на 60–300% цифры датировок. Объяснение такого феномена требует самостоятельных методических исследований. При датировании валовой пробы № 53-2/97 игнимбритов р. Чучхур была получена цифра 790 ± 70 тыс. лет (навеска 87,08 мг с содержанием K = 2,88 ± 0,04 мас.%; и $^{40}Ar_{рад} = 0{,}158 \pm 0{,}008$ нг/г, при общем количестве воздушного ^{40}Ar в опыте 0,22 нг), которая, вероятнее всего, соответствует времени образования кальдеры.

Значительно более молодой (722 ± 15 – 790 ± 70 тыс. лет) возраст Эльбрусской кальдеры, по сравнению с верхнеплиоценовой (2,8 млн. лет) Чегемской кальдерой [*Lipman et al.*, 1993], косвенно подтверждается и геоморфологическими данными: Эльбрусская кальдера морфологически еще выражена в виде котловины, тогда как Чегемская – уже обращенная положительная форма.

4.3.2. Катастрофические лахары

Анализ геологической, геоморфологической и гляциологической обстановок на вулканической постройке позволил предположить, что независимо от местонахождения эруптивного центра, типа и силы будущих извержений Эльбруса и состава излившихся лав активность вулкана может сопровождаться катастрофическими лахарами и наводнениями, поскольку для их возникновения в пределах вулканической постройки везде имеются благоприятные условия.

В связи с этим в процессе наших исследований было необходимо установить, имели ли место такие лахары в Приэльбрусье в прошлом, по каким долинам рек, берущих начало с вулкана, они распространялись и как далеко по ним проходили. Первоочередными объектами для таких исследований стали наиболее плотно заселенные долины рек Баксана и Кубани (с главными притоками) от их верховьев и до выхода на равнину, что соответствует расстоянию в среднем 100 км. В долине р. Кубани нам пока не удалось выявить следов палеолахаров. В Баксанском же ущелье нами обнаружены отложения нескольких лахаров. Так, в разрезе Былымского гравийно-валунного карьера (рис. 4.18), расположенного в правом борту долины р. Баксан в 55 км к северо-северо-востоку от Эльбруса и в 10 км к северу от г. Тырныауз, вскрыта толща осадков, слагающих 40-метровую террасу р. Баксан шириной до 300–400 м, со слабым наклоном ее поверхности к руслу реки. Отложения лахара (рис. 4.18, *4*, интервал глубин 3,3–8,5 м) несортированные, грубообломочные, с заполнителем, представленным мелко- и грубозернистым, красновато-серым песком вулканогенного происхождения.

Грубообломочный материал обычно угловатый или обитый, но иногда наблюдаются и следы его водной окатки. Характерно, что до 50% обломков пород представлены дацитовыми лавами и лавобрекчиями вулкана Эльбрус. Максимальный размер обломков достигает 2,0 м в поперечнике. Сортировка материала отсутствует, а вся толща слабо уплотнена. Подошва лахаровых отложений обычно очень четкая и относительно ровная.

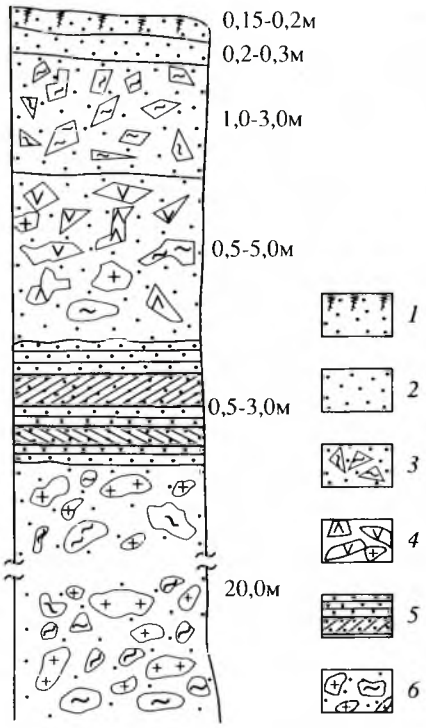


Рис. 4.18. Геологический разрез Былымского карьера (правый борт долины р. Баксан):

1 – супесь коричневая, гумусированная, с очень плотной дерниной; *2* – супесь серовато-желтая, с карбонатными выцветами; *3* – делювий со слабовыраженной слоистостью, наклоненной вниз по склону; обломки – остроугольные с прилегающего склона, редко – окатанные валуны палеозойских гранитов; *4* – несортированные, грубообломочные отложения лахара красно-бурого цвета; грубообломочный материал – лавы, лавобрекчии Эльбруса (до 40–60%), реже палеозойские граниты и гнейсы, заполнитель – мелко- и грубозернистый пылеватый песок красновато-серого цвета; *5* – горизонтально- и косослоистые серые пылеватые пески, от мелко- до среднезернистых. Типичные отложения медленно текущей воды или временного озера; *6* – моренные и флювиогляциальные отложения: хорошо окатанные гальки, валуны и глыбы палеозойских гранитов, гнейсов, редко – вулканических пород Эльбруса, заполнитель – серый, пылевидный от тонко- до грубозернистого песок, иногда встречаются небольшие линзы супесей и суглинков

Возраст моренных и флювиогляциальных отложений, подстилающих образования лахара, оценивается [*Щербакова*, 1973] концом позднего неоплейстоцена, что может стать косвенным основанием для отнесения времени образования лахара к голоцену. Правомерность такого допущения в определенной мере подтверждается петролого-геохимическим сходством [*Богатиков и др.*, 1998в] крупных обломков вулканических пород из отложений палеолахара с породами позднеплейстоценовых и голоценовых [*Масуренков*, 1961; *Короновский*, 1985; *Краевая*, 1985] лавовых потоков, обнажающихся в районе ледников Малый и Большой Азау. Так, для позднеплейстоценовых лавовых потоков дацитового состава и их обломков в отложениях лахара характерны сериально-порфировая структура с гиалиновой, криптокристаллической, реже пилотакситовой основной массой и суммарное количество вкрапленников не ниже 23–34%. Вкрапленники имеют разную размерность и образуют две генерации. Первая генерация представлена широкотаблитчатыми кристаллами плагиоклаза (андезин An_{35-45}) размером 3–4 мм; оплавленными субизометричными выделениями кварца, корродируемого основной массой (иногда по кварцу развивается реакционная каемка, сложенная агрегатом зерен моноклинного пироксена – так называемая "пироксеновая корона"); ромбическим пироксеном (гиперстен); биотитом (опацитизированным в различной степени) и базальтической роговой обманкой. Очень редко наблюдаются выделения сфена. Вторая генерация вкрапленников (размер их не более 0,4–0,6 мм) представлена плагиоклазом (андезин An_{32-38}) и гиперстеном.

Для позднеплейстоценовых дацитов характерны содержания (г/т) Zn 63–73, Pb 19–56, Sb < 500.

Для голоценовых дацитовых лавовых потоков Восточного вершинного кратера Эльбруса и их обломков в отложениях лахара характерны, по сравнению с позднеплейстоценовыми дацитами, вдвое меньшее (12–13%) количество вкрапленников при том же их минеральном составе и структурно-текстурных особенностях и резко повышенные содержания (г/т) тех же рудных элементов: Zn 243–335, Pb 2599–3115, Sb 2000. Среди обломков в отложениях палеолахаров были выявлены петролого-геохимические аналоги как позднеплейстоценовых, так и голоценовых дацитов. Наличие обломков голоценовых вулканитов с типоморфными петро-

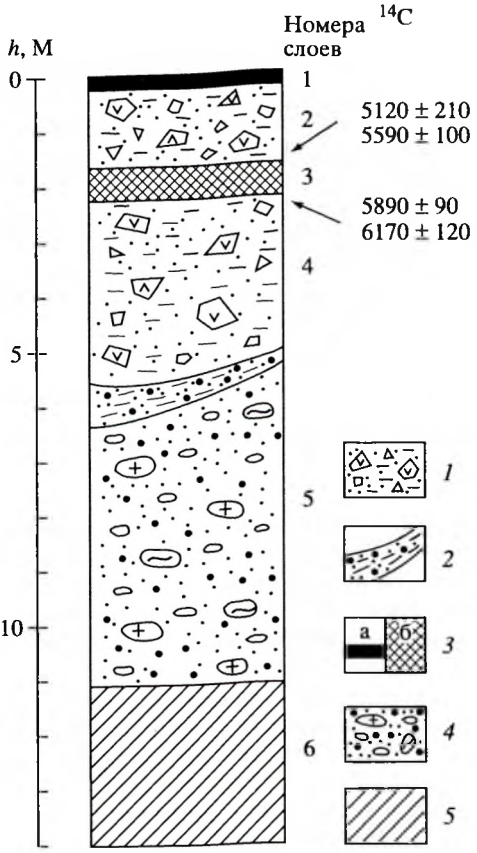


Рис. 4.19. Разрез 35-метровой террасы р. Баксан у 72-го км шоссе Терскол-Баксан:

1, *2* – отложения катастрофических палеолахаров (*1* – грубообломочная фация, *2* – мелкообломочная); *3* – почвы (а – современная, б – погребенная); *4* – флювиогляциальные и аллювиальные отложения; *5* – палеосклон с ближайшего склона долины. Для погребенной почвы слоя 3 указаны даты для его верхней и нижней частей

лого-геохимическими метками позволило допустить для этих лахаровых отложений голоценовый возраст (5–10 тыс. лет).

Сходные (по облику и составу обломочного материала и заполнителя) с вышеописанными лахаровые отложения были обнаружены в 1,5 км севернее Былымского карьера в левом борту долины р. Баксан в 65-метровой террасе. Мощность лахаровых отложений здесь достигает 5–10 м, и они также подстилаются моренными и флювиогляциальными отложениями.

Вопрос о соотношении лахаровых толщ на правом и левом бортах долины р. Баксан пока однозначно не решен и возможны два равнозначных варианта [*Богатиков и др.*, 1998в]. Первый – обе толщи принадлежат одному лахару, и второй – это отложения двух разных лахаров. Радиоуглеродные датировки отложений этих лахаров не удалось провести из-за отсутствия в их основаниях или кровлях погребенных почв, содержащих древние угли или детрит.

Во время полевых работ 1998 г. в правом борту долины р. Баксан, в 72 км к северо-северо-востоку от Эльбруса, у пос. Бедык нами были найдены в едином разрезе (видимой мощностью ~14 м) отложения двух лахаров, разделенные горизонтом погребенной почвы (рис. 4.19).

Не исключено, что этот разрез находится на той же террасе, которая была вскрыта Былымским карьером, но еще на 17 км ниже по течению р. Баксан. Мощность отложений верхнего лахара ~1,5 м, нижнего 3 м. Составы обломочного материала и заполнителя из этих двух лахаров практически идентичны описанным в лахаровых отложениях Былымского карьера [*Богатиков и др.*, 1998в].

Из верхней и нижней частей горизонта погребенной почвы (слой 3, рис. 4.19), расположенного между отложениями этих лахаров, были отобраны пробы на радиоуглеродное (^{14}C) датирование. В лаборатории геохимии изотопов и геохронологии Геологического института РАН Л.Д. Сулержицким и Н.Е. Зарецкой по щелочным вытяжкам из проб были получены четыре датировки (табл. 4.10).

Эти данные позволили определить время начала – 6170 ± 120 ^{14}C л.н. (ГИН-9661$_1$) и конца – 5120 ± 210 ^{14}C л.н. (ГИН-9660$_1$) формирования этого горизонта погребенной почвы. Калиброванный по [*Stuive, Reimer*, 1993] календарный возраст приведенных дат отвечает соответственно примерно 5190 и 3970 гг. до н.э.

Дата окончания формирования погребенной почвы одновременно является и нижней возрастной границей для перекрывающих ее лахаровых отложений слоя 2,

Таблица 4.10

Радиоуглеродные (^{14}C) датировки времени схода лахаров в долине р. Баксан

Объект датирования	Дата ^{14}C л.н.	Лабораторный номер	Материал для датирования
Верхний лахар ("молодой")	5120±210 5590±100	ГИН-9660$_I$ ГИН-9660$_{II}$	Верхняя часть погребенной почвы слоя *3* (рис. 4.19)
Нижний лахар ("старый")	5890±90 6170±120	ГИН-9661$_{II}$ ГИН-9661$_I$	Нижняя часть погребенной почвы слоя *3* (рис. 4.19)

а дата начала формирования этой почвы – верхней возрастной границей нижнего лахара (слой 4).

Так как отложения верхнего лахара залегают непосредственно на погребенной почве, то можно считать, что его возраст близок (точно такой же или немного моложе) ко времени завершения формирования горизонта этой почвы. В связи с этим его возраст принимается нами равным ~5000–5100 ^{14}C л.н. или 3800–4000 гг. до н.э. календарной шкалы по [*Stuiver, Reimer*, 1993]. Возраст нижнего лахара должен быть несколько древнее начала формирования погребенной почвы и, скорее всего, соответствует ~6200 ^{14}C л.н. (5200 до н.э.). Приведенные выше данные подтвердили предварительные представления [*Богатиков и др.*, 1998в] о голоценовом возрасте лахаров в районе Былымского карьера (долина р. Баксан).

Следует отметить, что возраст нижнего лахара практически совпадает с датировкой (6250 ± 150 ^{14}C л.н., или ~5230 г. до н.э.) лавового потока Жыласу в долине р. Малки – продукта одного из сильных извержений вулкана Эльбрус. Не исключено, что это извержение, сопровождавшееся излиянием лав в долины рек Малки и Баксана, и привело к образованию описанного нижнего лахара. Если это так, то извержение было феноменологически многофакторным. С ним ассоциировались, как минимум, мощная эксплозивная деятельность, сопровождавшаяся отложением тефры и горячей пирокластики ударной базисной волны (base surge), излиянием лавовых потоков Жыласу в верховьях р. Малки и их возрастных аналогов в долине р. Баксан; катастрофическими и протяженными лахарами в долине р. Баксан.

Вполне допустимо, что большеобъемный (~1,2 км^3) лавовый поток Жыласу при излиянии на покрытый ледником и снегом конус Восточной вершины вулкана и последующем движении по частично заполненной льдом Эльбрусской кальдере мог стать причиной возникновения еще одного катастрофического лахара, следы которого были обнаружены в нижнем течении р. Малки между селениями Каменномостское и Сармаково [*Богатиков и др.*, 1998в].

4.3.3. Региональные пожары

В дорожной выемке на окраине пос. Терскол (истоки р. Баксан) в погребенной почве был обнаружен древесный уголь, радиоуглеродное датирование которого (проба 13МЭ-97/A_1) показало возраст 410 ± 40 лет.

Приведенные данные фиксируют, скорее всего, время обширного регионального пожара (пожаров), так как близкие возраста были получены по древесным углям в сходной геологической ситуации в других регионах Приэльбрусья.

Причины этих пожаров (излияние лав, выброс раскаленной пирокластики или поджег растительности молниями во время грозы, как это часто бывает при извержениях) пока однозначно не установлены.

4.3.4. Аэральный перенос пеплового материала

Возможность переноса пеплового материала на громадные расстояния при катастрофических извержениях показана в многочисленных работах [*Мелекесцев и др.*, 1984, 2002; и др.]. В пределах вулканической постройки Эльбруса пока откартировано три туфовых горизонта, имеющих площадное распространение. Наличие еще двух горизонтов на абсолютных высотах 4100 и 4700 м требует дополнительного изучения. Следовательно, в истории развития вулкана Эльбрус пока достоверно было, по крайней мере, три (но, возможно, и пять) катастрофических эксплозивных извержений, пирокластический материал которых мог аэрально переноситься на десятки и сотни километров в зависимости от силы взрыва, а также от направления и скорости ветров.

Не исключено, что в связи с прошлыми сильными эксплозивными извержениями вулкана Эльбрус в верхние слои атмосферы могло быть выброшено огромное количество пирокластического материала. О том, что такие извержения, приведшие к образованию кальдеры, имели место в прошлом, свидетельствуют K-Ar датировка (~790 тыс. лет) игнимбритов из бассейна реки Чемарткол и результаты U-Pb SHRIMP цирконометрии (722 и 689 тыс. лет) по цирконам из фьямме игнимбритов, обнажающихся в долинах рек Чемарткол и Кюкюртли. Находка же линзы риодацитового аэрально перенесенного пеплового материала [*Лаврушин и др.*, 1998; и др.] в верхнехазарских отложениях (возраст ~100–120 тыс. лет) на правобережье р. Волги у сел. Владимировка (между городами Волгоградом и Астраханью, см. рис. 4.16, цв. вклейка), в более чем 600 км к северо-востоку от Эльбруса, свидетельствует еще об одном из ранних катастрофических эксплозивных извержений этого вулкана. Для более подробной расшифровки взрывных извержений в районе Эльбрусского вулканического центра нами начато картирование в пределах вулканической постройки туфовых горизонтов и изучение разрезов плейстоценовых и голоценовых отложений в Предкавказье с целью обнаружения в них горизонтов (прослоев), сложенных аэрально перенесенным пепловым материалом.

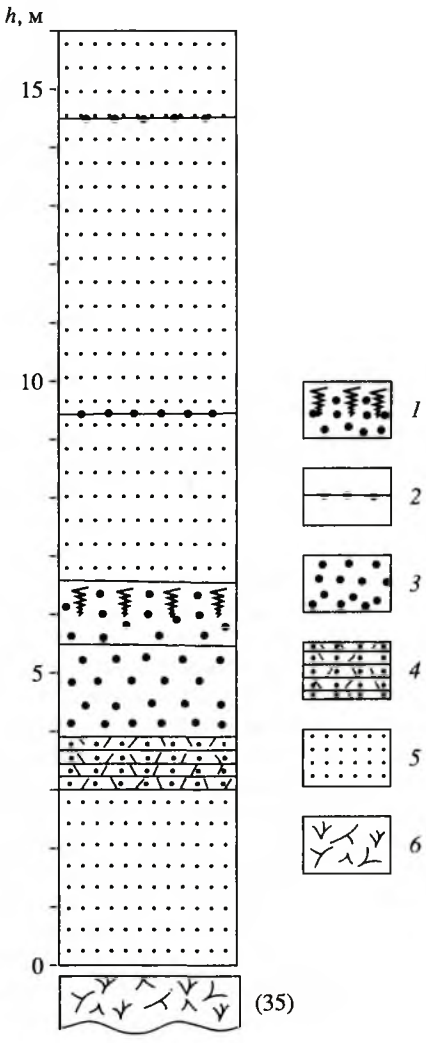


Рис. 4.20. Разрез отложений террасы в правом борту долины р. Кубань у станицы Темижбекской:

1 – супесь светло-коричневая, гумусированная, погребенная почва; *2* – условная граница слоев; *3* – супесь серовато-желтая, с многочисленными выцветами карбонатов; *4* – линза белого вулканического пепла алевропелитовой размерности с примесью мелкозернистого песка, с четко выраженной тонкой субгоризонтальной слоистостью, в средней части горизонта выделяется более темный и грубозернистый пепел; *5* – тонкий серовато-желтый суглинок; *6* – современные песчанистые осыпи (оползни)

Таблица 4.11

Химический (мас.%) и геохимический (г/т) состав аэрально перенесенных пеплов и туфов вулкана Эльбрус

Окислы, элементы	Номер образца					
	71МЭ-98-2	71МЭ-98-3	72МЭ-98-1	20-1/97	59к/97	47/97
	Петрогенные элементы					
SiO_2	70,43	68,49	60,62	69,03	71,07	71,51
TiO_2	0,68	0,73	0,78	0,58	0,50	0,45
Al_2O_3	16,79	16,79	19,36	15,38	14,92	15,13
Fe_2O_3	1,73	1,37	3,47	0,43	0,35	1,41
FeO	1,46	1,98	1,65	1,60	1,81	1,33
MnO	0,06	0,07	0,06	0,03	0,03	0,05
MgO	0,60	0,66	2,95	2,31	0,92	0,80
CaO	2,86	3,02	5,19	2,61	2,39	1,74
Na_2O	3,43	3,38	4,37	3,90	3,82	3,60
K_2O	3,51	3,29	1,37	3,94	4,01	3,87
CO_2	0,1	Не обнар.	0,84	0,04	0,11	Не обнар.
P_2O_5	0,26	0,23	0,18	0,20	0,16	0,11
F	0,09	0,09	0,06	0,08	0,10	0,09
	Редкие элементы					
Ni	23	23	56	15	28	25
Cu	12	12	31	14	13	15
Pb	20	26	36	19	22	20
Zn	60	62	37	62	57	61

Примечание. Проба 71МЭ-98 – линза пепла в террасе р. Кубани у станицы Темижбекской (2 – средняя часть линзы, 3 – нижняя часть); 72МЭ-98-1 – линза пепла в обрыве Отказненского водохранилища; 20-1/97 – туф риолитового состава с розовым кварцем, в истоках р. Бийтик-Тебе; 59к/97 и 47/97 – туфы риолитового состава с розовым кварцем, уроч. "Ирахик-Тюз" в истоках р. Малки.

Пепел дацитового состава был обнаружен в разрезах четвертичных отложений третьей террасы на правом берегу р. Кубани у станицы Темижбекской (~285 км к северо-западу от вулкана Эльбрус) и андезидацитового – в береговых обрывах Отказненского водохранилища (~ в 180 км к северо-северо-востоку от Эльбруса). Однако только в первом случае над пепловым горизонтом была найдена погребенная гумусированная почва, пригодная для радиоуглеродного датирования. Горизонт вулканического пепла обнаружен здесь в средней части 24-метрового обрыва террасы шириной до 50 м (рис. 4.20) на глубине ~11–12 м от современной поверхности и на высоте ~12,5–13,0 м над урезом русла р. Кубани. В верхней части обрыва над пепловым горизонтом вскрываются (сверху вниз): современная почва (мощностью 1–2 м, слой *1*); толща пылеватых песков, супесей и легких суглинков (слои *2*, *3*, *5*) с заключенной между ними погребенной почвой (слой *4*). Под пепловым горизонтом залегает тонкий серовато-желтый легкий суглинок (видимой мощностью 2–3 м). Ниже по разрезу до уреза реки обнажается материал свежего оползня, подрезанного р. Кубанью. Мощность этого пеплового горизонта изменяется от 0,05 до 0,9 м, при вариациях по цвету от белого до ярко-белого. В наиболее мощной части горизонт

разделен на три прослоя, причем средний из них более темный и грубый по сравнению с нижним и верхним. Результаты проведенного нами гранулометрического анализа показали, что в составе тефры преобладает материал алевропелитовой размерности (85–93%) с примесью мелкозернистого песка (7–10%) и очень небольшим количеством среднезернистого песка (до 1%). Важно отметить, что в нижнем прослое имеются округлые аккреционные лапилли диаметром до 1,5 см. Результаты минералогического анализа фракции 0,1–0,071 мм показали, что частички пепла представлены преимущественно водянисто-прозрачным, бесцветным, пористым с большим количеством газовых пузырьков вулканическим стеклом (86–92%), биотитом (4–6%), плагиоклазом (до 4%), кварцем (2–3%) при крайне незначительных содержаниях амфибола, апатита и магнетита.

Из приведенных данных (табл. 4.11) видно, что аэрально перенесенные пеплы из районов станицы Темижбекской по химическому составу и геохимическим особенностям близки к туфам риолитового состава вулкана Эльбрус, а Отказненского водохранилища – к переотложенной водотоками тефре вулкана Казбек.

В Геологическом институте РАН Л.Д. Сулержицким и Н.Е. Зарецкой по погребенной почве, залегающей на пепловом горизонте в районе станицы Темижбекской, была получена ^{14}C дата 17400 ± 1000 л.н. (ГИН-9662). Календарный возраст образования этой почвы, калиброванный по [*Stuiver, Reimer*, 1993], близок к 21 000 л.н., а рассчитанный по скорости осадконакопления в разрезе (обн. 71МЭ-98) возраст самой тефры оценен примерно в 22 000 лет. Последняя цифра хорошо согласуется с тем, что пирокластика одного из взрывных извержений (обнажение 4МЭ-97, р. Бийтик-Тебе, у верхних минеральных источников западной границы кальдеры) залегает непосредственно на отложениях морены позднеплейстоценового оледенения, возраст которого по [*Котляков, Лориус*, 1992; *Котляков*, 1997] находится в интервале 27 000–14 000 лет.

4.3.5. Образование подпруженных озер

В истоках р. Малки, на трех различных гипсометрических уровнях были обнаружены и закартированы практически горизонтальные площадки, сложенные отложениями, характерными для подпруженных горных озер (см. рис. 4.11, цв. вклейка). Во всех трех случаях озерные отложения представлены перемытым вулканическим материалом, в основном псаммитовой размерности с редкими линзовидными горизонтами псефитовой размерности. Так, в низовьях р. Кызылкол озерными отложениями мощностью до 10 м сложена ровная поверхность (размером 1,5 × 0,5 км с абсолютной отметкой 2530 м), ограниченная с юга позднеплейстоценовым Кызылкольским лавовым потоком и прорезанная руслом современной р. Кызылкол. Образовалось это подпруженное озеро в результате перекрытия прадолины р. Кызылкол голоценовым лавовым потоком Жалысу. Судя по ^{14}C возрасту этого потока (6250 ± 50 тыс. лет) подпруженное озеро образовалось в раннем голоцене. При прорыве водой озера этой природной плотины (в месте прорыва сейчас расположен водопад Султан), вниз по каньонообразной долине р. Малки прошел вал воды высотой (по нашим расчетам) в несколько десятков метров, сметая все на своем пути.

Аналогичные по составу озерные отложения, слагающие горизонтальные поверхности, фиксируют наличие палеоозер в районах урочищ Берджалысу (мощность отложений до 7–8 м, абсолютная отметка 2600 м, размер 1,6 × 1,7 км) и Ирахик-Тюз (мощность отложений до 3 м, абсолютная отметка 2760 м, размер 1,2 × 0,6 км). Образовались эти палеоозера, так же как и вышеописанное, в результате перекрытия уже более молодыми позднеголоценовыми лавовыми потоками долин довольно полноводных истоков р. Малки с последующими прорывами водой этих плотин и соответствующими катастрофическими последствиями (быстрым сходом валов воды вниз по долине).

4.3.6. Катастрофический каменно-ледовый обвал и быстрая подвижка ледника Кюкюртли на вулкане Эльбрус в I–II вв. н.э.

В результате совместных (ИГЕМ, ГИН и ИФЗ РАН, ИВГиГ ДВО РАН, Геологический факультет МГУ, Геологическая служба США) работ [*Богатиков и др.*, 1998а, 1998б, 1998в, 1998г, 1999, 2001] установлено, что при возможных извержениях потенциально активного вулкана Эльбрус наибольшая опасность для населения и хозяйственных объектов может исходить от катастрофических и протяженных лахаров [*Богатиков и др.*, 1998г] и наводнений. Исключительно благоприятные предпосылки для их возникновения обусловлены тем, что очень высокий (5642,7 и 5621 м) двухвершинный вулкан Эльбрус и гигантская Эльбрусская кальдера [*Богатиков и др.*, 1998в] были в прошлом и остаются в настоящее время крупнейшим на Кавказе центром оледенения с суммарной площадью современных ледников 139 км^2 и объемом льда ~6 км^3 [*Оледенение Эльбруса*, 1968]. Однако роль ледников как источников опасности этим здесь не ограничивалась. Так, в долинах р. Уллухурзук и правого истока р. Кубань (р. Уллукам) нами сначала при дешифрировании аэрофотоснимков были обнаружены, а в ходе дальнейших полевых исследований детально изучены специфические формы рельефа, предварительно диагностированные как следы недавних крупных каменно-ледовых обвалов и быстрых подвижек ледников Кюкюртли и Уллукам, расположенных в западном и юго-западном секторах подножия вулканической постройки Эльбруса (рис. 4.21).

Эти ледники начинаются от обширной ледовой "шапки", которая покрывает Западную и Восточную вершины Эльбруса и большую часть Эльбрусской кальдеры [*Богатиков и др.*, 1998в]. Ледник Кюкюртли расположен в верховьях долины р. Уллухурзук. Его длина, если считать от Западной вершины Эльбруса, достигает 7,5 км, а конец (язык) находится на абсолютной отметке ~2800 м. Ледник Уллукам длиной ~6 км заканчивается в долине правого истока р. Кубань на отметке ~3050 м. Характерная особенность ложа обоих ледников в областях их питания – наличие крутых, до вертикальных, стенок высотой 500–1000 м, где тела ледников, разбитые частыми глубокими трещинами, резко уменьшаются в мощности и как бы висят или вообще оказываются разорванными. В последнем случае стенки из коренных пород увенчиваются 100–200-метровой толщей льда.

В верховьях долины р. Уллухурзук с обвалами и подвижками ледника Кюкюртли связаны фрагменты мелкохолмистой равнины на обоих бортах долины реки. Сейчас эта равнина прорезана и частично размыта при формировании современных пойменных уровней. Высота эрозионных обрывов достигает 15–20 м. До размыва равнина занимала все дно долины между абсолютными отметками, по крайней мере от 2700 до 2400 м. Самый нижний из сохранившихся участков равнины находился (аэрофотосъемка 1957 г.) примерно в 4,5 км от конца (языка) ледника Кюкюртли. Холмы и холмики большей частью задернованы, крутосклонные. Относительная высота их вершин над поверхностью равнины в среднем 2–3 м, а до 5–10 м поднимаются лишь почти лишенные почвенного покрова многочисленные "скалы" – верхушки гигантских (до 10–15 м) снаружи буро-коричневых блоков туфобрекчий, нижние части которых погружены в уплотненную грубообломочную толщу, слагающую холмистую равнину. Вымытые из нее крупные блоки туфобрекчий встречаются на пойме и в русле р. Уллухурзук. Грубый (от гравия до глыб) материал в туфобрекчиях совершенно неокатанный, угловатый и представлен обломками темно-серых дацитов с большим количеством крупных кристаллов плагиоклаза молочно-белого цвета. Заполнитель – несортированная смесь разнозернистого песка и алевропелита. Общий цвет толщи темно-серый и буровато-красно-серый. По нашим данным, блоки туфобрекчий "вырваны" из субвертикальной стенки в области пита-

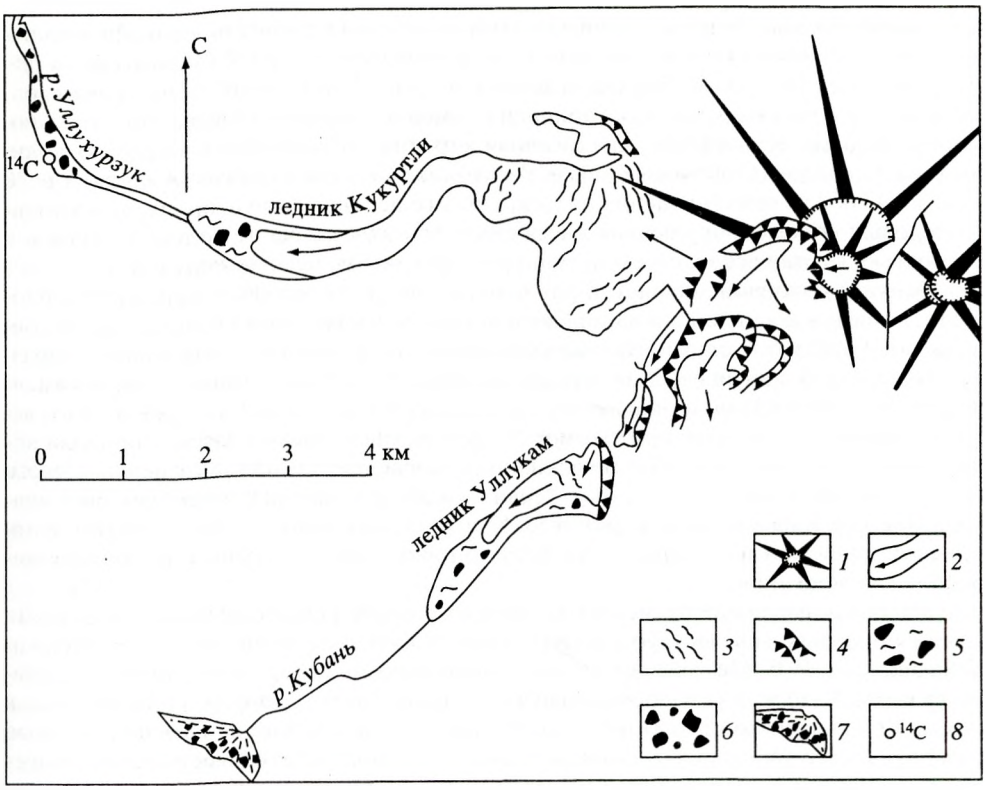


Рис. 4.21. Катастрофический каменно-ледовый обвал в районе ледника Кюкюртли:

1 – вулканические постройки и их кратеры; *2* – ледники (стрелки показывают направление их движения); *3* – ледопады; *4* – субвертикальные коренные стенки; *5* – молодые (предположительно середины XIX в.) морены; *6* – фрагменты мелкохолмистой обвальной равнины I–II вв. н.э.; *7* – позднеголоценовый гляциально-селевый конус выноса в верховьях правого истока р. Кубань; *8* – место отбора образца на ^{14}С датирование

ния ледника Кюкюртли в интервале высот от 4200–4900 м и были перемещены оттуда на расстояние более 10 км.

Между основаниями уступов коренных бортов долины и боковыми краями холмистой равнины местами видны следы старых береговых линий подпрудных озер. Судя по их высоте, первоначальная глубина озер была до нескольких десятков метров. Затем уровень воды в них снизился примерно до уровня поверхности холмистой равнины, а на дне стал накапливаться торф, мощность которого сейчас достигает 50–60 см.

Из подошвы торфяника (нижние 5–6 см) был взят образец на ^{14}С датирование. Получена дата его образования (проба ГИН-11983)-1750 ± 30 ^{14}С л.н. и определен по [*Stuiver et al.*, 1993] календарный возраст – примерно 290 г. Формирование же торфяника с учетом скорости его роста началось в 200–250 гг. Обращает внимание хорошее совпадение датировки низа торфяника с датировкой почвенного горизонта (ГИН-9307, 1770 ± 60 ^{14}С л.н., календарный – 290 г.) над тефрой последнего пока из датированных извержений вулкана Эльбрус в начале нашей эры [*Богатиков и др.*, 1998б].

Какая-либо ориентировка холмов и "скал" на поверхности равнины отсутствует, что не позволяет отнести последнюю к моренным образованиям ледника Кюкюртли с характерными для них дугообразными грядами и четко выраженными бо-

ковыми моренами. Не похожа описываемая холмистая равнина по рельефу поверхности и на типичные обвальные формы вулканических областей [*Мелекесцев и др.*, 1970; *Краевая*, 1977]. Поэтому было высказано предположение об образовании холмистой равнины в результате комбинации каменно-ледового обвала и быстрой подвижки ледника Кюкюртли. Аналогичная картина наблюдалась в верховьях долины реки Геналдон (Северный Кавказ, Республика Северная Осетия–Алания), где 20 сентября 2002 г., при обрушении пульсирующего ледника Колка, произошел каменно-ледовый обвал и обрушенная масса стала двигаться вниз по долине с огромной скоростью, сметая все на своем пути и приведя к человеческим жертвам.

Остатки подобной холмистой равнины, но не столь четкие и меньшие по площади, имеются и на дне долины правого истока р. Кубань ниже современного конца (языка) ледника Уллукам. Возможная причина – узость (местами каньонообразное ущелье) и большая глубина отрезка долины, по которому главная масса каменно-ледового материала, по-видимому, пронеслась и отложилась у слияния этого истока Кубани с его правым притоком р. Уллузень, сформировав здесь обширный конус выноса (см. рис. 4.21). Над поверхностью последнего выступают верхние части громадных (видимая часть до 5–6 м) "скал" – блоков дацитовых туфобрекчий с вулкана Эльбрус и палеозойских гранитов. К сожалению, возраст этого события нами пока не определен из-за отсутствия погребенных почв, пригодных для радиоуглеродного датирования.

Для более надежной идентификации описываемой равнины с предполагаемыми аналогичными по генезису формами рельефа и проверки правильности предложенной гипотезы, И.В. Мелекесцев провел дешифрирование аэрофотоснимков на район вулкана Казбек и расположенную к северу от него долину р. Геналдон, где в сходной с эльбрусской геолого-геоморфологической обстановке каменно-ледовые обвалы и быстрые подвижки ледников случались неоднократно в историческое время [*Рототаев и др.*, 1983; *Штебер*, 1903; и др.]. Наиболее катастрофичные из них зафиксированы в долине р. Геналдон в 1834, 1902, 1969 и 2002 гг. Здесь находятся ледники Колка и Майли площадью 2,47 и 6,81 км^2 [*Рототаев и др.*, 1983], сходные по размерам, морфологии и особенностям питания с ледниками Кюкюртли и Уллукам вулкана Эльбрус.

При дешифрировании аэрофотоснимков 1958 и 1960 гг. установлено, что следы событий 1834 и 1902 гг. до сих пор хорошо выражены в рельефе. Это прежде всего скульптурно-абразивные формы в виде продольных борозд и рытвин на склонах долины р. Геналдон на высоте до 100–140 м над урезом ее современного русла, а также аккумулятивные образования: вытянутые вниз по течению реки, полосы (примазки) грубообломочного материала на склонах долины, а на ее дне – участки мелкохолмистых равнин с большим количеством глыб и громадных блоков коренных пород на их поверхности. Самые обширные участки равнин расположены напротив сел. Тменикау и особенно перед входом в ущелье, прорезающее Скалистый хребет. На аэрофотоснимках участки мелкохолмистых равнин в долинах р. Уллухурзук (подножье Эльбруса) и р. Геналдон выглядят практически одинаково, что, скорее всего, указывает и на их сходный генезис.

Как это происходило в 1902 г., прекрасно описал Э.А. Штебер [1903], побывавший в долине р. Геналдон через месяц после катастрофы. Реконструируя происшедшие события, по данным своих исследований и свидетельствам местных жителей, он нарисовал следующую картину катастрофы: 3 июля послышались раскаты обвалов и с гор по долине пронесся сильнейший ураган, насыщенный пылью и кусочками льда, затем из ущелья Колка с неимоверным шумом вырвалась черная масса камней и льда, которая за 5 или 8 минут прошла более 7 км; 6 июля второй обвал прошел по первому и спустился еще на 0,5 км ниже. Остановившаяся насыщенная обломочным материалом ледяная масса имела вид "настоящего ледника, только без боковых морен". По оценке Э.А. Штебера, объем ее был равен ~54 млн м^3. Вес наибо-

лее крупных перенесенных глыб достигал 32–48 т. По другим данным, за пределы исходных границ ледника Колка было перемещено 74,5 млн м^3 и даже 100–110 млн м^3 [*Рототаев и др.*, 1983] льда и обломочного материала. Главной причиной катастрофы Э.А. Штебер считал обрушение висячих ледников, коренное ложе которых имело крутизну 40–60°. С высоты более 4500 м ледово-каменные массы свалились на лежащий на отметках 3300–3000 м ледник Колка и привели его в движение.

В 20-х годах XX в. насыщенная огромным количеством разноразмерных обломков пород каменно-ледовая масса 1902 г. в долине р. Геналдон растаяла [*Рототаев и др.*, 1983], а вытаявший несортированный обломочный материал сформировал мелкохолмистую равнину, аналогичную таковой в долине р. Уллухурзук.

Более страшная по своим последствиям катастрофа 20 сентября 2002 г., широко освещенная в средствах массовой информации, продемонстрировала, как возникают подпрудные озера. Процесс обрушения льда начался в 20 ч 08 мин – 20 ч 09 мин московского времени и продолжался, судя по длительности зарегистрированных сигналов, 3–4 мин. Именно тогда висячий ледник (или ледники) сорвался с крутой северо-восточной стенки горы Джимара (4780,1 м) с высоты ~4300 м и, пролетев по воздуху ~1100 м, упал на ледник Колка, заставив его двигаться. Лед вместе с захваченным как на этой стенке, так и по пути, обломочным материалом пронесся со скоростью до ~150 км/час вниз по долине р. Геналдон, выворачивая гигантские камни и деревья, а местами глубоко срезая борта долины. Впереди каменно-ледовой массы летел сильнейший воздушный вихрь. Переместившаяся от места обвала на 19 км смесь льда и обломков горных пород объемом ~150 млн м^3 остановилась на высоте ~1200 м перед входом в ущелье, прорезанным р. Геналдон в Скалистом хребте. Еще ниже (за туннелем) прошел гляциальный сель. Каменно-ледовое образование мощностью до 100 м вытянулось в виде полосы вдоль долины р. Геналдон на расстояние более 4 км, подпрудив боковые водотоки, что привело к возникновению вдоль обоих бортов долины глубоких озер. Следы именно таких озер и были обнаружены нами в долине р. Уллухурзук.

Причины обвалов висячих ледников в 1902 и 2002 гг. пока однозначно не установлены. Л.А. Варданянц [1932] считал, что обвалы ледников и катастрофические последствия были обусловлены неотектоническими подвижками, возникшими при "выжимании" субширотного блока, сложенного двумя антиклиналями с синклиналью между ними, и ограниченного с севера и юга зонами разломов. Большинство исследователей предполагает, что, вероятнее всего, они вызывались аномальными метеоусловиями: необычно высокими температурами лета, обилием осадков, сильными ливнями. В принципе, то же самое можно допустить и для ледника Кюкюртли на Эльбрусе в начале нашей эры. Однако нельзя исключить и другие эндогенные причины, благоприятствующие таким обвалам. Например, сильные местные вулканические землетрясения в период подготовки и в ходе извержения, подъем и деформации привершинных частей вулкана при движении к поверхности вязкой дацитовой магмы. Тем более, что примерно к этому времени относится и датированное нами извержение Эльбруса [*Богатиков и др.*, 1998б]. Кроме того, в случае возможного возобновления вулканической активности в пределах Казбекского вулканического центра, сопровождавшейся подъемом раскаленной магмы вверх к дневной поверхности, должен увеличиться геотермический градиент в районе вулканической постройки, а породы, слагающие в том числе и ложе обрушившегося ледника, должны были прогреться на несколько градусов, вызвав таяние в основании ледника. Этот эффект мог сыграть роль своеобразной "смазки" и в сочетании с гипотетическим сейсмическим толчком небольшой магнитуды, явиться причиной начала скольжения ледника вниз по склону.

Суммируя приведенный выше материал, логично заключить, что катастрофические обвалы и быстрые подвижки ледников могут происходить на вулкане Эль-

брус и в дальнейшем. В случае же его извержений не исключена их комбинация с мощными лахарами. Чтобы минимизировать количество жертв и возможный ущерб от этих и других катастрофических событий в Приэльбрусье и в Горной Осетии (Республика Северная Осетия–Алания), необходимо как можно скорее наладить постоянный комплексный мониторинг потенциально активных вулканов Эльбрус и Казбек.

4.3.7. Древние землетрясения, сейсмодислокациии и их связь с периодами вулканической активности в районе Эльбрусского вулканического центра

Как отмечалось выше, неоднократные извержения вулкана Эльбрус происходили в позднем плейстоцене и голоцене. Определение их возраста с помощью разных методов показало, что они были ~39, ~28, ~23, ~22, ~7.2, ~6,2–5,8, ~5,2, ~4,0, ~2,9, ~2,6 тыс. лет назад и в I–II веках н.э [*Богатиков и др.*, 2003; *Рогожин и др.*, 2001; *Катастрофические процессы. Т. 1. Вулканизм*, 2002]. При этом происходили излияния лавовых потоков, выбросы газовых и палящих туч, возникали пепловые облака с дальним разносом вулканического материала, наводнения, горячие лахары (сели) и образовывались запрудные озера.

Результаты оценки сейсмической опасности для Кавказского региона, проведенной на базе кластерного анализа комплекса геолого-геофизических и сейсмологических данных, показали, что в районе Эльбруса имеется потенциальный очаг землетрясения с прогнозируемой максимальной магнитудой ожидаемых землетрясений 7.2 [*Рогожин*, 2002]. Этот потенциальный сейсмический очаг за инструментальный и исторический периоды наблюдений проявил себя крайне вяло. По сути, в районе Эльбруса наблюдается обширная зона сейсмического затишья, в пределах которой сейчас практически не фиксируются ни слабые, ни умеренные по силе толчки, не говоря уже о сильных сейсмических событиях. В то же время собранные разными авторами данные о палеосейсмодислокациях свидетельствуют о том, что в прошлом здесь были сильнейшие землетрясения [*Богатиков и др.*, 2003; *Рогожин и др.*, 2001; *Катастрофические процессы. Т. 1. Вулканизм*, 2002; *Никонов*, 1991]. В связи с изложенными выше данными нам представлялось актуальным исследование соотношения сейсмических и вулканических событий в пределах Эльбрусского вулканического центра. Важно было выяснить, сопровождают они друг друга или же не связаны по времени проявления.

В 2002 г. были проведены целенаправленные полевые исследования, задачей которых явилось геолого-геоморфологическое изучение района Приэльбрусья с целью поисков следов древних, неизвестных сильных землетрясений – палеосейсмодислокаций [*Солоненко*, 1973] с отбором образцов для определения времени их возникновения. Датирование образцов радиоуглеродным методом (^{14}C) выполнялось в лаборатории Института географии РАН группой О.А. Чичаговой. Полученные возрастные оценки позволили сопоставить периоды возникновения сильных землетрясений с уже известными периодами вулканических извержений.

На этом этапе исследований полевое изучение окрестностей вулкана, проводилось в бассейнах рек Баксан, Малки, Кубань, с притоками Уллукам, Уллу-Хурзук, Бийтик-Тебе. В результате проведенных работ были выявлены палеосейсмодислокации древних сильных землетрясений как первичного, сейсмотектонического, так и вторичного, сейсмогравитационного и вибрационного генезиса (рис. 4.22).

К первичным дислокациям относится эшелонированная система палеосейсморазрывов меридиональной, транскавказской ориентировки, осложняющих борта и поверхность небольшой плоской грабенообразной котловины урочища "Аэродром", расположенной на северо-восточном склоне вулканической постройки

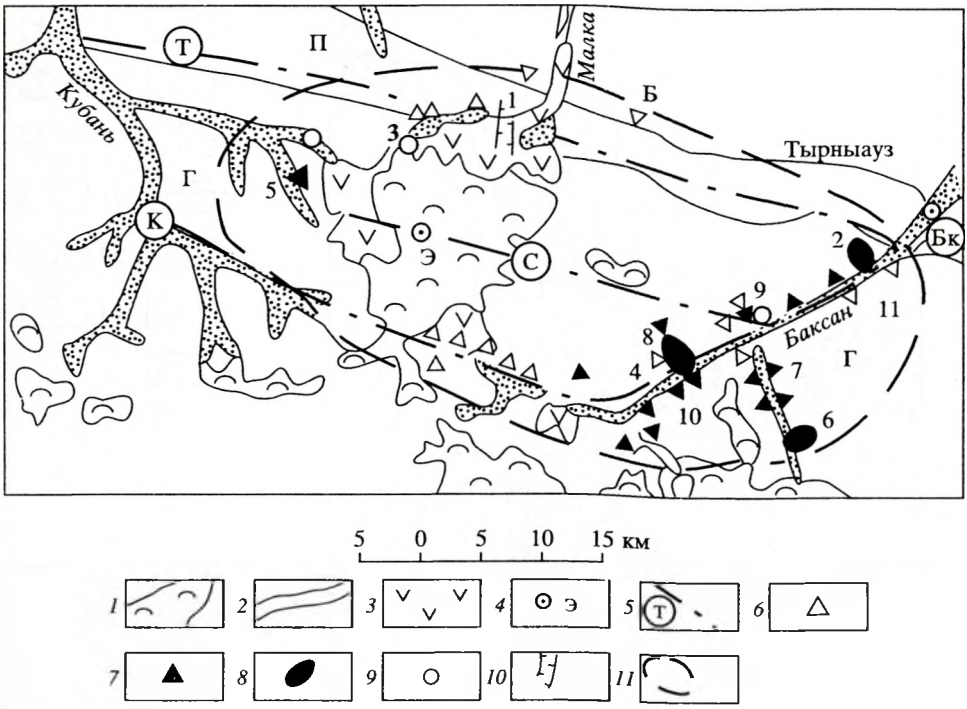


Рис. 4.22. Палеосейсмодислокации в районе Приэльбрусья:

1 – ледники, *2* – долины рек, *3* – молодые вулканиты, *4* – вершина Эльбруса, *5* – новейшие разломы Сылтранский (С), Баксанский (Бк), Пшекиш-Тырныаузский (Т), Верхнекубанский (К), *6–9* – вторичные палеосейсмодислокации (*6* – оползни, *7* – обвалы, *8* – каменные лавины, *9* – нептунические дайки), *10* – первичные палеосейсмодислокации (сейсморазрывы), *11* – ареал распространения разновозрастных палеосейсмодислокаций. Тектонические зоны Главного хребта (Г), Передового хребта (П), Бечасынская (Б). Цифрами на рисунке обозначены объекты (точки), упомянутые в тексте

(рис. 4.22, точка 1). Общая протяженность системы сейсморазрывов здесь превышает 5 км, а длина отдельных разрывов составляет 800–1000 м. Разрывы характеризуются сбросо-левосдвиговой кинематикой, нарушают коренные породы палеозойского блока в пересекаемой ими зоне Пшекиш-Тырныаузского разлома, а также перекрытую мореной поверхность позднеплейстоценового Кызылкольского дацитового лавового потока, образуя ступени в рельефе хребтов и по обрамлению котловины "Аэродрома". Разрывы на поверхности "Аэродрома" сопровождаются на всем протяжении узкими линейными карманами аномально мощной палеопочвы (толщиной около 1 м при нормальной мощности современной почвы 5–15 см), содержащей в подошве угловатые обломки дацитов, слагающих в коренном залегании относительно приподнятое западное крыло. Амплитуда вертикального (сбросового) сейсмогенного смещения по этой системе разрывов может превышать 1,0–1,5 м. Импульсная подвижка, по данным радиоуглеродного датирования нижнего горизонта палеопочвы из приразломного кармана, могла произойти несколько ранее 2280 ± 90 лет (проба ИГАН 2592).

Ко вторичным палеосейсмодислокациям относятся многочисленные оползни рыхлых склоновых отложений; блок-оползни коренных пород, обнаруженные повсеместно в пределах Эльбрусской кальдеры и на склонах вулканической постройки, а также и в долинах левых и правых притоков Баксана, истоках рек Малки и Кубани; тела древних обвалов горных масс и каменных лавин в долинах рек Баксан (рис. 4.23), Ирик, Юсеньги и Адырсу; нептунические дайки в толщах рыхлых аллю-

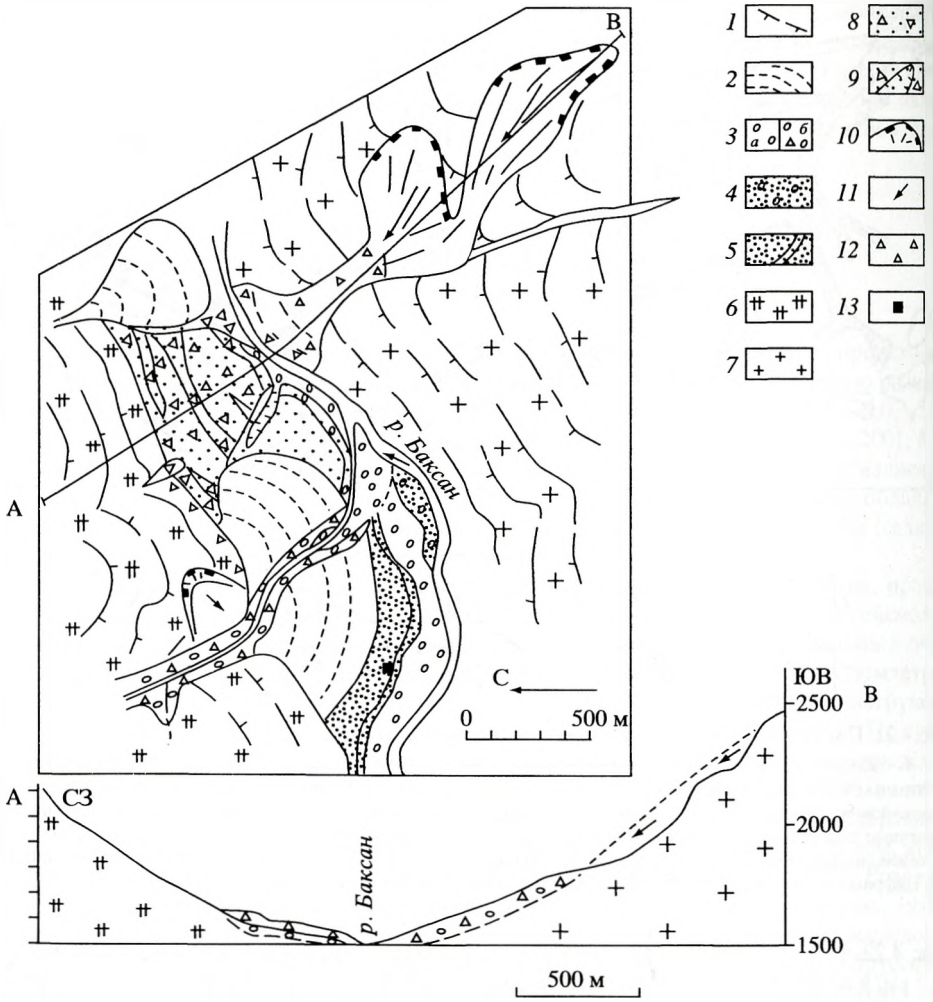


Рис. 4.23. План и разрез района каменной лавины, образовавшей "Вал Тюбеле" на левом берегу р. Баксан (на рис. 4.22 точка 8):

1 – условные горизонтали на склонах; *2* – условные горизонтали на конусах выноса; *3* – аллювиальные (а) и аллювиально-пролювиальные (б) отложения позднего плейстоцена; *4* – аллювиальные отложения голоцена; *5* – озерные отложения; *6, 7* – гранитоиды разных формаций; *8* – коллювиальные образования каменной лавины "Вала Тюбеле"; *9* – линейные понижения в теле "Вала Тюбеле"; *10* – цирки отрыва каменной лавины; *11* – направление обрушения каменной лавины; *12* – коллювиальные образования каменной лавины "Вала Тюбеле" на разрезе; *13* – место отбора образца древесного угля на датирование по методу ^{14}C; А–В – линия разреза

виальных, озерных песков и в горизонте лахара. Объем отдельных сейсмогравитационных склоновых образований достигает 15–17 млн м^3. Наиболее крупные из них в прошлом полностью перекрывали долины Баксана и его притоков (рек Адырсу, Адылсу, Кыртык, Ирик, Юсеньги), в связи с чем возникли и существовали некоторое время впоследствии прорвавшиеся и спущенные запрудные озера. Осадки этих озер сохранились на поверхности плейстоценовых аллювиальных террас (рис. 4.23).

Гирлянды блок-оползней на склонах долины Баксана, имеющих крутизну 30–40°, возникли в древности в условиях одноактной импульсной подвижки и в дальнейшем уже не смещались и как бы "повисли" на склонах. Это также свидетельст-

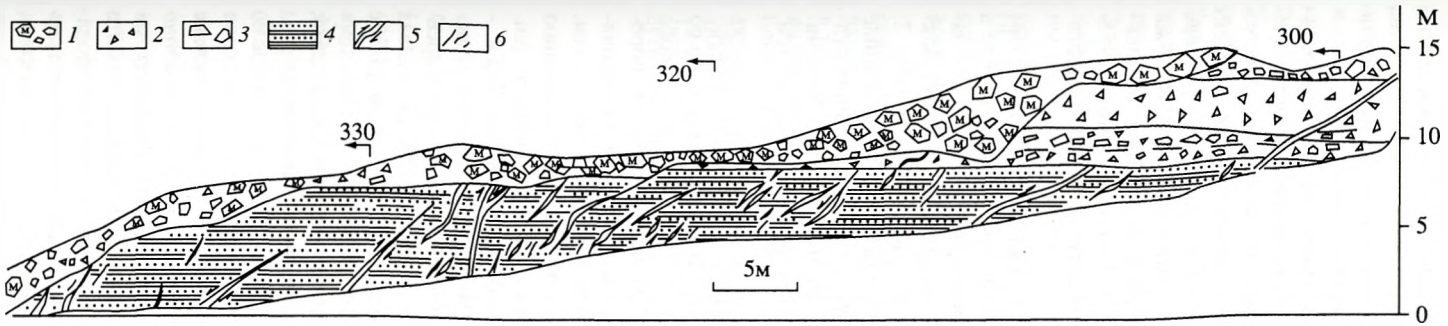


Рис. 4.24. Нептунические дайки в толщах рыхлых аллювиальных и озерных песков, а также в горизонте лахара на северном склоне Эльбруса у окончания ледника Уллучиран (на рис. 4.22 точка 3):

1 – морена; *2–3* – отложения лахара: *2* – мелкообломочные, *3* – крупноглыбовые; *4* – флювио-гляциальные слоистые пески и гравий; *5* – крупные нептунические дайки в трещинах и направление смещения слоев по трещинам; *6* – нептунические дайки в тонких трещинах

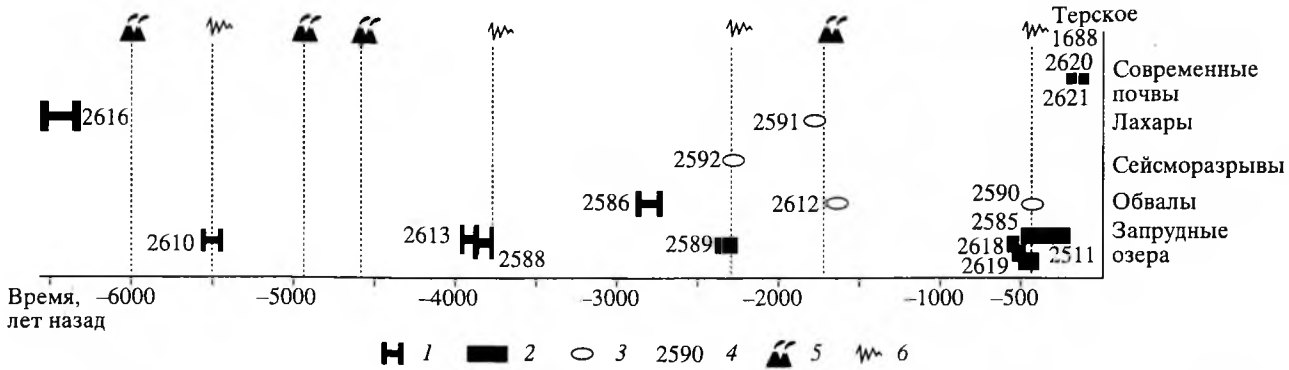


Рис. 4.25. График проявлений разных типов палеосейсмодислокаций во времени и вулканической активности в голоцене:

1–2 – ^{14}C-датировки радиоуглеродной лаборатории Института географии РАН (нижняя (*1*) и верхняя (*2*) возрастная граница сейсмического события); *3* – возраст дислокаций, возникших в момент землетрясения; *4* – номера проб на радиоуглеродный анализ; *5* – временные рамки цикла вулканической активности по [*Богатиков и др.*, 2003; *Рогожин и др.*, 2001; *Катастрофические...*, Т. 1, 2002]; *6* – момент землетрясения

вует в пользу сейсмогенной природы гравитационных нарушений. Нептунические дайки (рис. 4.24), выявленные в толщах четвертичных рыхлых отложений, свидетельствуют о протрузионном внедрении разжиженного песка в вышележащие толщи под действием сжимающего импульса при прохождении сейсмической волны. Такие явления широко распространены в эпицентральных зонах современных сильных землетрясений в пределах изосейст 8-го и более высоких баллов.

Анализ приведенных выше данных показал, что разные виды дислокаций рельефа (активные разрывы, обвалы и каменные лавины, запрудные озера, нептунические дайки) возникали довольно часто в процессе голоценового развития Эльбрусского вулканического центра, включающего Эльбрусскую кальдеру и ее ближайшее окружение. Причем в разных ее частях они происходили несколько раз как практически одновременно, так и в короткие периоды времени (рис. 4.25). В то же время на протяжении длительных периодов времени никакие деформации, по-видимому, не образовывались. Эти короткие периоды формирования нарушений разреза молодых отложений и рельефа с большой долей вероятности можно отождествлять с моментами сильных землетрясений.

Такие периоды сейсмической активизации согласно палеосейсмогеологическим данным намечаются примерно 5500, 3800, 2300 и 300–400 л.н. (рис. 4.25). Первое в этом ряду сейсмическое событие вызвало образование обширного, глубокого запрудного озера, залившего палеопочву на высоких, 40–50-метровых террасах Баксана в приустьевой части притока Кылдыбашсу (см. рис. 4.22, точка 2; 5510 ± 40 л.н. – проба ИГАН 2610), а также, вероятно, породило многочисленные нептунические дайки, наблюдающиеся в слоистой толще флювиогляциальных вулканомиктовых песков на северном склоне Эльбруса у окончания ледника Уллучиран (см. рис. 4.24) и в песчаных линзах аллювиальных террас в устье р. Кыртык (см. рис. 4.22, точки 3 и 9 соответственно).

Второе землетрясение сопровождалось возникновением двух запрудных озер в долине р. Баксан: в районе современного пос. Эльбрус (рис. 4.22, точки 4, 11) и ниже по течению, в районе г. Тырныауз (см. рис. 4.22, точка 2; 3870 ± 90 л.н. – проба ИГАН 2613, 3840 ± 50 л.н. – проба ИГАН 2588). Третье сейсмическое событие породило меридионально ориентированный сейсморазрыв на плоской поверхности урочища "Аэродром" на северо-восточном склоне вулканической постройки Эльбруса (см. рис. 4.22; точка 1; 2280 ± 90 лет – проба ИГАН 2592) и способствовало образованию обвалов: в нижнем течении р. Адырсу (см. рис. 4.22, точка 7), "вала Тюбеле" (см. рис. 4.22, точка 8) и в истоках р. Бейтик-Тебе (см. рис. 4.22, точка 5); 2320 ± 70 л.н. – проба ИГАН 2589 и 2520 ± 60 л.н., где конус выноса обвального происхождения (перемещено до $3{,}5 \cdot 10^6$ м^3 горной породы) перекрыл горизонт погребенной почвы с древними углями (проба ГИН 9114). Наконец, четвертый сейсмический толчок вызвал крупные обвалы в верховьях рек Адырсу (см. рис. 4.22, точка 6), Юсеньги, в долине р. Баксан к востоку от поселка Эльбрус (см. рис. 4.22, точки 4, 10; 490 ± 30 лет – проба ИГАН 2611; 430 ± 60 лет – проба ИГАН 2619; 340 ± 150 лет – проба ИГАН 2585; 530 ± 30 л.н. – проба ИГАН 2618), которые послужили причиной возникновения ряда запрудных озер (в районе современного пос. Эльбрус, в верховьях р. Адырсу, выше по долине реки Баксан от г. Тырныауз; см. рис. 4.22, точки 2, 4, 6, 11).

Имеются исторические сведения о сильном землетрясении на северном склоне Большого Кавказа, происшедшем в 1688 г. ± 1 год, т.е. более 300 л.н. [*Новый каталог сильных землетрясений*..., 1977]. Это землетрясение имеет имя Терского, характеризуется координатами 43,7° ± 1° с.ш. и 44,7° ± 1° в.д., магнитудой 5,3 ± 0,7 и интенсивностью 7 ± 1 баллов. При этом землетрясении в Терской области наблюдались разрушения строений. Вероятно, именно это землетрясение породило указанные молодые сейсмодислокации в долинах рек Баксан и Адырсу, координаты которых крайне близки к указанным в каталоге. Очаг землетрясения мог располагаться в Приэльбрусье, а магнитуда могла превышать 6–6,5.

В целом разнородные по возрасту и природе сейсмодислокации распространены в Приэльбрусье в пределах Эльбрусской кальдеры, несколько выходя за ее пределы в запад-юго-западном направлении и образуют площадь овальной формы (см. рис. 4.22). В ее западной части располагается стратовулкан Эльбрус, а длинная ось ориентирована в кавказском, т.е. в запад-северо-западном направлении, и по положению на местности почти совпадает с зоной магмаконтролирующего Сылтранского разлома. К зоне этого разлома приурочены главные вулканические аппараты Эльбруса. Северная граница ареала проходит по северному крылу зоны Пшекиш-Тырныаузского разлома, южная – в среднем течении рек Адылсу (в районе устья р. Шхельды) и Адырсу (в районе альплагеря Новый Джайлык). Западная граница "овала" проходит в верхней части горного отрезка долины р. Кубани, восточная – не выходит за пределы меридиана г. Тырныауз. Таким образом, длина области распространения палеосейсмодислокаций составляет примерно 50–60 км, при ширине 20–25 км. Эта область примерно совпадает с положением потенциального сейсмического очага, выявленного с помощью сейсмотектонического метода. Размеры зоны распространения сейсмодислокаций в целом соответствуют размерам плейстосейстовой области землетрясения с магнитудой 7,2 с коровым положением очага [*Wells, Coppersmith*, 1994]. За пределами описанной овальной области первичные сейсмодислокации и гравитационные склоновые структуры (сейсмогенные или асейсмичные) практически не встречаются на расстоянии десятков километров.

В заключение этого раздела необходимо отметить, что сравнение периодов сейсмической активности, установленных на основании радиоуглеродного датирования, с периодами голоценовой вулканической активности Эльбруса показало, что в течение последних 6 тыс. лет сильные землетрясения и катастрофические извержения происходили в данном районе в разное время (см. рис. 4.25). Более того, наблюдается периодическая смена во времени проявлений этих двух форм эндогенной активности. На основе имеющихся пока ^{14}C датировок, в первом приближении выявлено, что период повторяемости сильнейших землетрясений составляет 1500–1900 лет, а вулканических извержений – 1000–2000 лет, причем отмечается отсутствие синфазности в проявлениях того и другого вида природных катастроф.

4.3.8. Обобщенная хронология событий в Эльбрусском вулканическом центре

Суммируя имеющиеся на этом этапе изученности [*Масуренков*, 1961; *Короновский*, 1968; *Станкевич*, 1976; *Борсук*, 1979; *Краевая*, 1985; и др.] и полученные в работе [*Богатиков и др.*, 1998а–г; 2001, 2002] данные о возрасте (^{14}C, K-Ar, $^{40}Ar/^{39}Ar$, U-Pb SHRIMP цирконометрия и методом электронного парамагнитного резонанса (ЭПР) катастрофических событий и, соответственно, породивших их извержений вулкана Эльбрус, можно предложить следующий предварительный вариант хронологии вулканической активности в пределах Эльбрусского вулканического центра.

Активность в пределах данного района началась в нижнем неоплейстоцене (800 тыс. л.н. [*Борсук*, 1979]). Ее свидетельством являются останцы трахиандезитового лавового потока, сохранившиеся, скорее всего, в русле палеодолины и обнажающиеся в устье р. Худес. Вслед за этим излиянием лав, также в плейстоцене (~790–720 тыс. л.н.), имело место катастрофическое эксплозивное кальдерообразующее извержение. Судя по размерам кальдеры, было извергнуто огромное количество пирокластического материала.

После этого события. примерно 667 тыс. л.н. начал функционировать древний вулкан Кюкюртли, прекративший свою активность около 620 тыс. л.н., о чем свидетельствует образовавшееся в его жерле крупное субвулканическое тело (купол).

С помощью ЭПР датирования пока удалось расшифровать некоторые этапы доголоценовой истории развития Эльбруса, но, как отмечалось выше полученные

цифры возраста для пород раннего (184–197 тыс. лет) и позднего (49–56; 71–87 и 136–137 тыс. лет) этапов кальдерного цикла и раннего этапа (15–49 тыс. лет) посткальдерного цикла, скорее всего, отражают только верхний возрастной предел для образования этих пород. Однако после составления новой программы для расчета возраста, но уже с учетом истинного размера зерен кварца (4–5 мм) ожидается, что значения рассчитанных возрастов будут удревнены не менее чем на 50–80%.

Пеплы одного из следующих эксплозивных извержений, произошедшего, судя по геологическим данным (линза этого пепла, аналогичная по химическому составу и геохимическим особенностям пирокластики одного из эксплозивных извержений позднего этапа кальдерного цикла развития Эльбруса, обнаружена в верхах верхнехазарских отложений), ~100–120 тыс. л.н. были аэрально перенесены в низовья р. Волги, между городами Астраханью и Волгоградом [*Лаврушин и др.*, 1998].

Позже, 130–140 тыс. л.н., отмечен следующий этап активности вулкана. В это время сформировалась Сылтранская вулканическая постройка. Затем, судя по геологическим данным, было несколько этапов вулканической активности в течение среднего-верхнего неоплейстоцена, которые нам еще предстоит расшифровать с помощью ЭПР и других методов датирования.

За пределами кальдеры, на Бечасынском плато, в верховьях р. Тоханы, по данным радиоуглеродного и ЭПР датирования, 39 ± 5 тыс. л.н. образовался одноактный щитовой (исландского типа) вулкан Таш-Тебе.

После этого, 23 ± 2 тыс. л.н. (проба 5/98) в результате извержения из Восточного вершинного кратера образовался самый нижний дацитовый лавовый поток в истоках р. Баксан (поляна Азау).

И, наконец, свидетельство еще одного эксплозивного извержения, в виде пеплового горизонта с ^{14}C возрастом ~21 тыс. лет, было обнаружено у станицы Темижбекская в террасе р. Кубани.

Расшифровать более молодую, голоценовую, историю эволюции вулкана Эльбрус удалось пока фрагментарно с помощью ^{14}C датирования по древним углям и детриту из захороненных почв, залегающих в основаниях лавовых потоков, пепловых горизонтов и отложений лахаров. Датирование голоценовых извержений Эльбруса и связанных с ними катастрофических последствий мы планируем продолжать всеми возможными методами.

Полученные материалы и данные датирования уже позволили доказать, что в голоценовое время ряд извержений (~5200 и ~4000 гг. до н.э.) сопровождался образованием катастрофических лахаров [*Богатиков и др.*, 1998в]. Кроме того, представилось возможным установить, что другие извержения, как из вершинных кратеров Эльбруса, так и из мелких вулканических аппаратов в зоне Сылтранского магмоконтролирующего широтного разлома, происходили в голоцене в интервалах 7200–7300, 5800–6000, 2900, 2600 гг. до н.э. и в I–II веке н.э. [*Богатиков и др.*, 1998б].

Полученные экспериментальные материалы по радиоуглеродному датированию захороненных древних почв дали возможность диагносцировать и датировать следы ряда землетрясений и порожденных ими палеосейсмодислокаций, которые произошли 5500, 3800, 2520, 2300 и 300–500 л.н. [*Богатиков и др.*, 1998г, 2003].

4.3.9. Эндогенная минерализация

Из литературных источников известно, что с вулканическими постройками миоцен-четвертичного возраста, имеющими в жерле куполообразные субвулканические тела, часто ассоциируются рудные месторождения Au, Ag, Sn, Cu, Mo, Pb и Hg [*Рудин*, 1971; *Синяков*, 1987]. Обобщенная схематическая рудная вертикальная зональность (сверху вниз) в вулканогенных месторождениях имеет следующий вид: самородная сера; сурьмяно-мышьяково-ртутная; золото-серебряная; полиметаллическая; медно-молибденовая минерализации [*Мархинин*, 1985].

В пределах Эльбрусского вулканического центра в обломках вулканитов ранее была обнаружена только самородная сера [*Короновский*, 1968], а проявления какой-либо рудной минерализации не были известны до наших исследований. В связи с этим оценка потенциальной рудоносности вулкана Эльбрус представляла не только научный, но и практический интерес.

Гидротермальные образования и редкие минеральные виды. В пределах вулканической постройки Эльбруса, в ряде мест, нами были обнаружены как в коренном залегании, так и в виде высыпок (шлейфов) так называемые гейзериты, являющиеся отложением палеотермальных источников. Это представляет определенный интерес в связи с существованием самостоятельного типа вулканогенных гейзерито-опалитовых месторождений [*Котляр*, 1970]. Месторождения этой группы известны в вулканических поясах Калифорнии, Невады, Италии, Японии, Чили, Курил (вулкан Кудрявый и др.) и Камчатки [*Котляр* 1970; *Науменко*, 1987]. Они формируются у поверхности земли из газовых эксгаляций и термальных растворов. Параметры формирования оруденения следующие: температура до 300 °С; давление низкое, до 20 атм; растворы – кислые или слабощелочные; температура фумарол, сольфатар и паровых струй падает от 600–1000 °С после извержения до 330–200–100 °С через 3–5 лет [*Науменко*, 1987].

Впервые на гейзериты Эльбруса в 1897 г. обратил внимание профессор Мюнхенского университета Людвиг Аммон, описывая штуфной образец с Западной вершины, принесенный Готфридом Мерцбахером после восхождения 1891 г. [*Дубянский*, 1914]. Л. Аммон отметил, что многочисленные пустоты в породе заполнены новообразованиями, напоминающими по внешнему виду халцедон и карбонат.

С.П. Соловьев [1931], изучая юго-восточное подножие Эльбруса в верховьях р. Ирик, встретил маломощные (до 0,5 см) прожилковые белые плотные криптокристаллические образования, связанные с лавами. В шлифе они имеют как гомогенное, так и полосчатое сложение, что является следствием образования его из водных растворов. Им было сделано определение показателя преломления N_g = 1,404–1,425, что указывало на опал, но проверочная химическая реакция показала, что вещество не полностью растворяется в KOH и в HF.

В процессе наших исследований (1999–2003 гг.) было установлено, что собственно гидротермалиты имеют более широкое распространение. Это разные по возрасту и составу прожилковые образования (рис. 4.26, цв. вклейка), среди которых встречаются существенно магнезиальные. глиноземисто-кремнистые и кремнеземистые разности (табл. 4.12).

Существенно магнезиальные гидротермалиты распространены локально в вулканитах раннего этапа кальдерного цикла.

Пространственно они ассоциируются с экструзией Кюкюртли, группируясь на значительном удалении (до 1–1,5 км) от ее контактов. Как отмечалось выше, они были встречены как в коренном залегании, так и в высыпках, образующих шлейфы. Кроме того, они встречаются в боковой морене в истоках р. Бийтик-Тебе (обр. 36–1), в правом борту ледника Кюкюртли и на водоразделе рек Кюкюртли и Уллукам (обр. 26–3). Внешне это плотные, белые, фарфоровидные образования, обычно наблюдаемые в виде желваков размером до 3–8 см и реже в виде маломощных пунктирных прожилков мощностью до 1–1,5 см. Пространственная их ассоциация с экструзией не случайна. Во вкрапленниках кварца из зоны аргиллизации в экструзии вместе с расплавными включениями были встречены двухфазные флюидные включения (табл. 4.13, обр. 414), трассирующие залеченные трещины, т.е. вторичные флюидные включения. Газовая фаза включений не превышает 10% объема вакуоли, температура их гомогенизации (т.г.) варьирует в пределах 139–145 °С. Температуры плавления эвтектики (т.пл.э.) находятся в пределах от –33,4 до –33,5 °С, что несколько выше т.пл.э. системы $MgCl_2$–H_2O (теоретическое значение Т.пл.э. = –33,6 °С [*Борисенко*, 1974]). Следовательно, основным компонентом рас-

Таблица 4.12

Химический (мас.%) и геохимический (г/т) состав гейзеритов

Минерал	36-1	26-3	57-1	361-1	57-2	194-2	48-1	79-1	41-2	621-3
	Магнезит		Тридимит, ральстонит	Ральстонит, флюорит, жарчихит	Ральстонит, жарчихит	Альбит, жарчихит, ральстонит				
	Петрогенные элементы									
SiO_2	6,55	6,6	28,75	44,16	56,03	53,69	53,51	74,99	68,84	69,21
TiO_2	0,04	0,04	0,15	0,22	0,47	0,73	1,69	0,99	0,87	0,43
Al_2O_3	1,18	1,36	23,52	20,61	19,99	26,14	18,5	11,08	12,5	15,99
Fe_2O_3	0,27	0,18	0,31	1,02	2,07	1,54	0,98	2,04	1,18	6,95
MnO	0,08	0,09	0,09	0,01	0,1	0,02	0,09	0,11	0,11	0,37
MgO	39,46	38,95	13,41	2,8	1,78	2,7	3,22	0,36	1,79	0,32
CaO	1,36	1,73	1,92	15	1,59	0,92	1,11	1,95	1,17	0,75
Na_2O	0,87	0,15	5,58	4,27	2,59	2,22	2,86	2,02	2,05	0,99
K_2O	0,22	0,21	0,35	0,58	2,79	2,04	1,6	2,4	1,87	4,48
п.п.п.	49,39	49,66	24,74	Н.о.	12,78	Н.о.	16,56	3,83	9,54	Н.о.
P_2O_5	0,02	0,03	0,18	0,09	0,17	0,47	0,19	0,17	0,11	0,07
F	Н.о.	Н.о.	Н.о.	> 1,0	Н.о.	> 1,0	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Сумма	99,44	99	98,85	88,76	100,36	90,47	100,31	99,94	100,03	99,56
	Редкие элементы									
Sc	1,8	3	9,6	5,2	7,1	10,8	7,7	5	4,4	7,9
Cr	15	6	9	7	26	13	16	34	17	1323
Co	0,8	0,9	1,4	1,8	3,7	3,1	2,3	3,2	1,6	15,4
Zn	5	5	19	18	35	27	9	15	13	88
As	0,3	0,3	1,3	0,9	1,2	34,6	25,9	1,2	7,4	2,6
Se	0,3	0,4	2,9	0,7	0,8	1	2,6	3,5	2,3	2
Rb	8	6	312	367	167	408	282	99	227	235
Sr	25	23	64	417	219	115	162	366	172	127
Mo	1,8	0,5	1,3	2,2	15	3,3	374,8	1,6	6,5	4,8
Ag	0,2	0,5	2,9	Н.о.	0,5	Н.о.	1,7	0,4	16	1
Sb	0	0,1	0,5	0,1	0,5	0,6	0,8	0,3	0,4	1419
Cs	0,9	0,9	19,2	14,5	9,8	14,7	30,2	6,9	18,1	53,1
Ba	49	107	44	723	404	238	669	765	496	187
La	5,6	2,5	19	43,2	34,8	21,1	30,5	53,4	39,6	49,2
Ce	8,8	6,8	29,8	92,6	59,7	39,4	35,7	87,2	75,3	80
Nd	4	3	10	45	26	14	11	32	40	26
Sm	0,75	0,46	1,7	7,77	4,13	1,94	1,84	3,74	6,58	5,02
Eu	0,12	0,06	0,39	1,65	0,78	0,35	0,62	0,77	0,82	0,97
Tb	0,16	0,05	0,17	0,89	0,47	0,43	0,24	0,46	0,74	0,68
Yb	1,7	0,8	0,5	1,7	1,1	0,7	0,6	1	1,4	1,8
Lu	0,29	0,15	0,01	0,14	0,11	0,11	0,11	0,09	0,12	0,07
Hf	0,3	0,3	1,7	2,1	4,3	5,3	5,1	6,9	6	5,4
Ta	0,05	0,05	0,51	0,39	0,69	0,74	0,98	1,2	1,04	1,39
W	0,7	0,6	2,8	1,7	21	2,2	15,8	10,5	2,4	3,5
Th	3,9	4	15,2	21,1	16,7	20,5	14,3	26,5	21,1	25,4
U	0,4	0,4	0,3	1,1	3,3	2,5	2,4	3,9	2,8	5,3
Ni	10	10	10	15	17	16	25	10	13	185
Cu	5	5	5	35	5	40	6	5	6	19
Y	6	5	5	44	7	37	13	5	12	24
Zr	20	20	25	58	144	153	268	296	176	211
Pb	8	8	8	0	8	9	8	8	8	72

Примечание. Н.о. – не определялся; п.п.п. – потери при прокаливании

358-2	392-1	399-2	378-1	377-1	80-4	30-2	605-1	620
Тридимит	Тридимит	Тридимит, ральстонит			Кварц			
				Петрогенные элементы				
92,86	92,25	96,5	81,64	86,13	94,75	90,17	96,01	92,14
0,17	0,06	0,18	0,17	0,22	0,02	0,11	0,08	0,05
0,98	0,44	0,34	6,57	1,12	0,27	2,9	1,6	0,75
0,62	0,57	0,51	0,49	0,69	0,88	1,1	1,3	0,94
0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,07
1,31	1,14	1,59	3,4	1,2	1,13	0,21	0,1	1,37
0,08	0,12	0,08	0,77	0,24	0,38	1,09	0,3	4,33
1,68	0,12	0,13	1,86	0,25	0,25	0,68	0,5	0,25
0,76	0,05	0,05	0,16	0,17	0,15	0,06	0,4	0,12
Н.о	Н.о	Н.о	Н.о	Н.о	Н.о	3,2	Н.о	Н.о
0,02	0,03	0,27	0,06	0,03	0,15	0,43	0,01	0,02
0,67	0,15	0,1	> 1,0	0,32	0,04	0,06	Н.о	Н.о
99,16	94,94	99,76	95,13	90,38	98,03	100,02	100,31	100,04
				Редкие элементы				
0,4	0,2	0,2	3,8	1	0,1	1	0,8	0,3
6	4	5	7	8	8	26	2525	1912
0,8	0,7	0,6	0,7	1,3	1,1	1,5	2,5	3,3
11	11	8	6	12	11	7	1	10
1,2	2,9	2	2,2	21,6	35,5	6	4,8	0,3
2,2	3,3	2,5	5,4	3,5	0,2	0,4	0,2	0,2
46	24	16	141	41	26	30	11	2
19	46	17	46	31	22	50	44	79
0,5	0,6	2,2	6,1	1,2	9,4	4,2	1,1	1,2
Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0,3	0,1	0,1
0,2	0,1	0,5	0,2	0,2	1,9	1	0,5	71,7
2,5	0,7	0,7	8,4	1,4	0,6	2,8	1,5	2
30	9	7	96	72	67	98	13	20
4,4	13,9	3,2	54,3	6	1,2	5,5	5,7	3,4
6,9	19,1	5,1	86,9	11,7	3,6	11	11,7	7,4
2	5	2	30	5	2	5	5	5
0,25	0,57	0,35	3,57	0,68	0,38	1,01	0,74	0,78
0,04	0,07	0,04	0,64	0,12	0,03	0,15	0,12	0,07
0,02	0,45	0,06	0,36	0,08	0,02	0,09	0,05	0,2
0,2	1,3	0,4	0,5	0,3	0,03	0,2	0,2	0,2
0,02	0,1	0,03	0,05	0,03	0,08	0,02	0,04	0,01
1,2	5	1,5	2,3	2,7	0,1	0,7	0,4	0,8
1,01	0,91	1,22	1,6	1,93	0,01	0,12	0,09	0,03
1,9	2	1	1,2	2,3	1	23	0,05	0,4
3,7	24,5	11,9	31,4	5,1	1,7	2,8	2,8	1,3
0,3	3,6	0,8	0,3	0,7	4,7	1,7	0,9	0,4
3	7	3	8	9	10	10	169	130
1	4	6	6	13	17	6	9	7
3	8	0	12	3	4	5	5	4
86	64	130	89	84	26	0	36	44
4	1	4	5	6	3	10	12	14

Таблица 4.13

Характеристика флюидных включений в минералах

Образец	Минерал	*n*	Тип	Т.пл.э.	Т.пл. льда	Т.пл. кр.
414	Вкрапленник кварца из зоны аргилизации	6	В	–33,4/–33,5	–17/–17,4	–
431	Поздний карбонатный прожилок из экструзии	12	П	–21,7/–21,9	–0,3/–0,5	+4/+5,3
			В	–21,4/–21,8	–	–
432	То же	10	П	–21,4/–21,6	–1,9/–2,1	+2,1/+3
147-1	Вторичный кварцит	5	?	Фазовые переходы не наблюдались		
30–2	Кварц	5	?	Фазовые переходы не наблюдались		
221-3, 221-4	Вкрапленник кварца из зоны осветления	6	В	–21,5/–23,4	–3,0/–10,3	–

Примечания: *n* – количество измеренных включений. Тип включений: В – вторичные, П – первичные. Т.пл.э. – температура плавления эвтектики. Т.г. – температура гомогенизации включений. Т.пл.кр. – температура плавления последних кристаллов клатратов, °С. С – концентрация растворов, мас.% экв. NaCl.

творов флюидных включений является $MgCl_2$. Концентрация растворов 20,5 мас.% экв. NaCl. Растворимость этой соли при комнатной температуре составляет 35 вес.%, поэтому растворы следует считать среднесолеными.

Ранее было отмечено, что в пределах экструзии определены три типа низкотемпературных изменений. Это площадная и локальная аргиллизация и низкотемпературная миароловая минерализация. Сложный скальный рельеф не позволил выяснить их пространственно-временные взаимоотношения. Для каждого типа изменений характерна самостоятельная минеральная ассоциация: карбонаты, связанные с аргиллизацией, имеют отчетливый сидерит-магнезитовый состав; миароловая минерализация включает кальцит, доломит, арагонит.

Карбонат из миароловой ассоциации изобилует двухфазными (газ + раствор) флюидными включениями с газовой фазой ~15%, размером до 20 мкм. Температуры гомогенизации как первичных, так и вторичных включений колеблются в достаточно узких пределах; т.пл. эвтектики первичных флюидных включений находятся в интервале от –21,4 до –21,9 °С, т.е. растворы первичных и вторичных включений по составу близки. Интересно, что последние кристаллы клатратов плавятся при температурах выше 0 °С (от +4 до +5,3 °С). Все включения имеют температуру замерзания от –36,7 до –40,9 °С. Дополнительных точек замерзания не обнаружено, что исключает возможность присутствия CO_2 и метана, поэтому т.пл., находящиеся в области положительных температур, могут быть обусловлены плавлением гидрокарбонатов или сульфатов. Установленные значения т.пл.э. близки эвтектикам систем $NaCl–NaHCO_3–H_2O$ (–21,8 °С) и $NaCl–Na_2SO_4–H_2O$ (–21,7 °С). Для системы $NaCl–NaHCO_3–H_2O$ известно, что при т.пл.э. соотношение $NaHCO_3/NaCl = 3 : 97$.

Таким образом, основным компонентом растворов миароловой стадии является NaCl (более 90%) с примесью гидрокарбонатов или сульфатов. Концентрация растворов низкая. Состав этих растворов существенно отличается от магнезиально-хлористых растворов, обнаруженных в виде вторичных включений в зоне аргиллизации.

Пространственное положение магнезитовых выделений, близость их состава с сидерит-магнезитовыми карбонатами из зон аргиллизации (рис. 4.27, цв. вклейка), а также присутствие в зонах аргиллизации и в теле экструзии флюидных включений,

Т.г.	С	Состав растворов
+139/+145	20,5 мас.%, экв. NaCl	$MgCl_2$
+193/+199	0,53–0,88	NaCl > 90% (примеси гидрокарбонатов или сульфатов)
+132/136	0–0,18	
+168,6/+171	3,23–3,55	То же
+110/+115	–	–
+120/+140	–	–
+127/+152	5,0–14,2	NaCl (KCl < 10%)

основным компонентом растворов которых является MgCl, позволяет рассматривать их как удаленные индикаторы этих зон.

Кремнеземистые и глиноземисто-кремнистые гидротермалиты с примесью магния встречаются в виде маломощных (до 1–5 см) прожилков или их обломков в вулканитах раннего и позднего этапов кальдерного, толщ и ранних потоках, относящихся к позднему этапу посткальдерного цикла. Они отмечаются в верховьях рек Бийтик-Тебе, Кызылкол, Бирджалы-су; единичные находки были сделаны в верховьях рек Ирик, Гарабаши, Уллукам, Уллу-Хурзук (см. рис. 4.26, цв. вкл.). Внешне это белые матовые либо полупрозрачные, опало- либо халцедоновидные образования изменчивого состава. Изучение флюидных включений из-за чрезвычайно малого их размера (< 10 мкм) было крайне затруднительно. В скрытокристаллическом агрегате халцедона (табл. 4.13, обр. 30-2) температура гомогенизации флюидных включений составляет 120–140 °С.

Существенно кремнеземистые гидротермалиты различаются по минеральному составу на тридимитовые и кварцевые. Первые встречены на севере Эльбрусской вулканической постройки, в истоках р. Малка, а последние – на западе вулканической постройки и в районе перевала Ирик-Чат на востоке (см. рис. 4.26). Судя по размеру отдельных обломков, мощность жил могла достигать 0,3 м.

Глиноземисто-кремнистые гидротермалиты имеют сложный минеральный состав, и здесь впервые для Эльбруса определены присутствующие в переменных количествах: тридимит, α-ральстонит, жарчихит, флюорит и альбит. Установлено закономерное увеличение содержаний Al_2O_3, Na_2O, F, Sc, Rb, Cs, Ba с одновременным снижением SiO_2 в направлении к привершинной части Эльбруса. Шлейф обломков глиноземисто-кремнистых гидротермалитов с переменным количеством магния был встречен также и в лавах Кыртык-Сылтранской вулканической постройки (табл. 4.12, обр. 57-1, 57-2) вблизи от жерловой части вулкана. Они также сложены тридимитом, α-ральстонитом и жарчихитом.

В существенно кремнеземистых и глиноземисто-кремнистых гидротермалитах в отдельных пробах (см. табл. 4.12) отмечается повышение содержании W, Mo, As, Pb, Hf, Sb, Cs, Ag, Sc и Gr.

Таким образом, можно констатировать, что вулканическая активность в исследованном районе сопровождается гидротермальными процессами, температурные параметры которых, на уровне современного среза, изменяются от 199 до 110 °С. Температуры образования собственно гейзеритов не превышают 110–140 °С. Состав гидротермалитовых прожилков усложняется при приближении к кратерной части вулканических построек.

Рудно-магматические системы Эльбрус-Кюкюртлинской вулканической постройки. В последние годы при прогнозной оценке территорий на металлические полезные ископаемые важная роль отводится рудно-магматическим системам (РМС), под которыми понимается совокупность вулканитов, интрузивов и вмещающих их пород, а также возникших в них геохимических полей концентрирования [*Таусон и*

др., 1989]. Выявление подобных РМС весьма актуально для оценки потенциальной рудоносности новейшего вулканизма Большого Кавказа. В пределах Эльбрус-Кюкюртлинской вулканической постройки нами впервые выделены две самостоятельные РМС, связанные с кальдерным этапом развития вулканической системы [Газеев и др., 2003]. Это Кюкюртлинская РМС и Ирикская РМС.

Кюкюртлинская РМС расположена на юго-западе вулканической постройки (см. рис. 4.26, цв. вклейка). В ее строении принимают участие вулканиты раннего и позднего этапов кальдерного цикла, прорванные дацитовой экструзией Кюкюртли, с которой пространственно совпадают поля площадной (монтмориллонит + карбонат + гематит + гетит ± пирит) и локальной (галлуазит + каолинит + халцедоновидный кварц + карбонат + пирит + марказит + гематит ± натроярозит) аргиллизации. Участок локальной аргиллизации каолинит-галлуазитового типа отмечен в центральной части стены экструзии Кюкюртли и ориентирован вдоль тектонического нарушения северо-северо-восточного простирания, к которому приурочены и вторичные кварциты. Характер площадного распределения элементов изучен с помощью геоинформационной системы (Arcview 3.0). Участки аномальных содержаний (см. рис. 4.26, цв. вклейка) определялись путем последовательного подбора пограничных значений, при последующем удалении точек с низкими и средними содержаниями элемента. В пределах РМС были выявлены геохимические аномалии As, Zn и Pb, в 5 раз и более превышающие кларк для кислых пород. Аномалия мышьяка площадная и распространена за пределами экструзии. Содержания As варьируют от 15 до 322 г/т. Аномалии свинца и цинка более локальны и приурочены ко вторичным кварцитам и ветвящимся зонам осветления пород (табл. 4.14). Содержания Zn варьируют от 100 до 497 г/т, Pb от 2–3 до 378 г/т. Отмечено повышение содержаний золота в пиритизированных зонах до 2,8 г/т.

Рассеянная рудная минерализация, отмечаемая в экструзии и зонах вторичных изменений (табл. 4.15), представлена ильменитом, магнетитом, рутилом, гематитом, пиритом, марказитом, пирротином и редкими халькопиритом и галенитом. Ильменит, магнетит и рутил являются наиболее ранними акцессорными (магматогенными) минералами. Иногда они включены в более поздние пирит-марказитовые агрегаты. Сульфидные микровключения пирротина и халькопирита отмечены во вкрапленниках кварца, плагиоклаза, в магнетите и ильмените. Подобные микровключения типичны для плиоцен-четвертичных вулканитов Кавказа, в том числе и для дацитов Эльбруса [*Попов*, 1995].

Пирит-марказитовая ассоциация, преобладающая среди рудных минералов, развивается по биотиту и основной массе породы. В первом случае морфология зерен игольчатая, а во втором – сульфиды образуют ажурные и сфероидальные агрегаты вокруг породообразующих минералов, рассеянную вкрапленность в основной массе и выполняют поры и каверны (см. рис. 4.28, 4.29, цв. вклейка). Сфероидальные сульфидные агрегаты [*Гамянин и др.*, 1999] характерны для близповерхностных месторождений, где минералообразование происходило из газовых конденсатов при повышенном давлении флюидов в микрообъемах замкнутых систем.

В пустотках сульфиды и нерудные минералы образуют корочки на стенках или же полностью заполняют их. Установлена следующая последовательность нарастания минералов на стенки пор: кварц + пирит ± марказит → халцедон → гипс, ярозит, гидроокислы железа, сульфатные минералы. Наиболее крупные сульфидные скопления обычно наблюдаются в экзоконтактах кварцевых микропрожилков, где они не только сопровождаются, но и корродируются кварцем более поздней генерации. Галенит отмечается в виде редких единичных зерен размером 10–30 мкм, в кварце из мелких зон окварцевания и реже в марказите.

Под стеной экструзии часто встречаются обломки вторичных кварцитов (они присутствуют в средней части стены на высоте 100–150 м от ее видимой подошвы), являющихся, скорее всего, продуктом процесса окварцевания, пиритизации и гема-

Таблица 4.14

Содержание петрогенных (мас.%) и редких (г/т) элементов в зонах вторичных изменений

Компонент	Рудно-магматическая система Кюкюртли				Рудно-магматическая система Ирик			
	обр. 147-1	*147-2*	*612*	*93-1*	*обр. 621-3*	*635*	*634*	*633*
	вторичные кварциты			з. осв.				
	Петрогенные элементы							
SiO_2	53,8	61,6	80,6	65,82	69,21	64,27	37,85	17,61
TiO_2	0	0	0,03	0,68	0,43	0,48	0,26	0,11
Al_2O_3	0,1	0,6	0,41	15,57	15,99	13,77	8,69	3,21
Fe_2O_3	27,7	25,3	14,7	3,03	6,95	4,64	31,3	71,49
MnO	Н.о.	Н.о.	0,02	0,01	0,37	0,09	2,28	1,83
MgO	Н.о.	Н.о.	0,15	2,27	0,32	0,39	0,65	0,47
CaO	0,1	0,1	0,04	2,34	0,75	1,26	1,05	0,94
Na_2O	Н.о.	Н.о.	0,21	3,3	0,99	0,97	0,47	0,28
K_2O	Н.о.	Н.о.	0,07	3,92	4,48	4,07	2,92	0,94
P_2O_5	Н.о.	Н.о.	0,04	0,2	0,06	0,1	0,1	0,09
S	Н.о.	Н.о.	3,85	1	0,1	0,09	0,4	0,29
Сумма	81,7	87,6	100,12	98,14	99,65	90,13	85,97	97,26
	Редкие элементы							
Sc	0,02	0,3	0,2	6,25	7,9	5,73	16,51	21,33
Cr	23	13	24,5	26,4	25	15	30	48
Co	27,1	15,3	6,9	4,2	15,4	8	14	21
Zn	451	497	168	46	87	111	3116	2394
As	218,2	322	151,6	1,5	2,6	33	128,5	257,7
Se	1,3	1	0,4	2,8	2	1,8	1,6	1,8
Rb	5	10	4	189	235	216	210	53
Sr	15	29	26	241	127	158	119	76
Mo	3,4	8,5	3,4	7	4,8	11	16,8	63,1
Ag	0,8	0,7	0,8	0	1	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Au	0,03	0,03	0,002	0,004	0,02	0,002	0,003	0,004
Sb	2,7	3,2	2,3	0,8	1419,7	44,3	48,6	63,2
Cs	2,3	2,5	0,2	8,5	53,1	57,85	75,64	11,75
Ba	43	41	19	555	187	325	237	56
La	0,9	2	0,9	42,7	49,2	36,92	23,71	15,81
Ce	1,79	1,8	2,5	70,5	80	65,89	42,62	26,78
Nd	2	2	1	27,6	26	25,8	20,7	15,3
Sm	0,23	0,36	0,16	4,3	5,02	4,48	3,64	3,55
Eu	0,03	0,09	0,03	1,04	0,97	0,86	1,24	0,76
Tb	0,29	0,04	0,03	0,34	0,68	0,47	0,58	0,7
Yb	0,12	0,1	0	1,1	1,8	1,45	3,85	6,37
Lu	0,01	0,05	0,01	0,1	0,07	0,22	0,66	1,14
Hf	0,1	0,3	0	5,33	5,4	3,85	2,48	1,16
Ta	0,02	0,02	0,02	0,97	1,39	1,08	0,69	0,26
W	1,3	1,2	0,6	1,6	3,5	4,9	0,7	1,1

Таблица 4.14 (окончание)

Компонент	Рудно-магматическая система Кюкюртли				Рудно-магматическая система Ирик			
	обр. 147-1	*147-2*	*612*	*93-1*	*обр. 621-3*	*635*	*634*	*633*
	вторичные кварциты			з. осв.				
	Редкие элементы							
Th	0,1	0,5	0,5	22,1	25,4	20,3	12,2	4,8
U	1,2	1,4	0,6	3,9	5,3	8,32	11,63	17,49
Ni	48	38	158	15	117	9	24	36
Cu	33	16	27	39	19	11	76	111
Y	2	2	2	24	24	18	28	52
Zr	23	23	19	175	211	149	119	21
Pb	2	3	378	221	72	107	690	482

Примечание: з. осв. – зоны осветлений; Н.о. – не определены.

титизации исходных вулканических пород. Температура гомогенизации флюидных включений в мелкозернистом кварце из прожилков во вторичном кварците составляет 110–115 °С (см. табл. 4.13, обр. 147). Преобладающим сульфидным минералом вторичных кварцитов является пирит, присутствующий в виде шаровидных скоплений метакристаллов (фрамбоиды) и их агрегатов, реже он образует рассеянную вкрапленность кубических и кубооктаэдрических кристаллов в кварце. В ассоциации с пиритом встречается марказит. Гематит развивается по пириту, содержит его реликты либо образует полные псевдоморфозы.

Для оценки температур образования сульфидной минерализации в экструзии использованы температуры термометрического уравнения распределения кобальта [*Урусов и др.*, 1980] между пиритом и пирротином, халькопиритом и пирротином в ассоциации с пиритом. Образования сульфидной минерализации (табл. 4.16) происходило в интервале 170–213 °С.

Ирикская РМС расположена на востоке вулканической постройки в районе перевала Ирик-чат. В ее строении принимают участие породы вулканического цоколя и игнимбриты (ранний этап кальдерного цикла) с ксенолитами гранодиоритов, прорванные мелкими дайками и апофизами фельзит-порфиров риодацитового состава с вкрапленностью пирита. Выходы РМС практически полностью перекрыты ледником. В породах отмечается аргиллизация, осветление и выщелачивание. Во вкрапленниках кварца из игнимбритов (см. табл. 4.13, обр. 221-3, 4) вместе с расплавными включениями были встречены и двухфазные флюидные включения, локализованные вдоль залеченных трещин, т.е. вторичные ФВ. Газовая фаза включений не превышает 15–20% объема, Т.г. 127–152 °С, Т.пл.э. находятся в пределах от 21,5 до –23,4 °С, что несколько ниже Т.пл.э. системы $NaCl–H_2O$ [*Борисенко*, 1974], следовательно, основным компонентом растворов флюидных включений является NaCl, но возможно предположить наличие в растворах K^+, поскольку по имеющимся данным Т.пл.э. системы $NaCl–KCl–H_2O$ равна –23,5 °С. Концентрация растворов варьирует в достаточно широком интервале, 5,0–14,2 мас.% экв. NaCl.

В пределах РМС были выявлены геохимические аномалии Mn, Zn, Pb, Sb, U, Cs, Mo и As. Максимальные содержания отмечены в зонах вторичных изменений, которые, как и дайки фельзит-порфиров, имеют северо-северо-восточнее простирание и выполнены бурыми, охристыми или светлыми порошковатыми и пленочными обра-

Таблица 4.15

Составы сульфидных минералов (мас. %) экструзии Кюкюртли

Образец	Минерал	As	S	Fe	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Сумма	Формула
116	Пирит (оторочка вокруг (Chp-Po) срастания)	0,08	53,64	45,44	0,05	0,06	0,04	0	0,01	99,32	$FeS_{2,03}$
116	Пирит (в срастании с Chp и Po)	0	52,82	45,64	0,02	0,49	0,27	0,29	0,01	99,56	$FeS_{2,03}$
119	Пирит (нарастает на стенки пор)	0	53,94	45,52	0	0,08	0,02	0,06	0,04	99,66	$FeS_{2,03}$
119	То же	0,03	52,99	46,10	0,02	0	0,05	0,03	0,03	99,27	$FeS_{2,03}$
119	Пирит (в оторочке поры)	0	54,04	45,99	0,01	0	0	0	0,02	100,06	$FeS_{2,03}$
49	Пирит (в срастании с марказитом)	0,05	52,73	46,35	0	0,01	0,04	0,06	0,01	99,25	$FeS_{1,94}$
111	То же	0	52,98	45,95	0,01	0,05	0,00	0	0,03	99,02	$FeS_{2,03}$
111	Пирит (из оторочки магнетита)	0	53,05	45,98	0,07	0	0	0,10	0	99,20	$FeS_{2,03}$
119	Пирит (просечки во вкрапленнике кварца)	0	49,28	41,13	0,16	0,02	0,06	0	0	90,65	$FeS_{2,13}$
119	Пирит (просечки в породе)	0	53,85	45,55	0	0	0,07	0	0	99,47	$FeS_{2,03}$
111	Марказит (таблитчатые включения в пирите)	0,16	52,79	46,16	0,06	0	0,05	0,02	0	99,24	$FeS_{2,03}$
111	То же	0	53,05	46,11	0,01	0,02	0	0	0	99,22	$FeS_{2,03}$
49	Марказит (в срастании с пиритом)	0	54,05	45,50	0	0	0,04	0	0	99,59	$FeS_{2,03}$
116	Пирротин (каплевидное включение в кварце)	0,04	38,1	60,5	0,05	0,04	0,23	0,12	0	99,08	$Fe_{0,92}S$
116	То же	0	38,27	58,84	0,05	0	0,39	0,56	0,03	98,14	$Fe_{0,89}S$
116	Пирротин (совместно с халькопиритом)	0,04	39,25	59,23	0,04	0,20	0,36	0	0	99,12	$Fe_{0,85}S$
116	То же	0,07	39,18	59,52	0,03	0,22	0,47	0	0	99,49	$Fe_{0,89}S$
116	Халькопирит (совместно с пирротином)	0,06	34,65	30,32	0,02	0,03	0	33,7	0,23	99,01	$CuFeS_2$
116	То же	0,09	34,75	30,59	0,01	0,02	0	33,8	0,18	99,44	$CuFeS_2$

Таблица 4.16

Температура образования сульфидной минерализации

Точки анализа образца 116	K_{Co}(Po-Chp)	*T*, °C
1,1–3	3,412685013	213
1,2–3	5,164612527	177
1,1–4	3,735663082	204
1,2–4	5,653393817	170

зованиями. По данным рентгено-структурного анализа здесь присутствует альбит, гётит, гематит, гипс, гаусманит, шеелит, англезит и смитсонит. Содержания цинка варьируют от 87 до 3116 г/т, мышьяка – от 2,6 до 257,7 г/т, сурьмы – от 44 до 1419 г/т, свинца – от 72 до 690 г/т, молибдена – от 4,8 до 63 г/т. В дайках отмечено несколько повышенное содержание золота (до 0,023 ppm).

Отметим, что похожие изменения вулканитов с повышенными содержаниями марганца описаны Ю.П. Масуренковым [1961] вблизи эруптивных аппаратов Нижнечегемского вулканического района.

Потенциальная рудоносность субвулканических и гипабиссальных образований. По существующим представлениям, оптимальные по рудной продуктивности РМС должны образовываться в связи с гипабиссальными интрузиями, кристаллизующимися на глубинах 3–5 км. В этом случае магмы, насыщенные летучими компонентами, получают возможность достаточно глубокой кристаллизационной дифференциации [*Таусон и др.*, 1989]. Становление субвулканических тел происходит на глубине от нескольких сотен метров до одного-двух километров. Основные различия в их становлении, по сравнению с более глубинными плутонами, касаются содержания летучих компонентов и поведения последних в процессе кристаллизации расплава: на больших глубинах они удерживаются длительное время, а на малых глубинах возникают условия резкого перепада температур и особенно давления, к тому же неравномерного [*Рудич*, 1971]. Формирование экструзий происходит в непосредственной близости к магмовыводящим каналам, которые, как правило, фиксируют крупные разломы, часто являющиеся и путями движения рудоносных растворов [*Коптев-Дворников*, 1967].

Для количественной оценки рудогенерирующей способности гранитоидов информативными являются диаграммы "потенциальной рудоносности" (F – Li + Rb – Sr + Ba) и индекс концентрации (ИНК). Редкометалльные граниты со значениями ИНК менее 2 кларков считаются безрудными; 4–6 кларков – ограниченно рудоносными; 8–12 кларков и выше – рудоносными [*Козлов*, 1985]. С рудоносными гранитами обычно ассоциируют редкометалльные месторождения, а ограниченно рудоносными – только рудопроявления [*Козлов*, 1985; *Рейф*, 1980].

По этим критериям нами рассмотрены ксенолиты гранодиоритового состава, встреченные в вулканитах, а также экструзии и дайки. На диаграмме (F – Li + Rb – Sr + Ba) фигуративные точки ксенолитов ложатся в поле потенциально рудоносных гранитоидов; ИНК ксенолитов +3,5 при средних содержаниях F 1400 ppm. Точки составов экструзивных тел, некков и даек группируются в поле безрудных гранитоидов. ИНК экструзии Кюкюртли +5,0 при средних околокларковых содержаниях фтора и бора, ИНК даек с перевала Ирик-Чат +10 при значительных вариациях содержаний фтора (от 120 до 700 ppm), что позволяет рассматривать их как ограниченно рудоносные образования.

Характеристика летучих компонентов. В качестве индикатора состава летучих компонентов были проанализированы акцессорные апатиты из вулканитов. Используя методику [*Streck, Dilles*, 1998], по содержаниям S, F и Cl в апатите были оценены концентрации серы, фтора и хлора в расплаве (табл. 4.17). Исходя из полученных концентраций содержаний галогенов (Cl 123–4750 г/т, F 52–997 г/т), можно сделать вывод об отсутствии четкой галоидной специализации исходных расплавов. Распределение серы в апатитах было изучено в большем количестве образцов (см. табл. 4.17).

Таблица 4.17

Микропримеси в апатитах

Тип апатита	Микропримесь, мас.%						Концентрация в исходном расплаве (расчет), г/т		
	P_2O_5	CaO	FeO	SO_3	Cl	F	S	Cl	F
				Игнимбриты					
				Образец № 70 (первая толща)					
Б	41,43	52,77	0,14	0,01	0,25	5,4	5,5	–	–
Б	42,13	53,26	0,1	0,01	0,307	4,2	5,5	–	–
П	42,13	53,09	0,13	0,01	0,224	4,4	3,7	–	–
П	43,14	54,38	0,11	0,01	0,055	2,3	9,2	123	118
				Образец № 69 (первая толща)					
Б	41,69	53,70	0,21	0,01	0,297	4,1	9,2	–	–
Б	41,68	52,91	0,11	0,01	0,284	5	9,2	–	–
П	41,89	52,48	1,08	0,01	0,248	4,3	5,5	–	–
П	43,69	54,39	0,15	0,01	0,265	1,5	9,2	402	52
				Образец № 95 (вторая толща)					
Ч	41,63	52,84	0,29	0,68	0,63	4,2	494,8	–	–
Ч	41,45	53,42	0,09	0,50	0,349	4,2	366,5	–	–
Ч	42,61	52,87	0,31	0,23	0,277	3,7	170,4	–	–
Б	42,73	52,93	0,19	0,01	0,341	3,8	3,7	–	–
Б	42,92	53,85	0,18	0,01	0,34	2,7	5,5	1244	226
Б	41,51	53,45	0,21	0,01	0,319	4,5	7,3	–	–
				Дациты					
				Образец № 22-2 (третья толща)					
Ч	42,58	52,48	0,24	0,55	0,551	3,6	401,3	–	–
Ч	41,84	53,75	0,15	0,86	0,408	3	628,6	2425	408
Ч	41,78	53,07	0,29	0,34	0,616	3,9	251,1	–	–
Б	42,76	51,98	0,19	0,02	0,451	4,6	14,7	–	–
Б	41,95	51,57	0,26	0,02	0,594	5,6	12,8	–	–
П	42,76	53,52	0,04	0,18	1,111	2,4	130,1	4750	235
П	42,09	52,57	0,11	0,77	0,772	3,8	560,8	–	–
П	42,27	53,49	0,16	0,01	0,463	3,6	7,3	–	–
				Образец № 93 (экструзия Кюкюртли)					
Ч	43,07	53,2	0,28	0,31	0,397	2,74	229,1	158,2	250
Ч	42,46	53,62	0,19	0,34	0,281	3,11	245,6	1802	457
Ч	42,07	54,21	0,13	0,35	0,306	2,94	254,7	1497	329
Б	42,38	54,04	0,24	0,17	0,507	2,67	120,9	1998	241
Б	43,25	53,1	0,03	0,10	0,015	3,5	75,1	187	997
Б	42,62	54,2	0,14	0,01	0,241	2,79	9,2	919	245
				Образец № 401-4 (экструзия Кюкюртли)					
–	42,35	54,46	0,13	1,625	0,11	1,98	1191,2	205	84

Таблица 4.17 (окончание)

Тип апатита	Микропримесь, мас.%						Концентрация в исходном расплаве (расчет), г/т		
	P_2O_5	CaO	FeO	SO_3	Cl	F	S	Cl	F
				Образец № 355 (четвертая толща)					
Б	42,41	54,08	0,24	0,17	0,507	2,6	120,9	1840	216
Б	41,11	52,31	0,21	0,04	0,735	5,6	29,3	–	–
Б	42,23	53,47	0,16	0,01	0,642	3,49	5,5	–	–
				Образец № 62-1 (Кыртык-Сылтранская постройка)					
Б	42,67	53,54	0,68	0,01	0,089	3	5,5	399	308
Б	42,65	52,13	0,36	0,01	0,246	4,6	7,3	–	–
Б	42,53	53,49	0,37	0,02	0,4	3,2	12,8	3722	682
				Трахиандезиты устья реки Худес (образец № 2)					
Б	43,77	59,93	0,15	0,01	0,14	3	3,7	653	320
Б	43,76	53,8	0.09	0.01	0,14	2,2	3,7	302	109

Примечание. Ч – черное ядро; Б – бесцветный по периферии черного ядра; П – поздний бесцветный. Прочерк "–" означает "не определялось".

Апатиты из игнимбритов раннего этапа кальдерного цикла, докальдерных трахиандезитов р. Худес и дацитов Кыртык-Сылтранской вулканической постройки (поздний этап кальдерного цикла) характеризуются низкими концентрациями серы (5,5–12,8 г/т).

В апатитах из вулканитов кальдерного и посткальдерного циклов Эльбрус-Кюкюртлинской вулканической постройки содержания серы изменяются в широких пределах – от 3,7 до 1191,2 г/т (см. рис. 4.30, цв. вклейка), причем они постоянно высоки в темных, ядерных частях кристаллов (см. рис. 4.31, 4.32, цв. вклейка).

Полученные концентрации летучих компонентов в расплавах Эльбрусского вулканического центра содержания Cl (123–4750 г/т), F (52–997 г/т) и S (3,7–1191,2 г/т) сопоставимы с данными по летучим компонентам рудоносных магм [*Lowernstern,* 1994; *Streck, Dilles,* 1998]. По содержанию хлора и серы магмы Эльбрусского центра близки с магмами молибден-порфировой системы Гендерсон (Cl 580 г/т, F 3340 г/т, S 60 г/т) [*Lowernstern,* 1994], по содержанию фтора, хлора и серы – с магмами меднопорфировых систем (Cl 524 г/т, F 344 г/т, S 1499 г/т) [*Streck, Dilles,* 1998].

Таким образом, в пределах Эльбрусской вулканической постройки присутствуют закономерно повторяющиеся геохимические аномалии (Zn, Pb, As), пространственно совпадающие с полями аргиллизации, экструзивными и субвулканическими телами, контролирующимися разрывными нарушениями северо-северо-восточного простирания.

Среди субинтрузивных образований, связанных с вулканическим процессом, выявлены потенциально рудоносные фазы. Содержания летучих компонентов (в первую очередь серы) в расплавах Эльбрусского вулканического центра количественно сопоставимы с рудоносными магмами молибден- и меднопорфировых систем.

Установленная температура формирования постмагматической сульфидной минерализации оценивается в 170–213 °С, а сосуществующих с ней на одном гипсометрическом уровне гидротермальных образований – от 199 до 110 °С при концен-

трации растворов от 5,0 до 20,5 мас.% экв. NaCl. Отметим, что продуктивные стадии рудообразования, связанные с гранитоидами, имеют температуры от 150 до 400 °С, низкие концентрации растворов, составляющие 8–10 мас.% экв. NaCl и преимущественно фторидный состав [*Коваленко и др.*, 1984].

Эти данные, в совокупности с наличием широко проявленных аргиллизитов, свидетельствуют о том, что в современном эрозионном срезе Кюкюртлинской и Ирикской РМС вскрыта лишь верхняя часть колонны гидротермально-метасоматически измененных пород. Гидротермальные растворы, участвовавшие в метасоматических изменениях пород и сформировавшие вторичные кварциты и гейзериты, имели сложный состав (NaCl, KCl и фтористые компоненты). Об этом свидетельствуют впервые обнаруженные в них фторсодержащие минералы – жарчихит, α-ральстонит, флюорит. В связи с аномально повышенными содержаниями, в первую очередь Pb и Zn, связанными с разрывной тектоникой, можно предполагать, что на глубине в несколько сотен метров от современного эрозионного среза РМС, в зоне пропилитизации, возможно обнаружение свинцово-цинкового оруденения, а на более глубоких уровнях – медно-молибденового оруденения.

Неметаллические полезные ископаемые. Издавна местное население, проживающее в Приэльбрусье, использует мелкие месторождения легких сыпучих пемзокластических туфов в качестве теплоизолирующих насыпных материалов и наполнителей облегченных бетонов. Нами в качестве строительных материалов изучены отложения подпруженных озер, выделенные отдельным контуром на рис. 4.16 (цветная вклейка) и видимые на рис. 4.26 (ровные площадки сложены отложениями подпрудных озер). Озерные отложения представлены хорошо перемытыми песчано-гравийными смесями силикатных горных пород, в которых глинистая фракция присутствует в незначительных количествах. Эти залежи расположены в легко доступном месте, непосредственно у дорог либо на удалении до 1–2 км. Разработка их не требует дополнительных вскрышных работ. Ориентировочные запасы по категории P_2 составляют около 30 000 000 м^3 (2,5 км^2 × 12 м) и сопоставимы по запасам со средними по размерам месторождениями. При этом наиболее доступная залежь, расположенная в правом борту р. Кызылкол, содержит не менее 15 000 000 м^3. Эти отложения могут рассматриваться в качестве природно подготовленных бетонных смесей и использоваться при местных строительных работах, например, санаторно-оздоровительного комплекса "Жалы-су" или туристических комплексов на северных склонах Эльбруса. Кроме того, залежи встречающихся здесь пемзокластических туфов могут быть использованы в качестве мягких абразивных материалов и утеплителей.

4.3.10. Результаты изотопно-геохронологического и ЭПР (по породообразующему кварцу) датирования вулканитов Эльбруса

История изучения. Геологическое строение, возраст и морфологию вулкана Эльбрус стали изучать с 1852 г., когда его посетил немецкий натуралист Г. Абих [*Абих*, 1852]. Первые сведения о геологическом возрасте вулкана и петрографии пород некоторых лавовых потоков опубликованы А.П. Герасимовым [1910] и В.В. Дубянским [1914]. Однако до сих пор некоторые актуальные вопросы, в том числе и расшифровка времени образования вулкана и его последующих извержений, еще окончательно не решены. Следует особо отметить, что за более чем вековую историю изучения вулкана Эльбрус проблема возрастного датирования его извержений являлась одной из наиболее сложных и дискуссионных. По мере развития методов датирования геологических событий исследователями Эльбруса применялись все более современные методы. Так, на самых ранних этапах исследований время образования

вулкана приблизительно оценивалось только по геологическим данным, затем стал очень широко применяться геолого-геоморфологический метод относительной геохронологии, а с конца XX в. – калий-аргоновый (K-Ar), аргон-аргоновый ($^{40}Ar/^{39}Ar$), иониевый ($I_0/^{234}U$) и радиоуглеродный (^{14}C) методы датирования. Необходимо отметить, что в полученных ранее этими методами датировках по одному и тому же объекту часто имелись существенные различия, что было обусловлено объективными геолого-методическими причинами. Так, в основе относительного геолого-геоморфологического метода датирования лежит анализ соотношений датируемого лавового потока или туфового горизонта с разновозрастными элементами рельефа (поверхности выравнивания, речные террасы) или моренными отложениями, связанными с датированными этапами оледенения. Метод основан на допущении, что наблюдаемые реликты днищ и склонов древних долин с разновысотными отметками обусловлены одновозрастной эрозионно-гляциальной деятельностью. Этот метод, применительно к вулканическим образованиям Эльбрусского района, широко применяли М.В. Муратов и М.В. Гзовский [1948], К.Н. Паффенгольц [1959], Ю.П. Масуренков [1961], Е.Е. Милановский и Н.В. Короновский [1960], но при его использовании, к сожалению, не учитывалась существенная дифференцированность новейших тектонических движений, присущая западному ограничению глобальной коллизионной структуры, к которой приурочена Эльбрусская кальдера с одноименным вулканом [*Богатиков*, 1998а] и наблюдающаяся в пределах самой кальдерной структуры.

Первая и наиболее полная схема эволюции вулкана Эльбрус была разработана Н.В. Короновским [1968]. Он выделил с помощью геолого-геоморфологического метода в строении вулкана шесть разновозрастных толщ, объединенных в два крупных комплекса. Нижний включает позднеплиоценовые и позднеплиоцен-раннеплейстоценовые игнимбриты, лавы, лавобрекчии риолитового, риодацитового и дацитового составов. Верхний (менее мощный комплекс) сложен средне-позднеплейстоценовыми лавами, лавобрекчиями и голоценовыми туфолавами, лавами, лавобрекчиями андезидацитового и дацитового составов. Однако в связи с тем, что при этом расчленении не учитывались имеющиеся значительные неотектонические вертикальные перемещения отдельных блоков как внутри кальдеры, так и за ее пределами, ряд выходов с реликтами толщи туфолав и ассоциирующихся с ними лав, обнажающихся в истоках р. Бийтик-Тебе и еще "непропиленных" современными реками, был отнесен [*Короновский*, 1968] к голоценовым образованиям, что привело к соответствующему ошибочному омолаживанию всех вышележащих вулканических толщ, развитых в южной и юго-западной частях стратовулкана.

Позже Е.К. Станкевич [1976] на основании изучения состава пород, их фаций, морфологии, структурно-тектонического положения, данных K-Ar, ($I_0/^{234}U$) и $Pa/^{235}U$ методов датирования и палеомагнитного анализа выделил в строении вулкана три разновозрастных вулканических комплекса. Первый (наиболее древний) из них включал игнимбриты, ассоциирующиеся с ними туфы и агломератовые лавы, лавобрекчии риолитового состава. По биотиту из игнимбритов р. Ирикчат и из риолитов р. Уллукам K-Ar методом были получены цифры возраста 6,0 и 1,45 млн лет, а по плагиоклазу – 6,7 и 0,6 млн лет соответственно. Второй комплекс включал андезидациты и дациты долины р. Баксан и Малкинский поток. По плагиоклазу из андезидацитов р. Азау (Баксан) K-Ar методом была получена цифра 400 тыс. лет, иониевым ($I_0/^{234}U$ и $Pa/^{235}U$) методом для Малкинского потока получена цифра 150 тыс. лет, а по вышележащим туфам –58 тыс. лет. К третьему, голоценовому, комплексу отнесены прекрасно сохраняющие свою морфологию глыбовые (АА) лавы и маломощные горизонты туфов андезидацитового и дацитового составов. Для лав этого комплекса из истоков р. Малки иониевым методом была получена цифра возраста 14 тыс. лет. Считалось [*Станкевич*, 1976], что K-Ar и иониевые датировки в ряде случаев дали значительное удревнение возраста вулканических об-

разований. На основании геологических, радиологических и палеомагнитных данных Е.К. Станкевич [1976] пришел к выводу о том, что вулкан Эльбрус начал формироваться в самых верхах плиоцена (поздний апшерон), а его активность продолжалась в течение плейстоцена и завершилась в голоцене, соответствуя, в целом эпохе прямой магнитной полярности Брюнеса (0–0,7 млн лет).

Результаты проведенного в последние годы K-Ar датирования отдельных лавовых потоков из верховий рек Баксан, Малка и Бийтик-Тебе показали [*Чернышев и др.*, 2001], что активность вулкана была в интервале времени от среднего до позднего неоплейстоцена-голоцена, при общей продолжительности периода вулканической активности не более 250 тыс. лет. Первый этап активности приходится на временной интервал 225–160 тыс. лет, а второй, после непродолжительного перерыва, в конце позднего неоплейстоцена (менее 80 тыс. л.н.), но возможно продолжался и в голоцене. Датирование методом K-Ar игнимбритов и ассоциирующихся с ними туфов риолитового состава, относимых большинством исследователей к ранним стадиям (циклам) эволюции вулкана Эльбрус, проводилось по различным породообразующим минералам, основной массе породы и фьямме (стеклу). Ряд образцов оказался непригодным для K-Ar датирования (очень высокая насыщенность атмосферным радиогенным аргоном ^{40}Ar), а по низкокалиевым минералам (плагиоклаз, пироксен), в которых был установлен избыточный ^{40}Ar, были получены очень древние и геологически бессмысленные (15,7 и 2,7 млн лет) значения K-Ar возраста [*Чернышев и др.*, 2001]. По высококалиевым фазам (биотит, основная масса и стекло) были получены близкие значения K-Ar возрастов – от 740 до 880 тыс. лет. На основании этих данных сделан вывод о том, что эксплозивные извержения, приведшие к формированию пирокластических горизонтов (игнимбриты и туфы) в пределах Эльбрусского вулканического центра имели место 800–900 тыс. л.т.н. Значительный разрыв во времени (более 650 тыс. лет) между формированием пирокластических горизонтов и излиянием лавовых потоков вулкана Эльбрус объяснялся [*Чернышев и др.*, 2001] тем, что эксплозивная деятельность не была непосредственно связана с активностью вулкана. Эти исследователи, на основании разработанной ими K-Ar геохронологической методики пришли к очень важному выводу о том, что при датировании новейших лав в качестве геохронометра предпочтительно использовать основную массу породы. Ими также было показано, что минералы-вкрапленники в лавах обычно содержат избыточный аргон и поэтому не пригодны для датирования [*Чернышев и др.*, 2001].

В заключение необходимо отметить, что имеющиеся единичные K-Ar, ^{40}Ar/^{39}Ar и $I_0/^{234}$U датировки по основной массе породы и по породообразующим минералам довольно противоречивы и, кроме того, имеют жесткие методические ограничения. Для решения проблемы возрастного датирования циклов и этапов эволюции ЭВЦ необходимо проведение специальных исследований с применением новых методов. Например, все цифры возрастов, полученные K-Ar методом, дали удревненные (в неизвестном масштабе), с геологической и геоморфологической точек зрения, значения, а все применяемые методы датирования [*Станкевич*, 1976; *Богатиков* и др., 1998б; *Богатиков и др.*, 2001; *Короновский, Рудаков*, 1962; *Масуренков*, 1961; *Муратов, Гзовский*, 1948; *Чернышев* и др., 2001] имеют как положительные, так и отрицательные стороны.

Так, K-Ar и ^{40}Ar/^{39}Ar методами обычно надежно определяются возраста не моложе 250–300 тыс. лет, а ошибка при измерении возрастов моложе 100–70 тыс. лет составляет уже от 45 до 85%; частая высокая степень насыщенности атмосферным аргоном при очень низкой концентрации радиогенного ($^{40}Ar_{рад}$) или при присутствии избыточного ^{40}Ar в породе или минерале обычно не дают возможности для датирования или же резко удревняют полученные значения K-Ar возрастов. Кроме того, необходимо отметить, что при отборе проб для датирования многими исследователями не учитывалось, что при непосредственном налегании раскаленного (температура гомогенизации расплавных включений в породообразующих минералах и в

стекле составляла 1100–1170 °С, [*Толстых и др.*, 2001]) более молодого лавового потока на уже остывший древний лавовый поток, последний мог прогреваться на значительную часть своей мощности до температур более 300 °С (т.е. температуры закрытия K-Ar системы), что обязательно приводило к существенному искажению K-Ar возраста этого более древнего (нижележащего) лавового потока.

Радиоуглеродный метод (^{14}C) надежно датирует события с 40–50 тыс. лет и моложе. Для широкого использования ^{14}C метода при датировании вулканических образований Эльбруса имеются географические ограничения. Они заключаются в том, что значительная часть лавовых потоков и туфовых горизонтов расположена на высотах с абсолютными отметками от 3200 м и выше, где отсутствуют почвенный слой и травянисто-кустарниковая растительность, а сама вулканическая постройка с отметок 3700 м и выше покрыта вековыми снежниками и ледниками, что естественно препятствовало образованию почв. Следовательно, имеется временной интервал продолжительностью в 200–250 тыс. лет, который не может быть продатирован указанными выше методами и является как бы "мертвой" зоной. Перекрыть его можно лишь при помощи метода ЭПР датирования по породообразующему кварцу или другим минералам, позволяющему датировать события в интервале времени от 3 млн лет до 500 лет [*Ikeya*, 1989].

Результаты датирования вулканических пород Эльбруса. В процессе комплексных исследований (1997–2003 гг.) Эльбрусского вулканического центра на основании геологического картирования, изучения взаимоотношений лавовых потоков в разрезах по долинам различных рек и их последующей корреляции по геологическим и петролого-геохимическим данным, были выделены следующие циклы в его эволюции: докальдерный; кальдерный с ранним и поздним этапами и посткальдерный с поздненеоплейстоценовым (ранним) и голоценовым (поздним) этапами [*Богатиков и др.*, 1998а; 1998б; 2001; 2002].

Докальдерный цикл вулканической активности в пределах ЭВЦ, вероятнее всего, представлен останцами лавовых потоков андезибазальтового (верховья р. Тызыл) и трахиандезитового (устье р. Худес) составов. По данным [*Борсук*, 1979] по валовой пробе трахиандезита (останец лавового потока в устье р. Худес) K–Ar методом получена цифра возраста 800±150 тыс. лет.

Кальдерный цикл (ранний этап) характеризуется залегающими в основании вулканической постройки наиболее кислыми по составу породами – риолитами и риодацитами с синхронными и идентичными им по составу реликтами толщи игнимбритов и туфов (с характерным розовым кварцем). Причем реликты толщи игнимбритов присутствуют как внутри Эльбрусской кальдеры (истоки рек Кюкюртли, Бийтик-Тебе, Малка, Ирик), так и вне ее (г. Тузлук, р. Чемарткол и устьевая часть р. Бийтик-Тебе). По основной массе игнимбритов р. Чемарткол K–Ar методом получена цифра 790±70 тыс. лет [*Богатиков и др.*, 2001], а по игнимбритам р. Бийтик-Тебе были получены цифры (тыс. лет) 810±90, 880±70, 2700±500 и 15700±1000 [*Чернышев и др.*, 2001]. Проведенное с методическими целями датирование $^{40}Ar/^{39}Ar$ методом (лаборатория радиогенных и стабильных изотопов Объединенного института геологии, геофизики и минералогии Сибирского отделения РАН, г. Новосибирск) по валовым пробам туфов риолитового состава, отобранным в долинах рек Бийтик-Тебе и Малка выявило наличие следующих возрастных ступенек (млн лет): 296±2,7; 554±3,2; 76±0,6; 24±0,3; 4,3±0,3. Первая из них 296 млн лет соответствует возрасту гранитов позднепалеозойской диорит-гранитной формации, вторая 554 млн лет – времени метаморфизма слюдяных сланцев, слагающих цоколь вулкана вместе с гранитами, а остальные цифры не имеют геологического смысла. Затем с помощью электромагнитной сепарации среди биотитов из этих же туфов было выделено девять фракций, которые также были продатированы этим же методом. Расчетный возраст составил 4,1 млн лет, а вариации возрастных ступенек распределились от 45 до 1,17 млн лет. Результаты этих исследований позволили прийти к вы-

воду о том, что при эксплозивных извержениях, в результате которых сформировались рассматриваемые туфы и ассоциирующиеся с ними игнимбриты, был захвачен дезинтегрированный материал древнего гранитно-метаморфического основания Эльбруса, который после аэрального переноса стал составной частью туфов и игнимбритов риолитового состава. Следовательно, все изотопные датировки этого пирокластического материала ни в коем случае не отражают время образования рассматриваемых пород, так как содержат мельчайшие обломки древнего гранито-метаморфического фундамента, а с геологической точки зрения приведенные данные удревнены в неизвестном масштабе.

На основании анализа всех имеющихся возрастных датировок мы пришли к выводу о том, что для получения надежных датировок по игнимбритам необходимо было выделять материал (биотит, основную массу, цирконы) для датирования только из фьямме, что и было проделано нами при датировании этих пород U–Pb SHRIMP RG методом цирконометрии[1]. Были получены следующие данные: по 31 зерну циркона из фьямме внутрикальдерных игнимбритов, обнажающихся в истоках долины р. Кюкюртли (проба 541) получена средневзвешенная цифра возраста 722±15 тыс. лет; по 25 зернам циркона из фьямме закальдерных игнимбритов, обнажающихся в верховьях р. Чучхур (проба 544) – 720±36 тыс. лет (отметим довольно хорошую сходимость с K–Ar возрастом полученным по этим же породам); и по 30 зернам циркона из пористых лав дацитового состава (с характерным для низов вулканического разреза розовым кварцем), залегающих непосредственно на игнимбритах выше по разрезу и обнажающихся в истоках р. Уллукам (проба 540) – 667±16 тыс. лет.

Поздний этап кальдерного цикла представлен агломератовыми, классическими лавовыми потоками и экструзивными телами дацитового состава. Эти породы залегают в основном на западе и юго-западе вулканической постройки, в ее нижней части, и ими также сложена Сылтранская вулканическая постройка. K–Ar методом по дацитовым лавовым потокам из долины р. Бийтик-Тебе получены цифры возраста (тыс. лет): 225±30, 220±30, а из долины р. Бирджалысу (истоки р. Малки) – 215±30 и 250±30 [*Чернышев, Лебедев и др.*, 2001]. В лаборатории Стенфордского университета $^{40}Ar/^{39}Ar$ методом по кристаллу санидина размером 2 см, выделенного из дацитового субвулканического купола, обнажающегося в жерле древнего вулкана Кюкюртли (проба 542, истоки долины р. Кюкюртли) получено очень выдержанное и надежное плато с возрастом 620,3±3,3 тыс.лет. Последнее значение возраста субвулканичекого тела согласуется с геологическими данными и подтверждает наш вывод о том, что между формированием пород раннего и позднего этапов кальдерного цикла не было значительного перерыва во времени.

Поздненеоплейстоценовый (ранний) этап посткальдерного цикла активности вулкана характеризуется излиянием лав дацитового состава, перекрывающих ледниковые верхнеплейстоценовые отложения и в свою очередь перекрывающихся моренными поздненеоплейстоценовыми отложениями. Методом K–Ar по дацитовому лавовому потоку из района обсерватории Терскол (верховья долины р. Баксан) получены цифры возраста (тыс. лет): 180±30 и 220±40 [*Чернышев и др.*, 2001].

Голоценовый (поздний) этап посткальдерного цикла представлен глыбовыми (АА) лавовыми потоками дацитового состава с маломощным туфовым горизонтом. Они пространственно совпадают с областью распространения лавовых потоков предыдущего этапа и слагают западную и восточную кратерные конические вершины Эльбруса. Нижним возрастным пределом этого этапа вулканической активнос-

---

[1] Исследования проведены в лаборатории Стенфордского университета (США) с помощью сотрудников группы «Вулканические опасности» Геологической службы США в Менло Парке (Калифорния) Питера Липмана и Джака Ловенштерна, за что выражаем им искреннюю благодарность.

ти является последняя фаза позднеплейстоценового оледенения, в элементы экзарационного рельефа которой вложены самые ранние голоценовые лавовые потоки. На основании соотношений лавовых потоков с датированными ледниковыми отложениями Н.В. Короновский [*Короновский, Рудаков*, 1962] предположил, что последние извержения произошли 1,5–2,0 тыс. л.н. На основании радиоуглеродного датирования древесных углей и дернины из погребенных почв было установлено, что в голоценовом этапе вулканическая активность возобновлялась несколько раз: 8150±40, 6520±50, 6200±120, 5120±210, 4270±40, 4060±40, 1330±80 и 990±60 л.н. [*Богатиков и др.*, 1998б; 2001].

Методика отбора, подготовки проб кварца и ЭПР датирования. В связи с изложенными выше геолого-методическими ограничениями для применения K–Ar и ^{14}C методов при датировании вулканических образований Эльбруса мы решили применить метод ЭПР датирования по породообразующему кварцу. При этом мы учитывали, что этот метод датирования фактически впервые применяется в России для систематического определения возраста вулканитов и в связи с этим ряд методических аспектов требует уточнения, в частности, учет размера зерен датируемого минерала. Дело в том, что единственная существующая сейчас программа расчета возраста позволяла учесть размер зерен до 1 мм включительно, в то время как реальный размер зерен кварца, отобранных из вулканических пород, чаще всего превышал этот размер (до 4–5 мм). Увеличение размера зерен приводит к увеличению расчетного возраста, поэтому приведенные ниже цифры возраста следует считать только верхней возрастной границей датируемых пород. Мы также отдавали себе отчет в том, что полученные ЭПР датировки требуют подтверждения и последующей калибровки другими надежными изотопными методами и эти исследования необходимо будет провести в ближайшем будущем. (В настоящее время разрабатывается программа обработки данных датирования для зерен кварца с размером до 4–5 мм, результаты применения которой будут опубликованы).

Из вулканических пород Эльбруса пробы породообразующего кварца для ЭПР датирования и изучения геохимических особенностей выделялись двумя методами. В первом выбирались участки (площадью до 100 кв. м) в лавовых потоках, игнимбритовых и туфовых горизонтах, где не наблюдалось каких-либо наложенных постмагматических или гидротермальных процессов и на эти лавовые потоки непосредственно не налегают более молодые лавы. Из этих участков методом сколков отбирались пробы весом до 20 кг. После дробления их рассеивали на классы 0,5+0,25 и –0,25+0,10 мм, промывали на концентрационном столе, а затем методами флотации, разделения в тяжелых жидкостях и электромагнитной сепарации выделяли мономинеральные пробы кварца и других породообразующих и акцессорных минералов с чистотой до 90–95%. Затем вручную под бинокуляром чистоту пробы кварца доводили до 99–100%. Из выделенного кварца отбирали навески для ЭПР датирования (300–400 мг кварца фракции 0,15–0,25 мм), а для изучения его геохимических особенностей – навески весом 200–300 мг.

Второй метод заключался в отборе вручную, из средней (по мощности) части лавовых потоков или пирокластических горизонтов, отдельных зерен кварца размером не менее 2–3^x мм в количествах, достаточных для ЭПР датирования и геохимических исследований. Затем пробы кварца слегка дробили до размера 0,5–1, 0 мм и под бинокуляром их чистоту доводили до 99–100%.

Метод ЭПР датирования основан на накоплении радиационных центров в твердых телах под воздействием природного ионизирующего излучения. Природный радиационный фон обусловлен содержанием в породе радиоактивных изотопов ^{238}U, ^{232}Th и ^{40}K, распад которых сопровождается α-, β-, и γ-излучением, а также и космическим излучением. Воздействие ионизирующего излучения на минералы приводит к перераспределению электронов между ионами, в результате чего образуются электронные и дырочные центры. Если радиационные центры стабильны в природ-

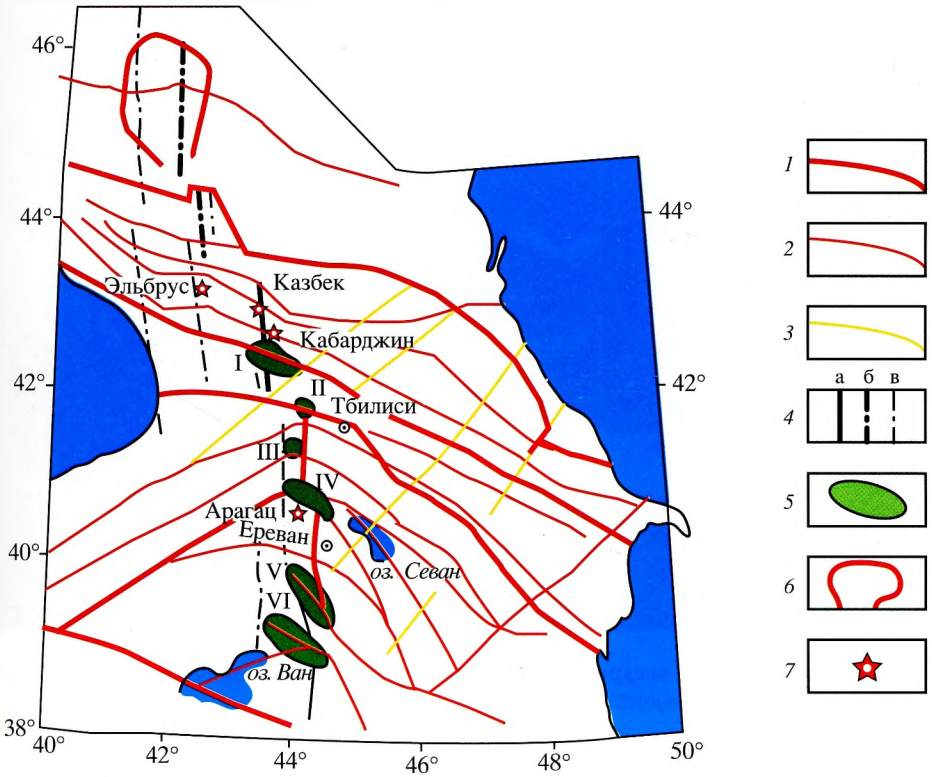


Рис. 4.1. Схематическая карта крупнейших разломов Кавказа:

1 – межзональные разломы; *2* – региональные разломы; *3* – то же "антикавказского" простирания; *4* – разломы Транскавказского простирания (а – подчеркивающиеся цепочками вулканов, б, в – выделенные по структурно-геологическим данным: б – крупные, в – мелкие); *5* – очаговые зоны сильных землетрясений в пределах Транскавказского поперечного поднятия (I – Рачинского, 1991 г., II – Горийского, 1920 г., III – Параванского, 1986 г., IV – Спитакского, 1988 г., V – Араратского, 1840 г., VI – Чалдыранского, 1976 г.); *6* – контуры Ставропольского поднятия; *7* – вулканы



Рис. 4.9. Древний кратер с внедрившимся в него крупным субвулканическим телом дацитового состава (истоки р. Кюкюртли)



Рис. 4.11. Вид на вулкан Эльбрус со стороны истоков р. Малки. Ровные площадки – отложения "подпруженных озер"

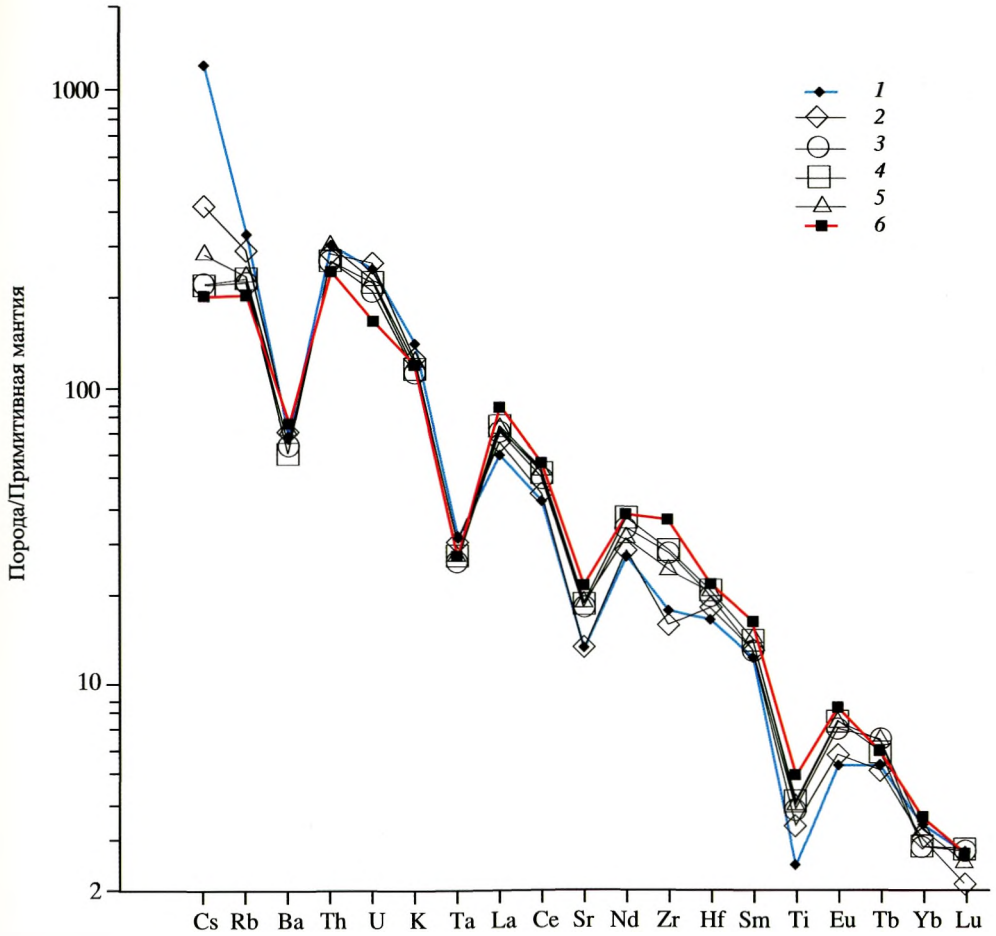


Рис. 4.12. Спайдер-диаграмма для вулканитов эруптивного вулканического цикла. Состав примитивной мантии по [*Sun, McDonough*, 1989]:

1 – докальдерного этапа (поздний плиоцен); *2* – риодациты раннего этапа кальдерного цикла (нижний неоплейстоцен); *3* – дациты позднего этапа кальдерного цикла; *4* – дациты раннего этапа посткальдерного цикла; 5 – дациты и трахидациты позднего этапа (голоцен) посткальдерного цикла ; *6* – трахиандезиты эрозионного останца Таш-Тюбе (поздний неоплейстоцен) – ранний этап посткальдерного цикла

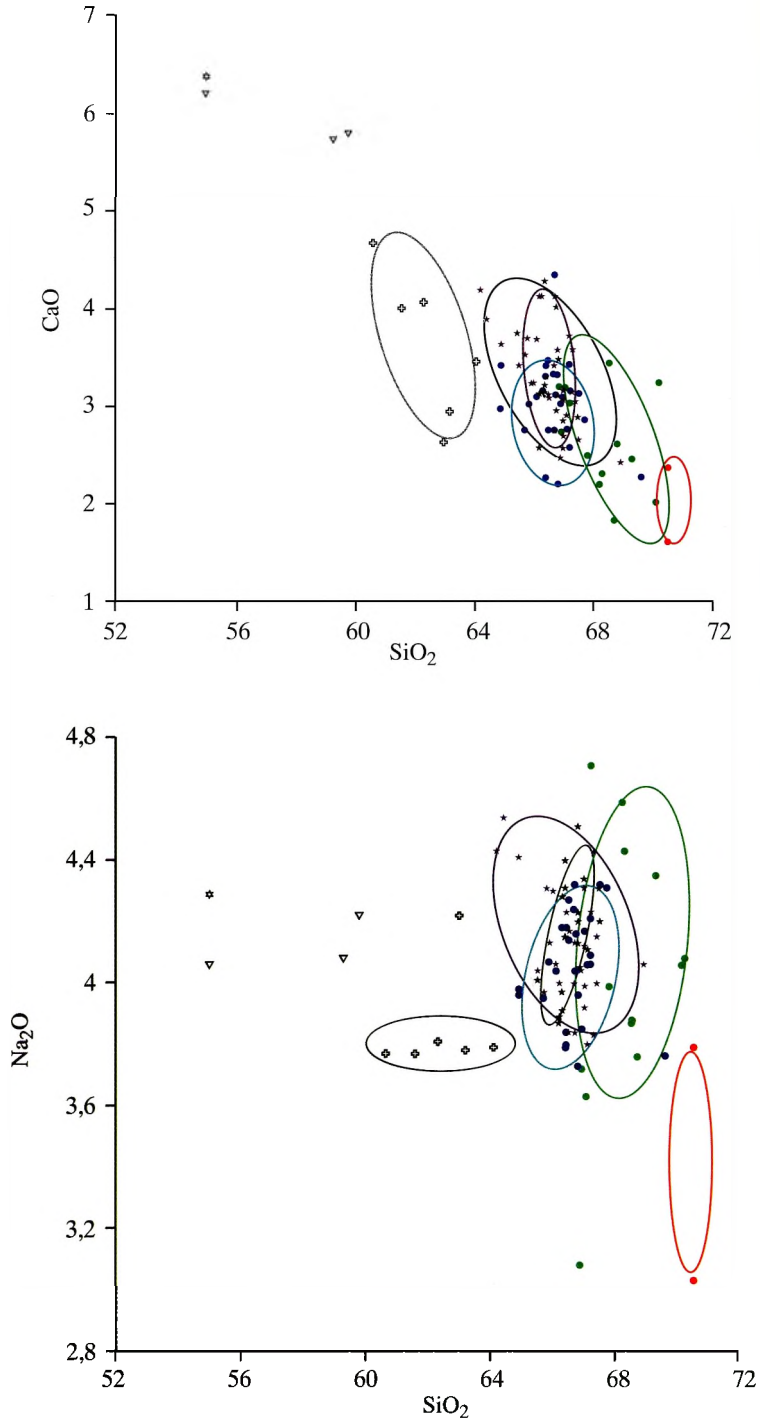
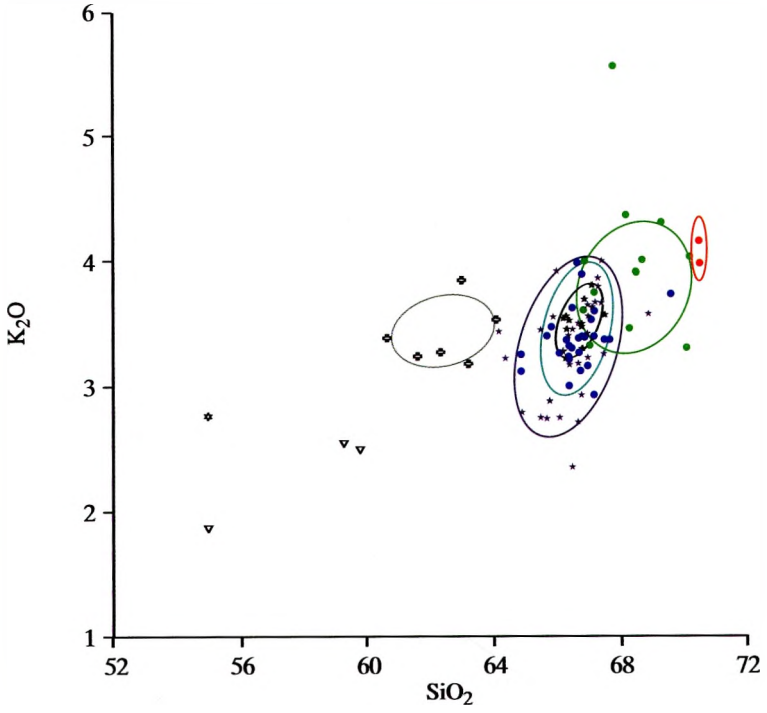


Рис. 4.14 (продолжение)



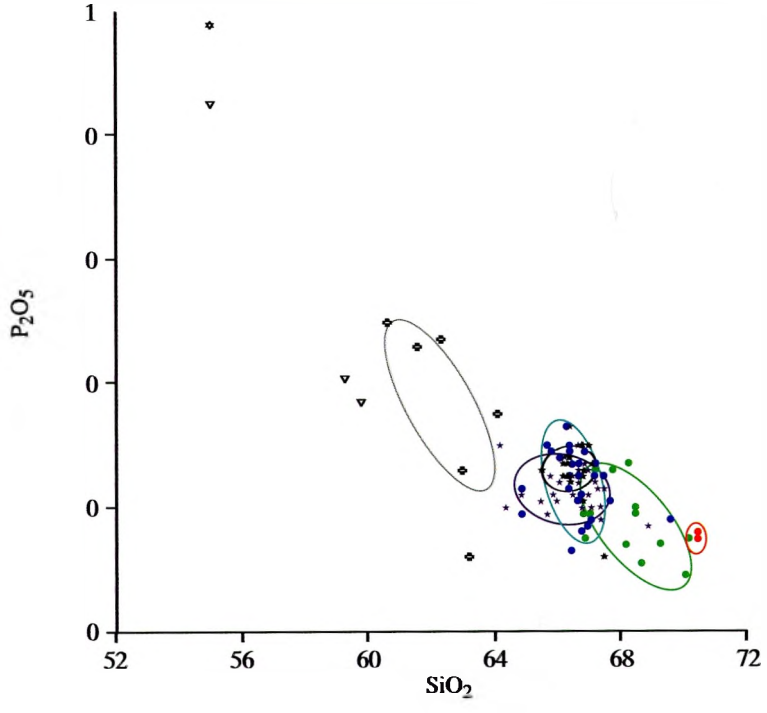


Рис. 4.14 (окончание)

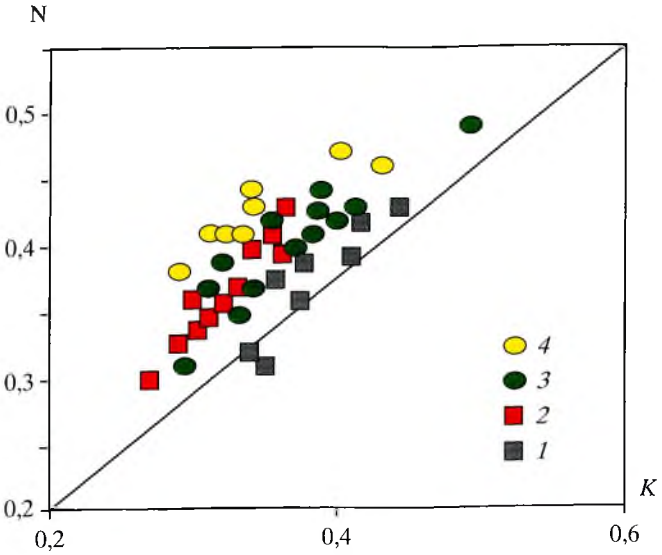


Рис. 4.15а. Положение вулканитов Эльбруса на диаграмме И.В. Носырева:

$N = Na_2O/[(Al_2O_3 + Fe_2O_3) - (K_2O + CaO)]$, $K = K_2O/[(Al_2O_3 + Fe_2O_3) - (Na_2O + CaO)]$. Линия равных значений N и K соответствует породам кислого состава, в которых компоненты Al_2O_3, CaO, Na_2O, K_2O находятся в эвтектических соотношениях, а точка с координатами $N = K = 1$ соответствует 100% эвтектической смеси; *1* – риодациты докальдерные и раннего этапа кальдерного цикла; *2–4* – дациты: позднего этапа кальдерного цикла (*2*), раннего этапа посткальдерного цикла (*3*) и позднего (голоценового) этапа посткальдерного цикла (*4*)



Рис. 4.15б. Общий вид стратовулкана Эльбрус с севера, со стороны р. Малки

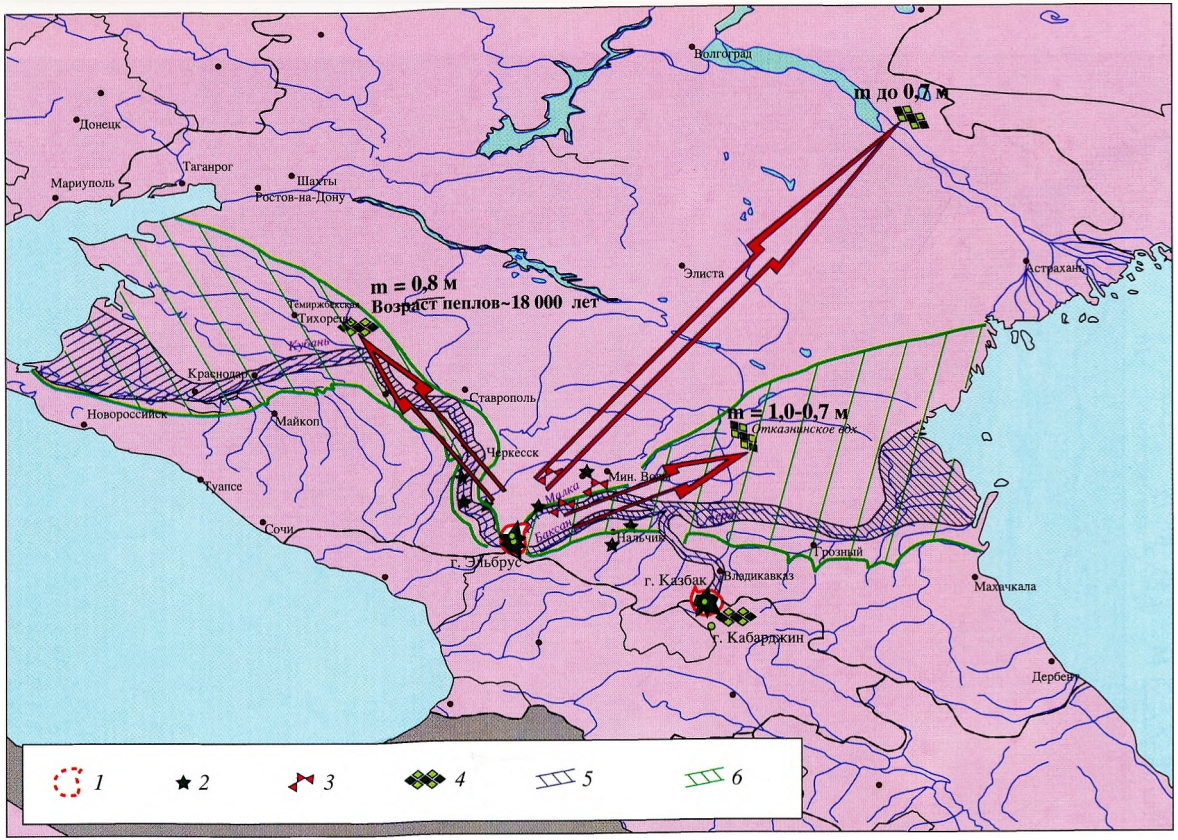


Рис. 4.16. Схематическая карта катастрофических последствий извержения Эльбруса (составлена А.Г. Гурбановым, ИГЕМ РАН, 2000 г.)

Показаны места находок аэрально перенесенных пеплов, образовавшихся после кальдерообразующего извержения, и более молодых взрывных извержений вулкана Эльбрус, места обнаружения палеолахаров, зоны возможных наводнений и затоплений: *1* – ледниковые "панцири" на вулканах; *2* – мелкие эруптивные центры; *3* – места находок отложений палеолахаров; *4* – места находок пеплов, аэральный перенос которых связан с кальдерообразующим извержением и взрывными извержениями Эльбруса; *5* – участки возможного катастрофического затопления вдоль долин рек, берущих начало с вулканов Эльбрус и Казбек, в связи с их возможной активностью; *6* – зона влияния возможного катастрофического затопления

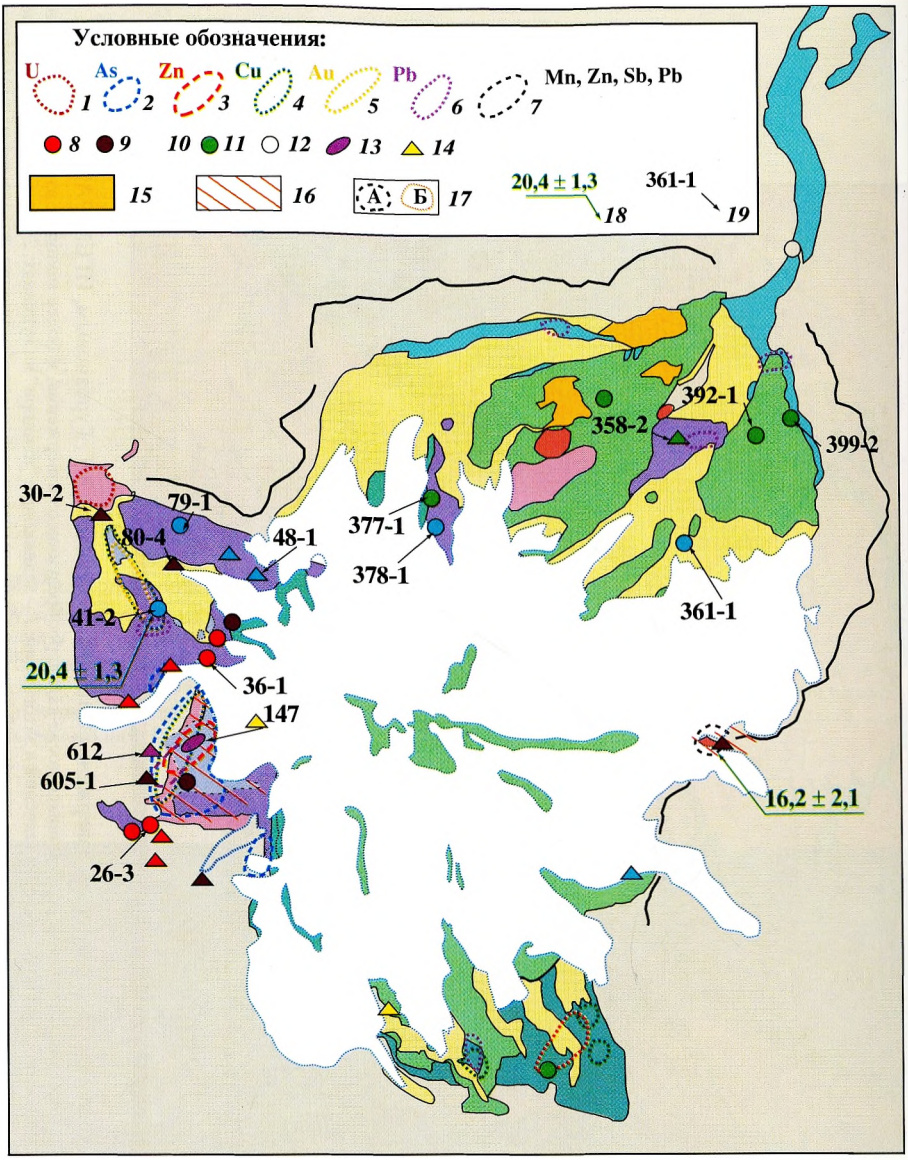
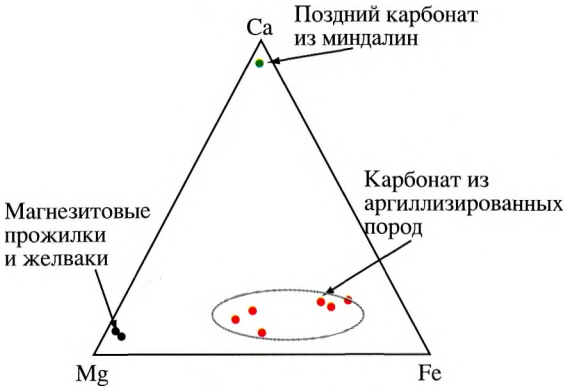


Рис. 4.26. Карта проявлений гидротермальной минерализации и геохимических аномалий:

1–7 – участки, характеризующиеся повышенными содержаниями: *1* – урана (>7–8 ppm); *2* – мышьяка (15–322 ppm); *3* – цинка (120–497 ppm); *4* – меди (>60 ppm); *5* – золота (0,05–0,3 ppm); *6* – свинца (>60 ppm); *7* – марганца, сурьмы; *8–13* – проявления жильной минерализации: *8* – магнезита; *9* – кварца; *10* – сложного состава; *11* – тридимита; *12* – арагонита; *13* – вторичных кварцитов; *14* – жильная минерализация в обломках, *15* – озерные отложения (песчано-гравийные смеси), *16* – площадная аргиллизация, *17* – контуры участков с повышенными содержаниями: А – более 5 кларков; Б – 2–4 кларка; *18* – результаты ЭПР датирования кварца жильной минерализации, *19* – номера образцов

Рис. 4.27. Составы карбонатов из измененных пород Эльбруса



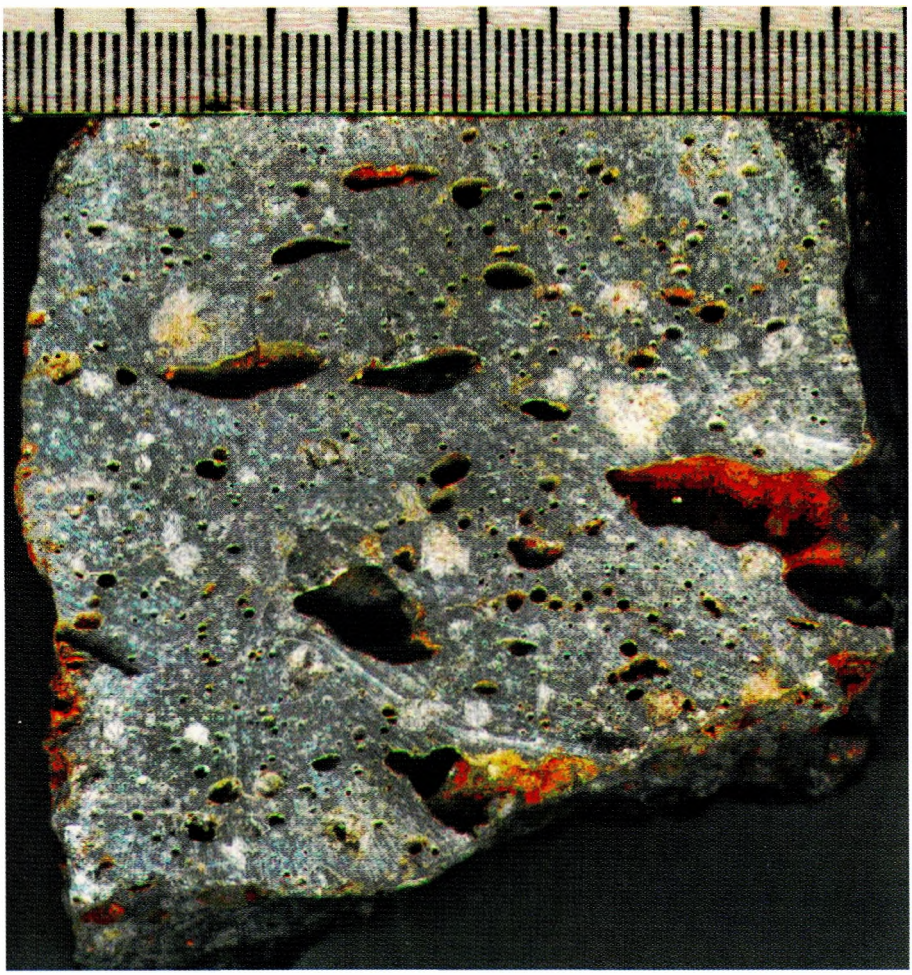


Рис. 4.28. Дацит зеленовато-серого цвета с изометрично-угловатыми порфировыми вкрапленниками кварца и плагиоклаза (обр. 119–3/99)

Многочисленные поры линзовидной и чечевицеобразной формы размером до 2 × 0,5 см, очевидно, ориентированные по направлению движения потока, заполнены пленками марказита и пирита

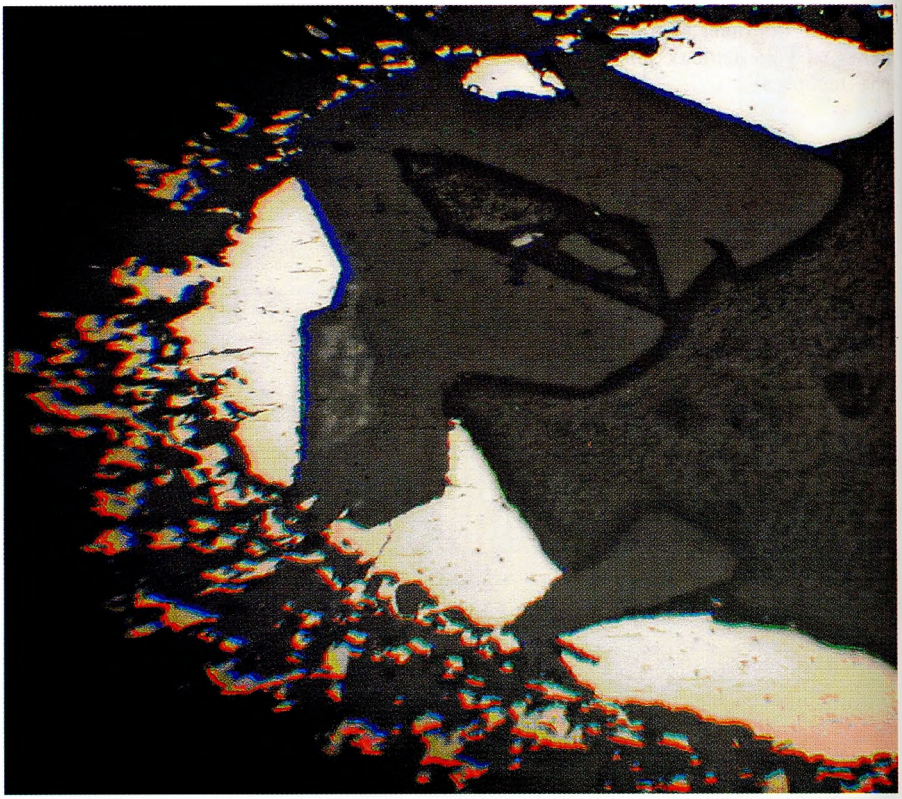


Рис. 4.29. Дациты экструзии Кюкюртли (обр. 119–3/99)

Поры по стенкам залечены кварц-марказит-пиритовыми корками и цеолитами, вокруг пор развиваются кварц-калишпат-пиритовые метасоматические оторочки, пирит замещается гидроксидами железа. (Отраженный свет, ширина кадра 1,6 мм)

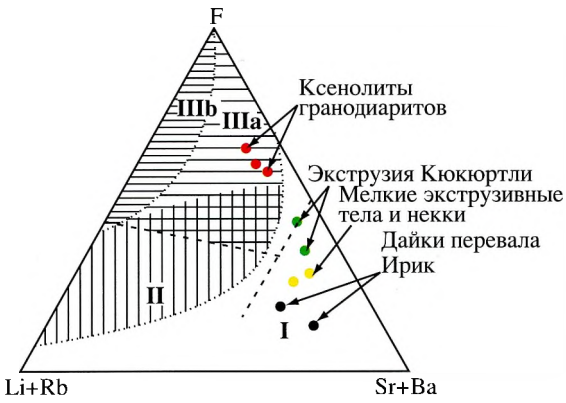


Рис. 4.30. Положение субвулканических и гипабиссальных образований Эльбрусского вулканического центра на геохимической диаграмме потенциальной рудоносности гранитоидов внутриконтинентальных редкометальных провинций

Поля: I – безрудных гранитов, II – ограниченно рудоносных, IIIa – потенциально рудоносных, IIIb – рудоносных

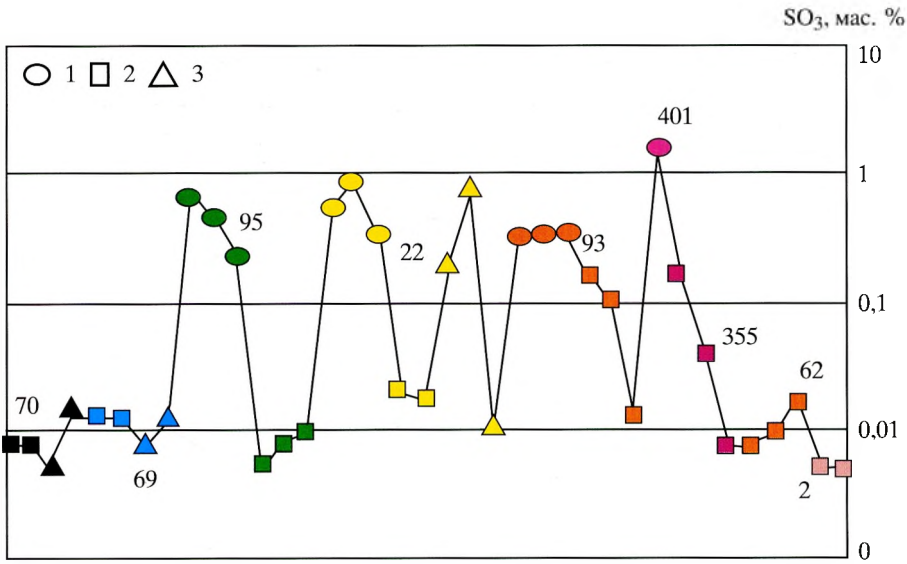


Рис. 4.31. Распределение SO_3 в апатите:

1 – темные ядерные части кристаллов; *2* – бесцветный; *3* – бесцветный поздний. Цифры на кривых соответствуют авторским номерам проб

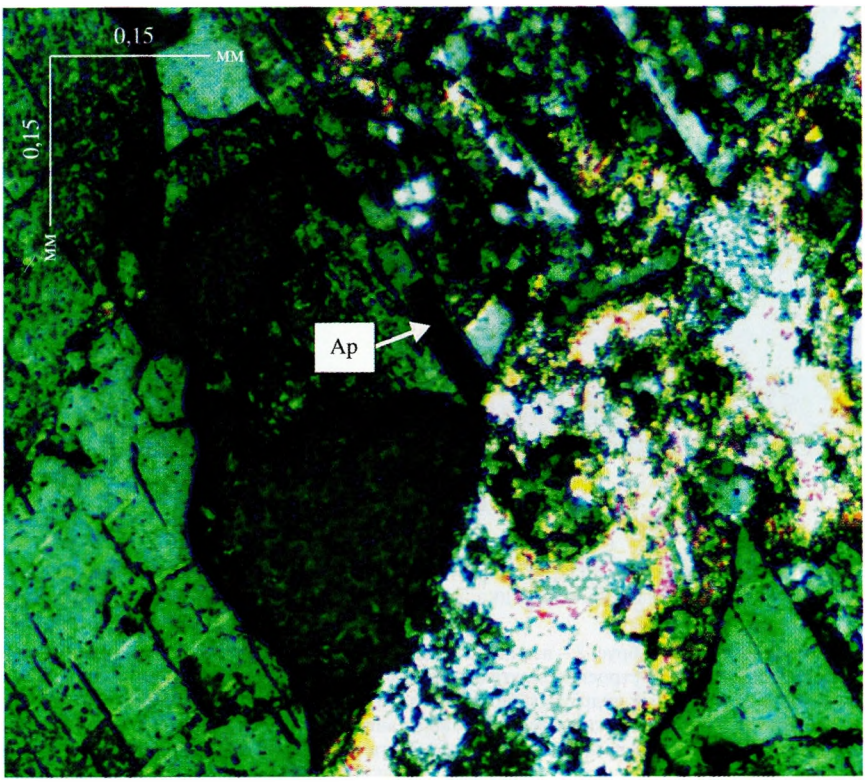


Рис. 4.32. Зональные кристаллы апатита (Ap) в экструзии Кюкюртли присутствуют в виде включений в плагиоклазе и пересекаются поздними карбонатными прожилками

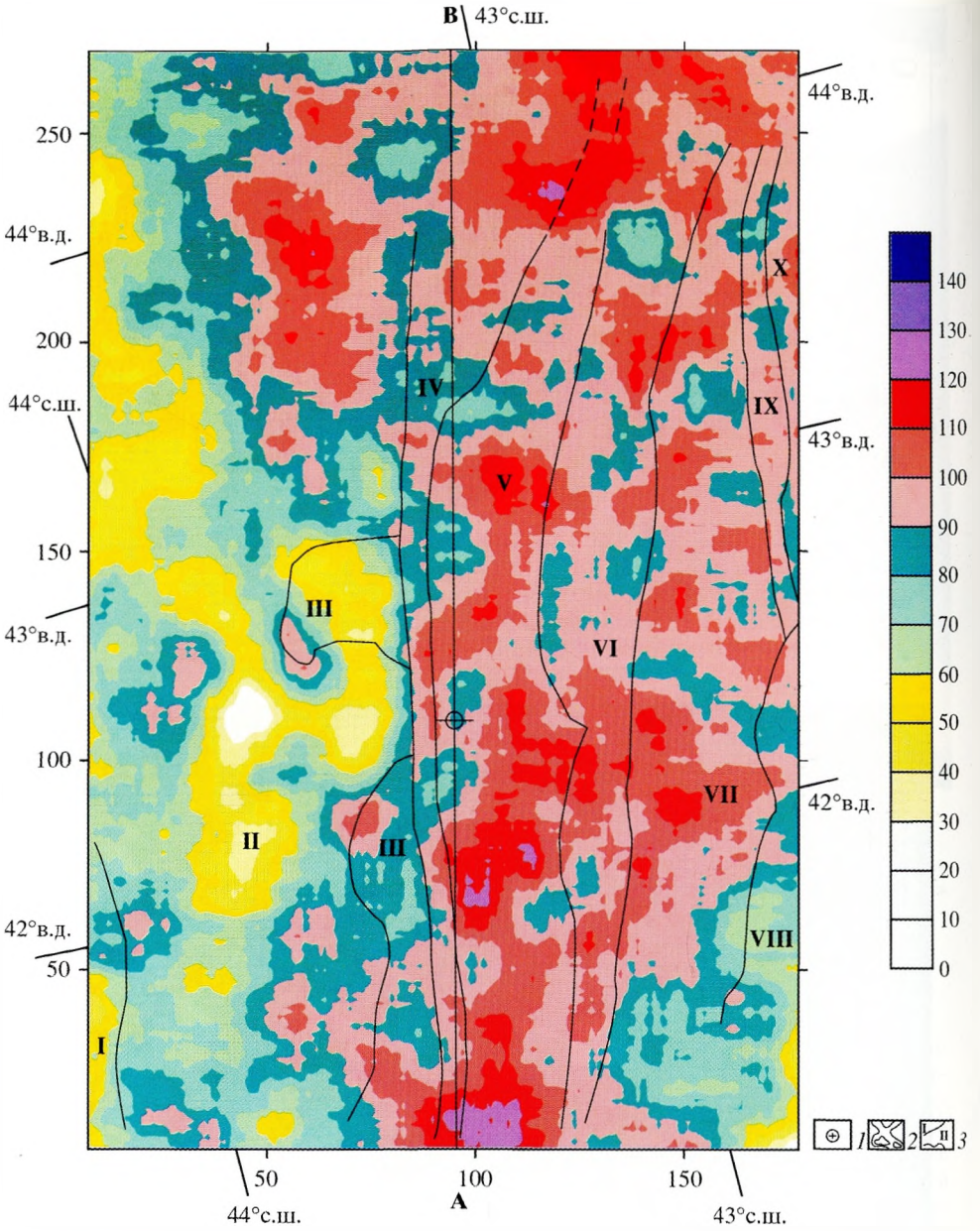


Рис. 5.15. Карта тектонической раздробленности литосферы Центрального Кавказа, отвечающая срезу литосферы на глубине порядка 7 км с нанесением границ важнейших структурных подразделений:

1 – положение вулкана Эльбрус; *2* – изолинии поля тектонической раздробленности литосферы, характеризующие особенности ее строения на этих глубинах (см. шкалу раскраски); *3* – границы распространения важнейших структурных подразделений по геологическим данным и их наименование: I – Предкавказские альпийские краевые прогибы, выполненные кайнозойскими молассами; II – Лабино-Малкинская зона поднятий; III – выступы палеозойского фундамента; IV – Тырныаузская шовная зона (палеозой, юра); V – унаследованный от герцинского цикла горст-антиклинорий Центрального Кавказа (кристаллические породы палеозоя); VI – синклинорий южного крыла Большого Кавказа (выполненный изоклинально складчатым флишем мальма и мела); VII – Абхазско-Рачинская ступень, представленная антиклинориями и ступенями южного крыла Большого Кавказа (умеренно складчатый нефлишевый мезозой); VIII – Рионская впадина; IX – Кахетино-Лечхумская шовная зона (прогибы); X – участок Грузинского срединного массива, вовлеченный в поднятие южного крыла Большого Кавказа

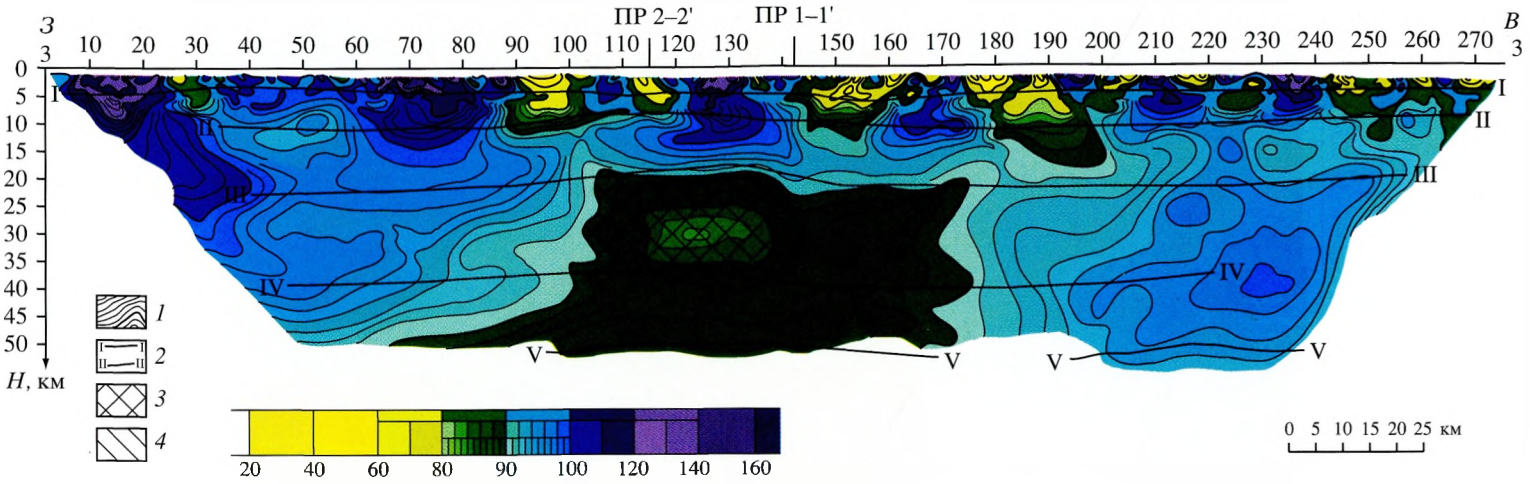


Рис. 5.16. Вертикальный разрез поля тектонической раздробленности (3–3′), построенный вдоль простирания Кавказа и проходящий через вершину вулкана Эльбрус (близширотный):

1 – изолинии поля тектонической раздробленности литосферы: жирные – кратные 10 усл.е., тонкие – промежуточные значения; *2* – близгоризонтальные границы раздела, выделенные внутри коры по особенностям поля тектонической раздробленности; *3*, *4* – области расположения аномально пониженных значений поля тектонической раздробленности: *3* – высокоаномальные, *4* – среднеаномальные [*Нечаев*, 2000]

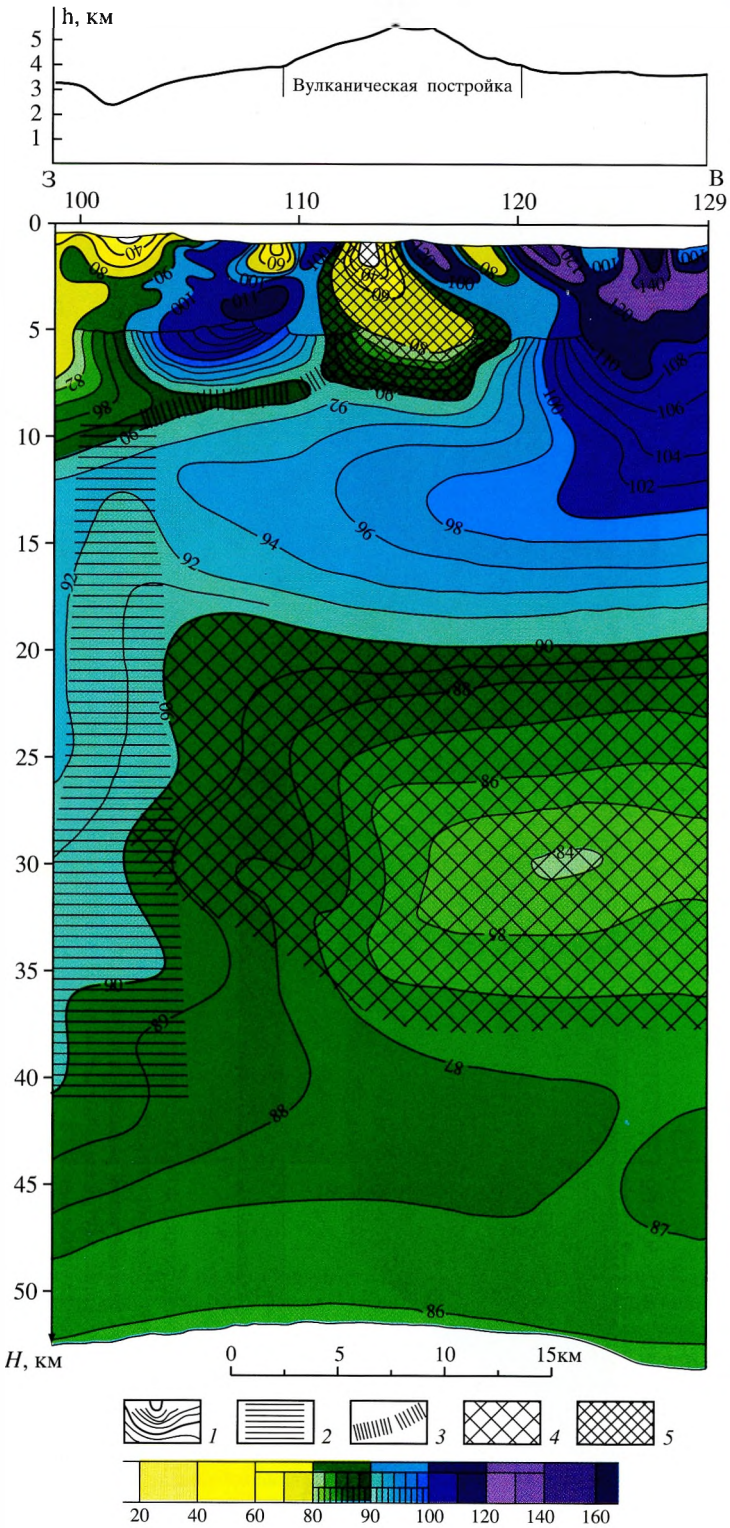

h, км
Вулканическая постройка
З
В
100
110
120
129
H, км
0
5
10
15км
1
2
3
4
5
20
40
60
80
90
100
120
140
160

Рис. 5.17. Вертикальный разрез поля тектонической раздробленности коры, проходящий через вулкан Эльбрус и ориентированный вдоль простирания Кавказа:

1 – изолинии поля тектонической раздробленности коры: жирные – кратные 10 усл.ед., тонкие – 2 или 1 усл.ед.; *2* – область (зона) повышенной раздробленности нижней части коры; *3* – близгоризонтальные ослабленные зоны (возможный путь перетока первичной магмы в вулканическую камеру); *4* – область аномально пониженных значений поля в верхах базальтовой коры, рассматриваемая в качестве потенциального материнского магматического очага, служившего в прошлом поставщиком материала для заполнения вулканических камер; *5* – область аномально пониженных значений поля в верхней части коры, отождествляемая с вулканической камерой [*Нечаев, Собисевич*, 2000]

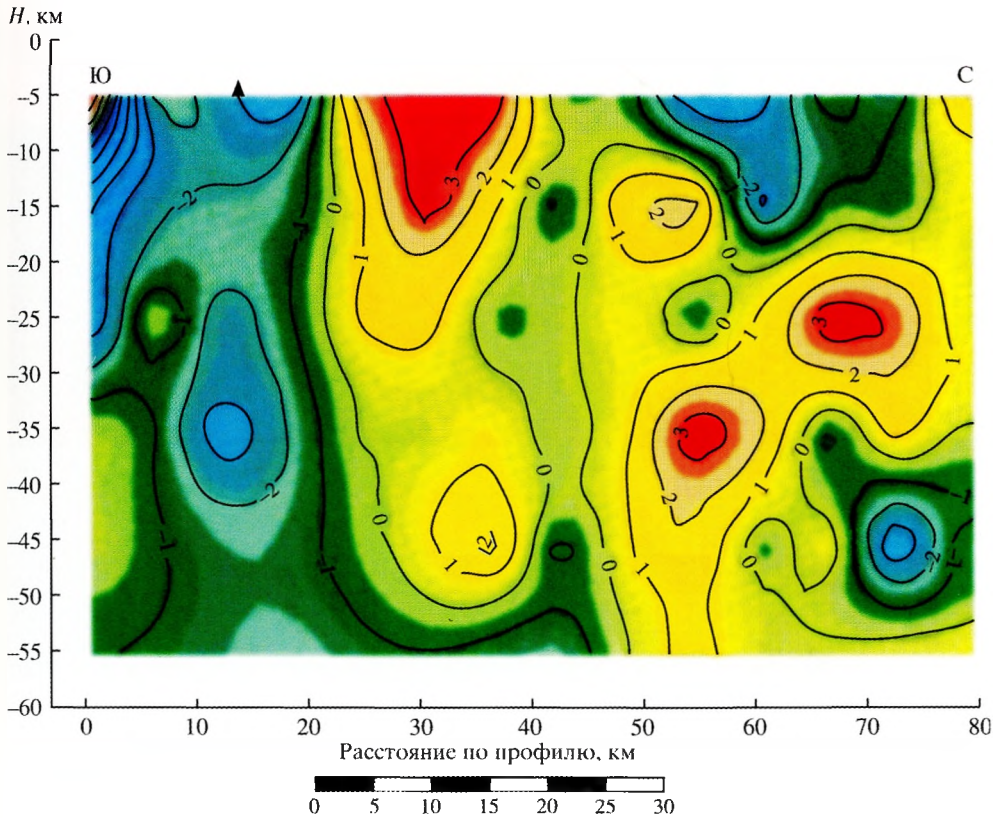


Рис. 5.20. Сейсмотомографический разрез по линии Приэльбрусского профиля.

Изолиниями показана величина относительной медленности с обратным знаком (в %), положительным значениям соответствует большая скорость *P*-волн, отрицательным – меньшая, черный треугольник – координаты вулкана Эльбрус. [*Арбузкин и др.*, 2002]

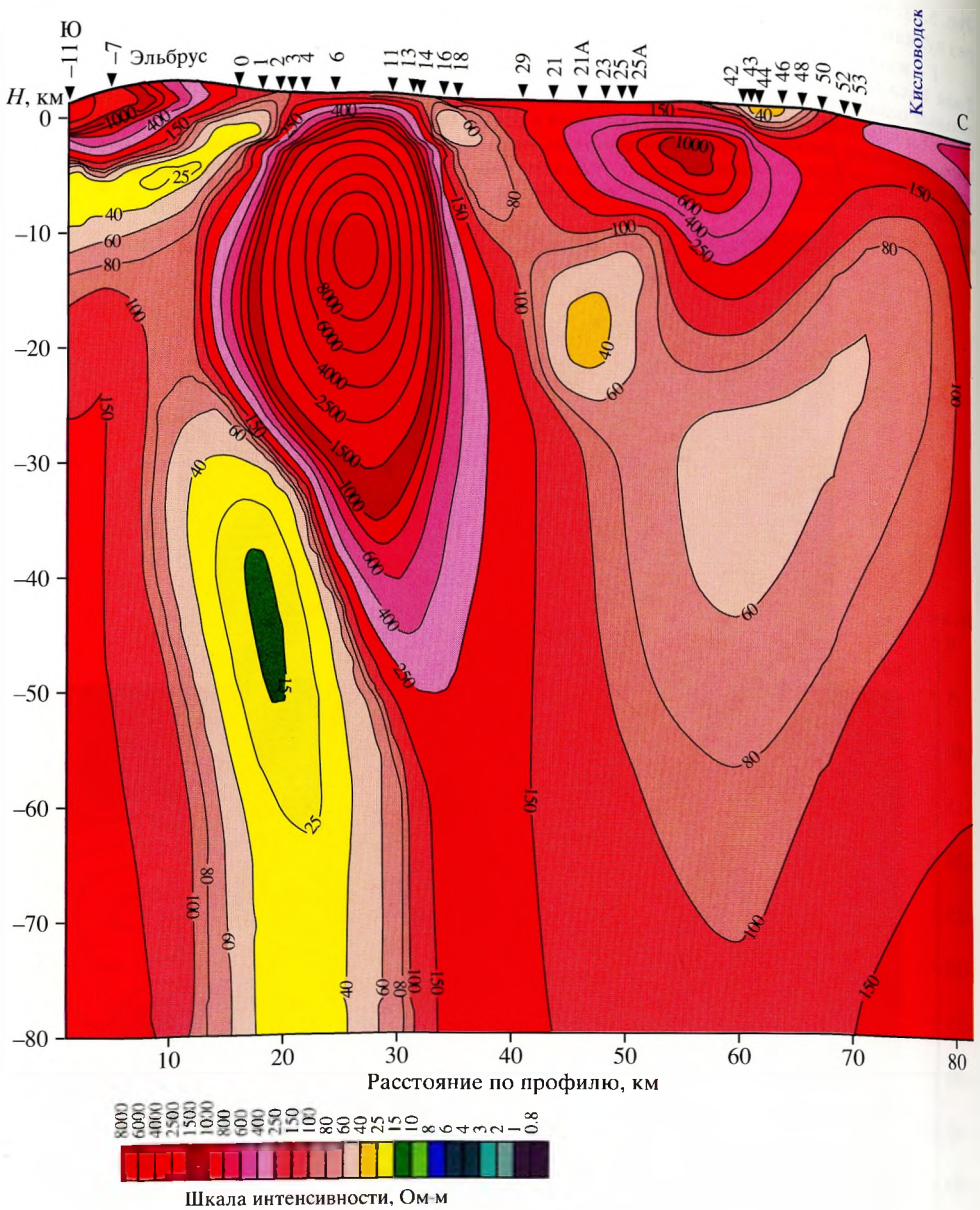


Рис. 5.21. Геоэлектрический разрез, отражающий интерпретацию данных, полученных методом магнито-теллурического зондирования по линии Приэльбрусского профиля. Нанесены изолинии равных сопротивлений [*Арбузкин и др.*, 2002]

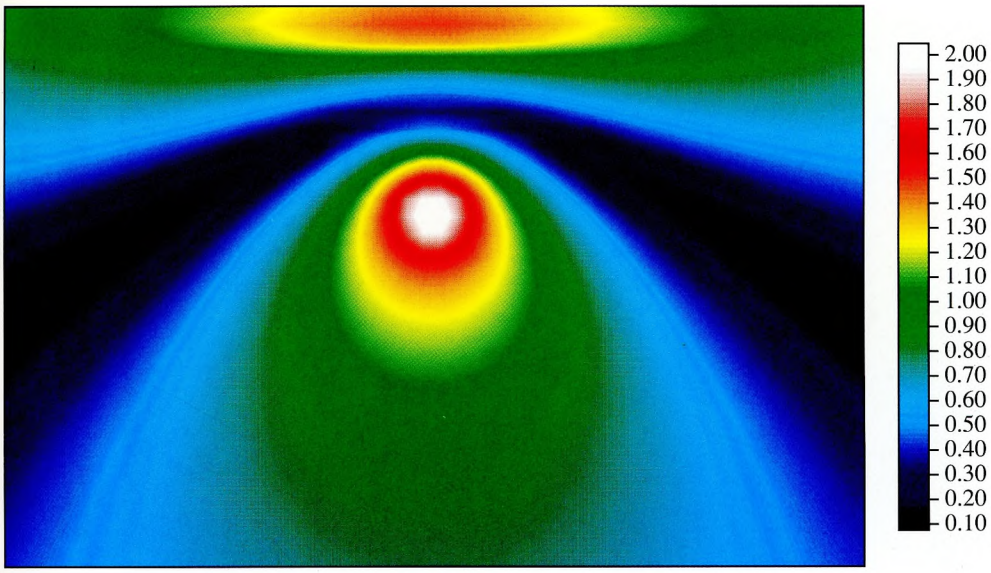


Рис. 5.31. Однородная полуплоскость h = 5 км, V_{S1} = 800 м/с, θ_{S1} = 0,4

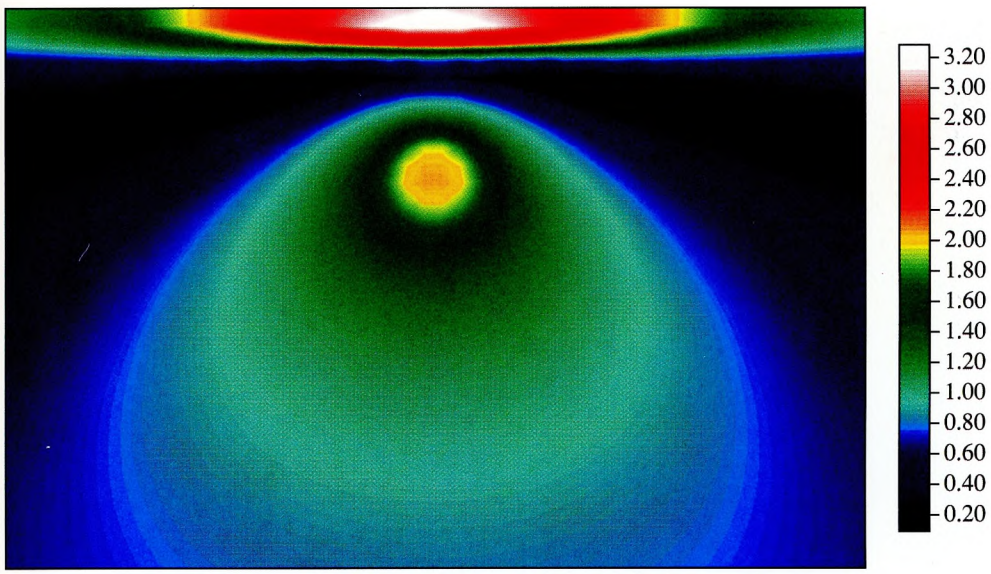


Рис. 5.32. Нормальное строение, h = 4, h_2 = 1 км, V_{S1} = 800 м/с, V_{S2} = 400 м/с, θ_{S1} = 0,4

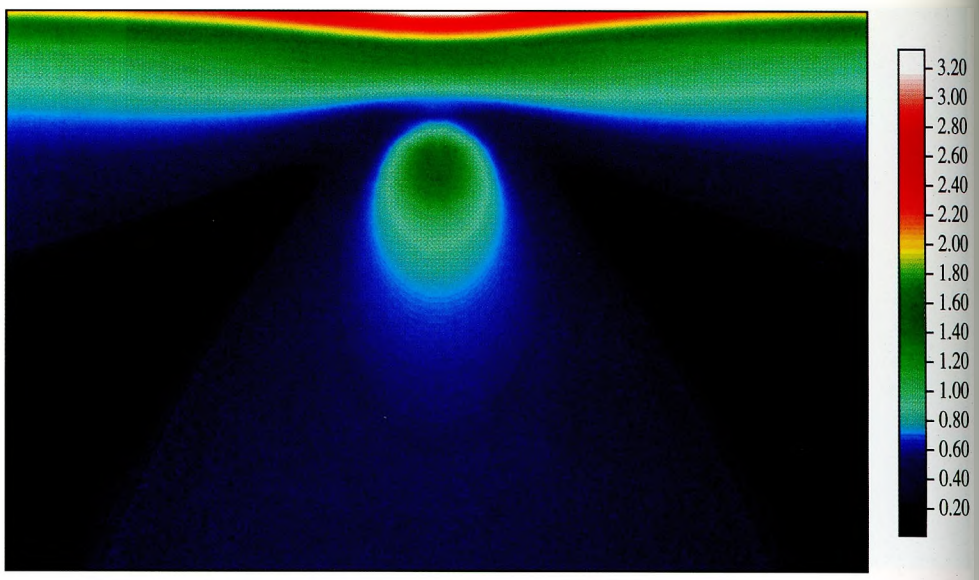


Рис. 5.33. Нормальное строение h = 4 км, $h_2 = h_3$ = 0,5 км, V_{S1} = 800, V_{S2} = 400, V_{S3} = 200, θ_{S1} = 0,4

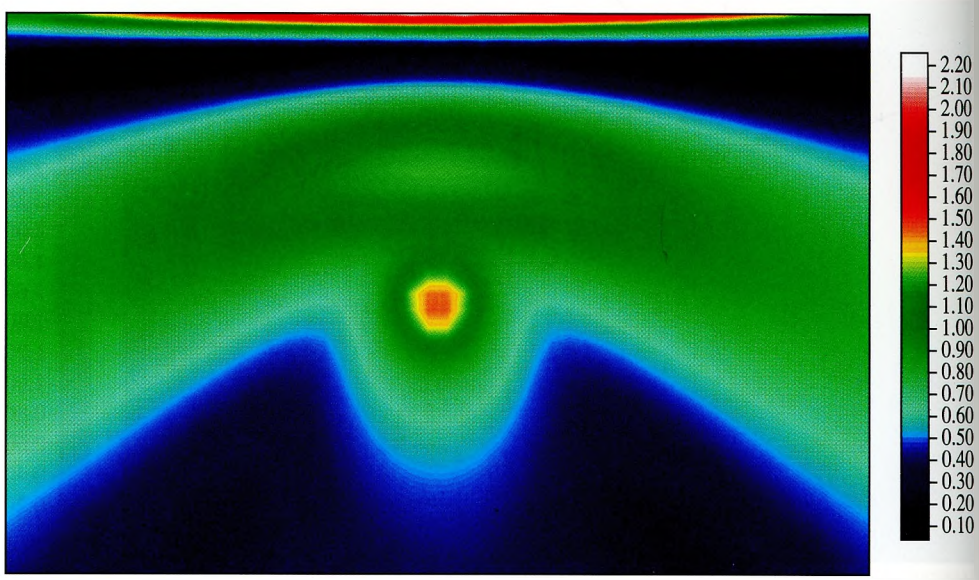


Рис. 5.34. Нормальное строение h = 9, h_2 = 1 км, V_{S1} = 800 м/с, V_{S2} = 400 м/с, θ_{S1} = 0,4

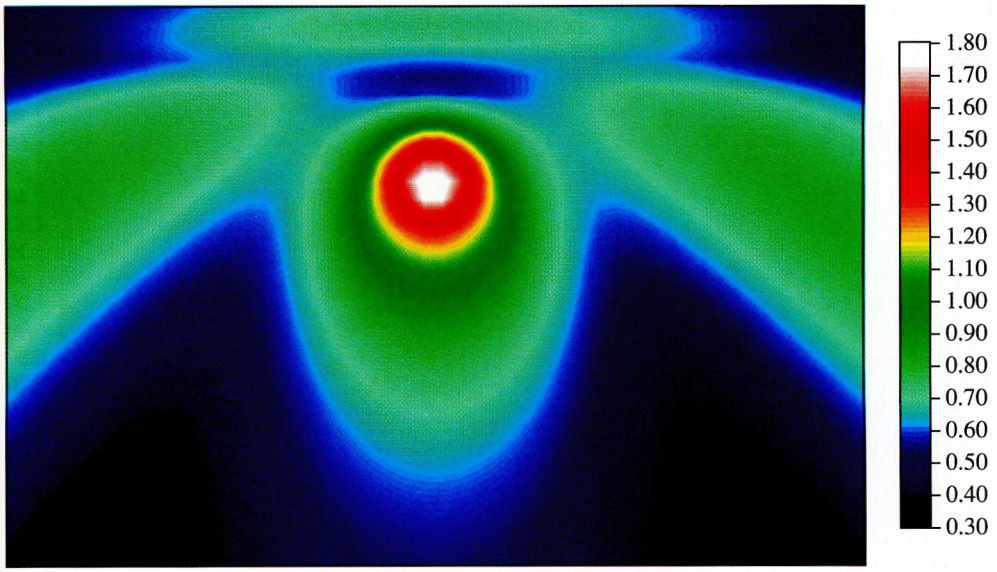


Рис. 5.35. Аномальное строение $h = 4$, $h_2 = 1$, $V_{S1} = 800$, $V_{S2} = 2400$, $\theta_{S1} = 0{,}4$

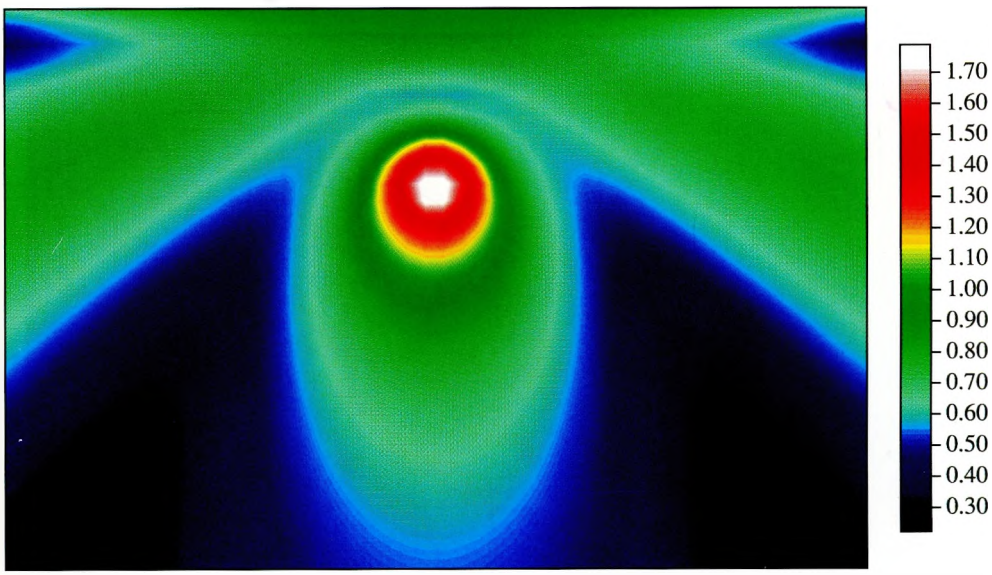


Рис. 5.36. Аномальное строение $h = 4$, $h_2 = h_3 = 0{,}5$, $V_{S1} = V_{S3} = 800$, $V_{S2} = 2400$, $\theta_{S1} = 0{,}4$

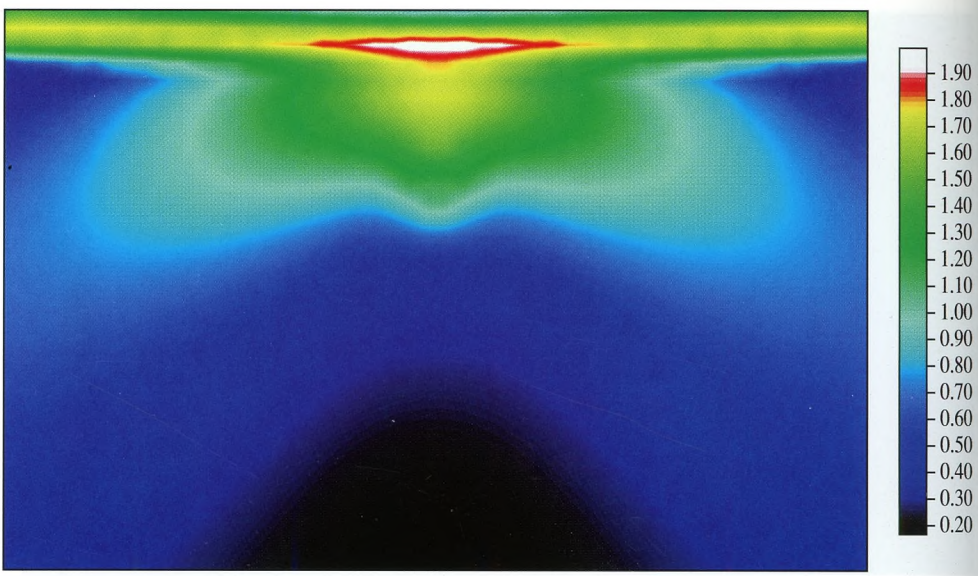


Рис. 5.37. Аномальное строение $h = 4$, $h_2 = h_3 = 0{,}5$, $V_{S1} = V_{S3} = 800$, $V_{S2} = 200$, $\theta_{S1} = 0{,}4$



Рис. 5.38. Пепло-газовая струя извержения Карымского вулкана в первый день после начала извержения. 2 января 1996 г. (*Фото С.А. Федотова*)



Рис. 5.39. Один из десятков мощных подводных взрывов, повторявшихся в Карымском озере. Тучи взрыва, поднимавшиеся на высоту до восьми километров. 2 января 1996 г. (*Фото С.А. Федотова*)



Рис. 5.40. Полуостров, образовавшийся в Карымском озере у кратера подводных взрывов. Парит нагревшаяся вода озера. Видна цепочка паровых струй, трассирующих трещину, по которой магма поднималась при извержении. 3 января 1996 г. (*Фото С.А. Федотова*)



Рис. 5.41. Полуостров Новогодний и кратер Токарева (диаметр 600 м), образовавшийся при извержении 2–3 января 1996 г., и борта кальдеры вулкана Академии Наук. Лето 1996 г. Уровень воды в озере стал ниже, чем на предыдущей фотографии, после прорыва плотины, которая была образована отложениями взрывов 2–3 января 2003 г. и перегородила сток из озера. (*Фото С.А. Федотова*)

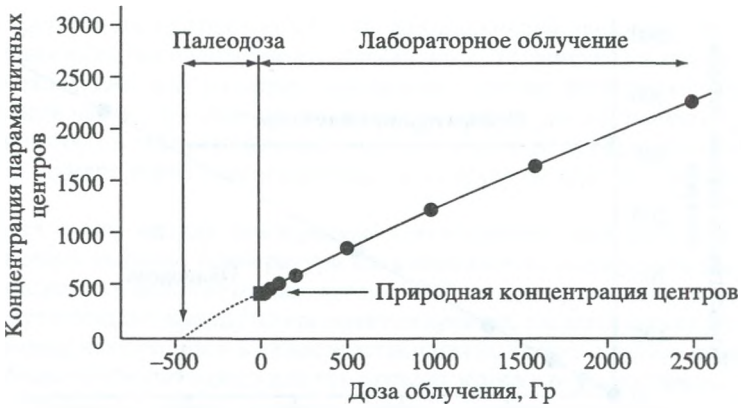


Рис. 4.33. Оценка палеодозы методом добавочных доз

ных условиях, то с течением времени они накапливаются. Количество образовавшихся центров пропорционально палеодозе D_n, т.е. произведению мощности радиационного фона (D_y) на продолжительность воздействия ионизирующего излучения t. В этих условиях возраст минерала определяется соотношением:

$$t\,(\text{лет}) = \frac{\text{Палеодоза}}{\text{Годичная доза}} = \frac{D_n\,(\text{Гр})}{D_y\,(\text{Гр/год})}.$$

Оценку палеодозы можно произвести двумя способами: методом добавочных доз и методом регенерации. В первом случае образец (кварц), извлеченный из горной породы, облучают дополнительными дозами γ-излучения, которые "накладываются" на палеодозу. Величина палеодозы D_n получается экстраполяцией зависимости концентрации парамагнитных центров от дозы лабораторного облучения в область нулевых концентраций (рис. 4.33).

В методе регенерации после измерения природной концентрации парамагнитных центров образец отжигается. В процессе отжига все парамагнитные центры в образце разрушаются. Затем отожженный образец облучают рядом γ-доз до достижения природной концентрации центров. Эта доза лабораторного облучения принимается равной палеодозе (рис. 4.34).

Многими исследователями показано, что в методе регенерации разброс экспериментальных точек существенно меньше, чем в методе добавочных доз, и поэтому его точность определения величины палеодозы D_n выше. Недостатком метода регенерации является то, что после отжига может измениться радиационная чувствительность минерала [*Prescott J.R. et al.*, 1993].

Датирование лавовых потоков производилось по накоплению Al-центров в кварце. Вхождение примесного алюминия в кварц сопровождается захватом одновалентных зарядокомпенсирующих ионов (Li, Na, H) и образованием диамагнитных предцентров $[AlO_4/M^+]^0$. Под воздействием природного ионизирующего излучения предцентр захватывает дырку и переходит в парамагнитный радиационный центр $[AlO_4/h]^0$. При этом ион M^+ диффундирует к электронному радиационному центру.

Измерение концентрации радиационных центров Al, Ti и Ge проведено в соответствии с инструкцией [*Количественное измерение*.., 1986] методом сравнения интенсивностей характеристических линий в спектрах ЭПР исследуемых и эталонных образцов с известной концентрацией центров. В качестве характеристических линий были выбраны высокополевые линии сверхтонкой структуры с $g_{эф} = 1,993$ для Al-центра, $g_{эф} = 1,913$ для Ti-центра и $g_{эф} = 1,997$ для Ge-центра. Измерение концентраций структурных примесей Al, Ti и Ge проводили после радиационного γ-облуче-

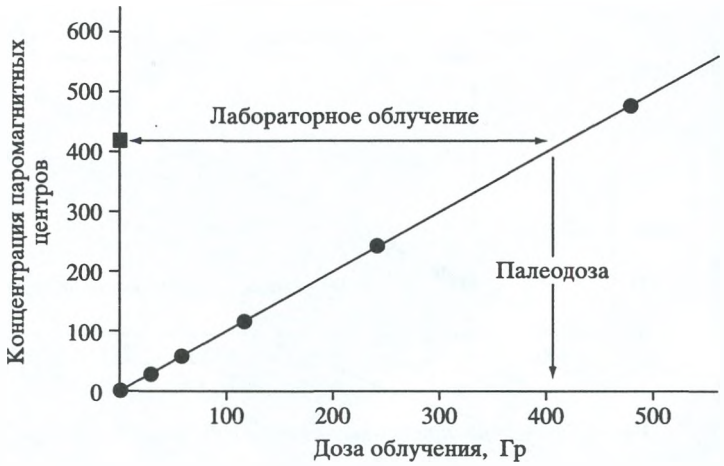


Рис. 4.34. Оценка палеодозы методом регенерации

ния образцов при достижении радиационного насыщения центров, которое для Ge-центров наступает при облучении дозой $1 \cdot 10^3$ Гр, а для Al- и Ti-центров при облучении дозами $2 \cdot 10^4$ и $1 \cdot 10^5$ Гр соответственно.

Спектры регистрировали на ЭПР спектрометре "Varian E-115" в X-диапазоне (~9,4 гГц) при амплитуде модуляции 0,1 мТл, частоте модуляции 100 кГц и мощности СВЧ излучения 10 мВт для Al- и Ti-центров и 30 мВт для Ge-центра. Спектры Al- и Ti-центров регистрировали при температуре жидкого азота с использованием кварцевого криостата, а Ge-центра при комнатной температуре.

Радиационный фон. Мощность дозы α-, β-, и γ- излучения рассчитана по содержанию U, Th и K в породе и кварце. Концентрации U и Th определяли методом инструментальной нейтронной активации, а K – рентгено-флюоресцентным анализом или методом фотометрирования пламени. Парциальные дозы от α-, β-, и γ-компонентов рассчитывали с использованием пересчетных коэффициентов [*Власов, Куликов,* 1977].

В связи с различной проникающей способностью α-, β-, и γ-компонентов необходимо при расчетах дозы облучения учитывать линейные размеры зерен датируемого минерала. Пробег α-частицы в веществе с плотностью 2,7 г/см^3 составляет ~20 мкм [*Grun,* 1989], средний пробег β-частицы – 2 мм. Следовательно, эффективный радиационный фон будет зависеть от размера зерен кварца в лавах. Возраст проб рассчитывали с помощью программы, любезно предоставленной Р. Грюном [*Grun,* 1987; 1989], но только для размера зерен кварца до 1 мм, что дало возможность, как отмечалось выше, оценить только верхний возрастной предел содержащих их пород.

Одновременно с ЭПР датированием породообразующих кварцев из вулканических пород, относящихся к выделяемым по геологическим данным различным временным этапам и циклам эволюции Эльбрусского вулканического центра, в них определялись содержания (в г/т) структурных примесей Al, Ti и Ge. Это было сделано для того, чтобы выяснить, будут ли породообразующие кварцы из пород, относящихся к различным возрастным циклам, различаться по содержаниям указанных структурных примесей.

В связи с тем, что температура стабильности радиационных Al-центров в кварце менее 100 °C [*Grun,* 1989], а температура излившихся лав и субвулканических тел по данным гомогенизации расплавных включений в минералах достигала 1100–1170 °C [*Наумов и др.,* 2001; *Толстых и др.,* 2001], приходилось применять

особые требования к отбору проб. Так, для получения надежных ЭПР датировок и исключения влияния наложенного термального воздействия в случаях непосредственного налегания друг на друга нескольких лавовых потоков пробы отбирали из центральной части нижележащего лавового потока или на значительном удалении от экзоконтактов субвулканических тел и в участках вулканических пород, не затронутых фумарольной деятельностью, фиксируемой обычно по образованию гейзеритов.

Вместе с тем низкая температура стабильности радиационных Al-центров в кварце и очень высокая температура изливавшихся лав позволили нам впервые оценить возможность использования метода ЭПР для датирования лавовых потоков по породообразующему кварцу из ксенолитов древних магматических или метаморфических пород, находящихся в непосредственном контакте с вулканическими породами. Это было особенно важно для тех случаев, когда в породах лавовых потоков или игнимбритовых горизонтах отсутствовали вкрапленники породообразующего кварца. Нами были определены цифры возраста двух лавовых потоков по кварцам из ксенолита позднепалеозойского гранита, находящегося в лавобрекчии (истоки р. Уллукам), и из обожженных слюдяных протерозойских слюдяных сланцев, залегающих в непосредственном контакте с подошвой лавового потока (истоки р. Баксан, поляна Азау). В обоих случаях древние породы, содержащие кварц, были прогреты до температур заведомо выше 100 °С, что и должно было обеспечить получение надежных ЭПР датировок. Так, в истоках реки Баксан (поляна Азау) для датирования самого нижнего лавового потока (ранний этап посткальдерного цикла) из непосредственно подстилающих его и обожженных слюдяных сланцев протерозоя отобрана проба № 5/98. По этой пробе получена цифра 23±2 тыс. лет. Важно отметить, что в основании этого лавового потока местами сохранились остатки морены, возраст которой оценивается [*Щербакова,* 1973] как поздненеоплейстоценовый (22–24 тыс. лет), что хорошо согласуется с полученной методом ЭПР датировкой. Для датирования горизонта лавобрекчий из верхней части разреза пород, относящихся к позднему этапу кальдерного цикла, из находящегося в ней ксенолита (размер 20 × 30 см) лейкократового позднепалеозойского гранита в истоках реки Уллу-Кам, была отобрана проба (№ 48г/98). Эта лавобрекчия расположена еще и в зоне возможного термального воздействия, обусловленного внедрением в лавобрекчии более молодого крупного субвулканического тела дацитового состава, т.е. не исключено, что полученная цифра была омоложена. По пробе № 48г/98 получена цифра 72±8 тыс. лет. Таким образом, на этих примерах показана правомерность использования метода ЭПР датирования вулканических образований и по кварцу из более древних пород, как непосредственно подстилающих лавовые потоки, так и из пород, находящихся в них в виде ксенолитов.

Результаты ЭПР датирования. На данном этапе исследований было отобрано и продатировано 66 проб кварца и геохимически изучена 101 проба кварца из игнимбритов, разновозрастных лавовых потоков и туфовых горизонтов и субвулканических тел. Этими пробами были охарактеризованы вулканические образования кальдерного (ранний этап – игнимбриты, туфы с характерным розовым кварцем, лавы риолитового состава и поздний этап – лавы, лавобрекчии, туфы и субвулканические тела дацитового состава) и посткальдерного циклов развития ЭВЦ (дацитовые лавовые потоки, туфы раннего – поздненеоплейстоценового этапа и позднего – голоценового этапов). Места отбора и номера проб показаны на рис. 4.35. Результаты ЭПР датирования приведены в табл. 4.18, а результаты геохимических исследований кварца в табл. 4.19.

Из анализа приведенных данных видно, что формирование разреза кальдерного цикла (игнимбриты и туфы риолитового состава – ранний этап) произошло (*еще раз отметим, что это только верхний возрастной предел образования пород*) в интервале времени 231–178 тыс. л.н., что примерно в три раза моложе датировок

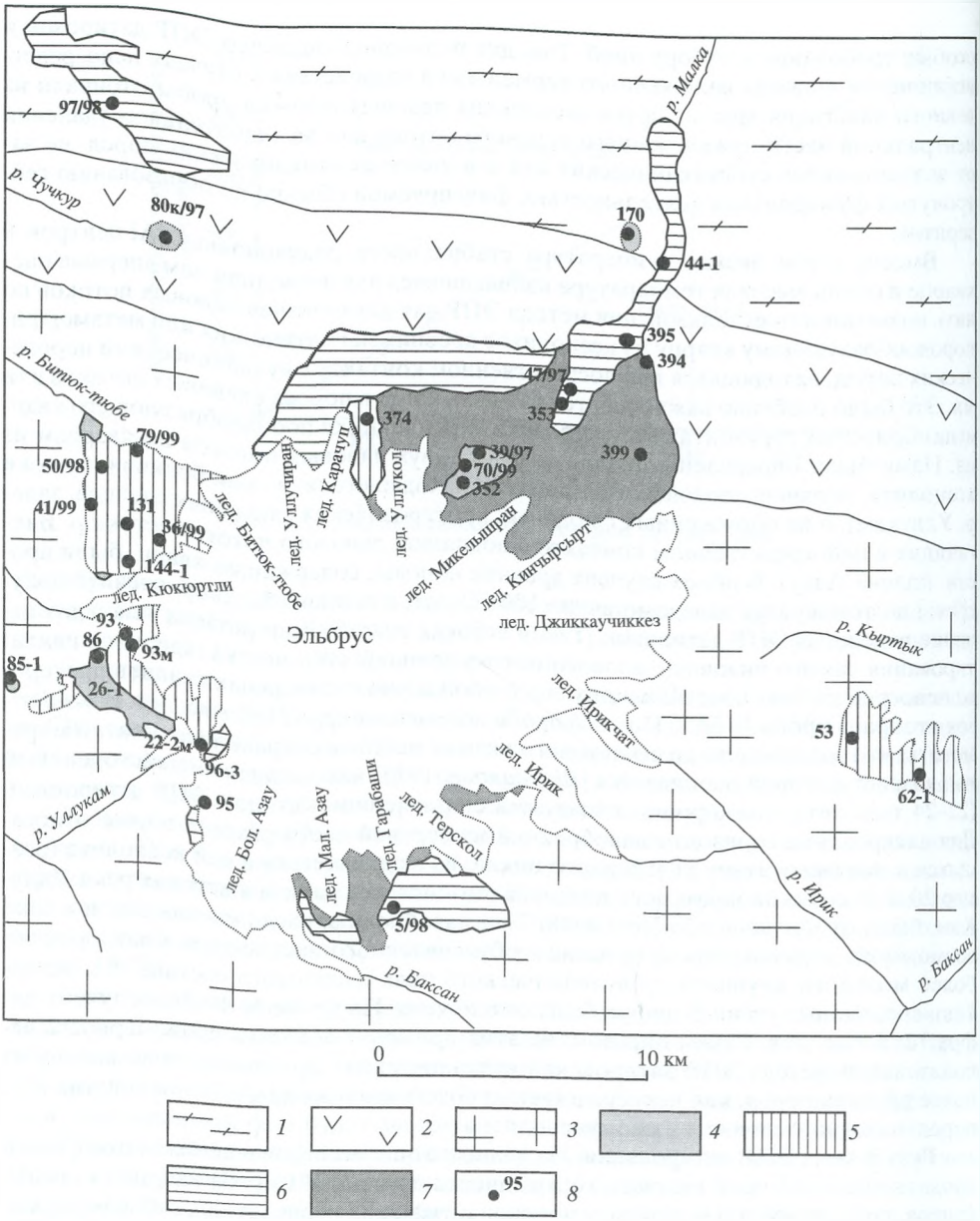


Рис. 4.35. Схематическая карта с местами отбора проб для датирования методом ЭПР:

1–3 – структурно-формационные зоны: Бечасынская (*1*), Передового хребта (*2*), Главного хребта (*3*); 4–7 – вулканиты раннего (*4*) и позднего (*5*) этапов кальдерного и посткальдерных циклов (*6*, *7*), неоплейстоценового (*6*), голоценового (*7*), *8* – места отбора проб и их номера

полученных методом U–Pb SHRIMP-RG цирконометрии. Наиболее достоверными следует считать данные, полученные по закальдерным останцам игнимбритовых горизонтов, где их основание расположено на относительной высоте 350–400 м над современным руслом рек Малки (г. Тузлук) и Чемарткол и где они практически не претерпели современных вертикальных тектонических перемещений и наложенного термального воздействия за счет перекрывающих их лавовых потоков или про-

Таблица 4.18

Результаты ЭПР датирования породообразующего кварца из вулканических пород Эльбруса

Место отбора проб	Номер образца	Положение в разрезе	Палеодоза, гр	Кварц		Порода			Возраст, тыс. лет
				U, ppm	Th, ppm	U, ppm	Th, ppm.	K, %	
Игнимбрит кальдерный цикл ранний этап									
р. Чемарткол	80к/97		1042±197	0,27	0,76	5,4	23	3,05	197,6±16
	79к/97		998±88	0,43	2,73	5,4	22,3	3,05	183,3±12
г. Тузлук	170	Низ	1256±8	0,23	0,93	5,5	35,5	2,81	210±42
	171	Верх	1260±35	0,36	0,77	6,2	36,7	3,84	178,8±12
Аэродром	70/99		1095±203	0,19	1,21	5,4	26,5	3,24	193±37,5
	352		1127±18	0,46	0,19	4,1	23,2	3,23	218±13,7
	351		1024±20	0,66	0,79	4,1	23,4	3,58	183,6±12
	39/97		1196±112	0,4	1,7	6,0	25,9	3,51	196,6±13
Бирджалысу	353		1210±17	0,26	1,47	4,4	24,2	3,46	219±13,7
	354		1234±21	0,12	0,48	4,1	23,0	3,48	231,7±1,5
Бийтик-Тебе	76		308±4	0,25	0,59	4,0	22,6	3,04	62,6±3,9
	30/99		243±3	0,23	0,93	7,0	24,5	3,34	40,9±2,4
	30-1/9		226±21	0,63	1,53	3,8	20,4	2,61	49,1±5,4
	50/98		443±37	0,1	0,2	4,2	29,5	2,90	84,3±5,7
Кюкюртли	82		409±5	0,17	0,25	4,0	22,4	3,02	84,5±5,3
	82–1		377±5	0,97	10,14	4,0	23,8	2,99	62,7±4,0
	82-2		314±5	0,09	0,26	4,5	32,4	3,94	49,6±3,2
	83		373±3	0,09	0,31	2,7	20,5	3,07	83,7±5,4
Риолит кальдерный цикл ранний этап									
Уллукам	25/99		313±12	0,4	1,6	5,9	26,2	3,24	53,4±3,7
	25-1/99		287±10	0,24	0,85	5,3	23,5	2,58	58,4±4,0
	26-1		467±52	0,44	0,68	5,9	17,9	3,24	89,5±11,3
Кюкюртли	86		442±6	0,24	0,26	4,2	22,8	3,17	87,4±5,5
	85-1 некк		1204±14	0,49	7,42	3,6	23,7	3,21	210,8±13

Таблица 4.18 (окончание)

Место отбора проб	Номер образца	Положение в разрезе	Палеодоза, гр	Кварц		Порода			Возраст, тыс. лет
				U, ppm	Th, ppm	U, ppm	Th, ppm.	K, %	
Туф риолитового состава с розовым кварцем									
Бирджалысу	47/97		1002±656	0,3	0,9	5,6	23,0	3,19	184±41,1
Бийтик-Тебе	30-1/99		226±21	0,63	1,53	3,8	20,4	2,61	49,1±5,4
Аэродром	158м		2140±711	0,1	0,6	4,2	30,0	3,47	188,8±63,6
Дациты кальдерный цикл поздний этап									
Бийтик-Тебе	36/99	Верх	233±10	0,24	0,78	4,3	22,1	2,80	48,8±3,6
	48/99	Верх	242±0	0,61	2,07	4,6	25,0	2,75	46,2±2,7
	79/99	Верх	16313	0,15	0,09	3,0	21,1	2,09	43,0±12,6
	78/99	Середина	237±1	0,08	0,09	2,4	18,1	3,07	56,3±3,7
	80/99	Низ	306±1	0,01	0,14	2,8	21,8	2,43	76,0±4,7
	405–2	Низ	319±6	0,29	0,65	3,0	16,4	3,16	72,6±4,9
	19/97	Низ				5,7	21,2	2,80	73,5±27,8
	40/99	Низ	356±6	0,28	1,04	3,5	23,5	2,63	77,2±4,8
	41/99	Низ	386±16	0,19	0,93	3,7	22,6	2,63	84,8±6,2
Уллукам	22м	Верх	231±6	0,49	0,85	4,8	19,3	2,76	48,7±3,1
	22-1м	Верх	206±0	0,28	0,92	4,2	19,4	2,80	44,9±2,7
	22-3м	Середина	288±0	0,92	2,52	5,5	19,8	2,80	55,0±3,2
	22-2м	Низ	386±17	0,28	0,89	4,5	19,8	2,80	82,5±6,1
	98-2	Низ	382±7	0,09	0,14	4,1	25,7	2,88	77,3±4,9
Малка	374		393±7	0,09	0,28	3,6	21,0	2,82	87,8±5,6
Кизилкол	386		343±1	0,17	0,35	3,9	23,8	2,85	71,5±4,4
Кюкюртли	144-1	Середина	335±4	0,14	0,26	4,3	30,6	3,31	58,8±3,7
Сылтрансу	53		728±128	1,15	4,58	3,2	22.3	2,99	136,5±25
	62-1		728±4	0,81	4,67	4,1	20,6	2,99	137,4±8,3

		Туф дацитового состава с серым кварцем							
Бийтик-Тебе	50/98	Нижний горизонт	443±37	0,1	0,2	4,2	29,5	2,90	84,3±5,7
	32м	Нижний горизонт	359±1	0,3	1,56	3,6	21,2	2,81	77,0±4,6
	131	Верхний горизонт	322±0,3	0,05	0,24	5,9	28,3	3,08	56,9±3,4
	32	Верхний горизонт	269±3	0,37	0,87	3,6	21,2	2,81	58,1±3,6
		Субвулканическое тело (кальдерный цикл поздний этап)							
Кюкюртли	93		226±4	0,31	1,97	3,5	23,1	2,92	46,2±2,9
	93М1		279±18	0,4	2,1	3,5	23,1	2,92	47,0±4,5
	93М2		271±198	0,3	1,3	3,5	23,1	2,92	45,7±33,6
	88-3		278±6	0,12	0,34	3,7	24,3	3,01	56,7±3,7
Уллукам	23/99		241±3	0,42	0,66	4,0	19,8	2,71	53,2±3,2
	96-3		203±4	0,42	0,66	4,0	19,8	2,71	44,8±2,8
Бийтик-Тебе	36-2/99		216±7	0,4	9,29	3,6	21,6	2,48	42,2±2,9
		Дациты посткальдерный цикл ранний этап							
Уллукам	95		228±0,5	0,05	0,36	3,7	24,2	2,68	49,4±3,0
Азау (Баксан)	5/98								23±2
Малка	356м		231±2	0,2	1,2	3,0	22,4	3,01	49,0±3,1
	395		214±0,2	0	0,21	4,1	21,7	2,99	45,3±2,8
	394		107±39	0,2	0,66	3,3	23,0	3,33	15,1±5,5
	44-1					7,3	24,1	3,0	43,4±9,3
		Андезидацит посткальдерный цикл ранний этап							
Таштюбе	97/98								39,0±5,0
		Дацит посткальдерный цикл поздний этап							
Малка	399		57±4	0,24	0,9	3,8	24,6	3,24	6,7±0,7
		Игнимбрит измененный фумаролами (кальдерный цикл ранний этап)							
р. Ирик	13		87±10	0,43	0,83	4,4	22,2	3,45	16,2±2,1
		Дацит измененный фумаролами (кальдерный цикл поздний этап)							
Бийтик-Тебе	44/99		94±7	0,13	1,57	4,3	23,8	1,99	20,4±1,3

Таблица 4.19

Содержания (в г/т) рудных, редких и редкоземельных элементов в породообразующем кварце разновозрастных лавовых потоков и пирокластических горизонтах стратовулкана Эльбрус

Номер образца	Описание образца	Al	Ti	Ge	Sc	Zn	As	Mo	Ag	Sb	La	Ce	Eu	Th
					1. Породы докальдерного цикла									
50-7/99	Тызыл, трахиандезибазальт	570	26	0,359	0,03	1,0	0,18	1,60	0,01	0,02	0,79	2,13	0,005	0,79
2/99	Худес, трахиандезит	н.о.	н.о.	н.о.	0,10	6,0	0,10	0,50	0	0,10	1,40	0,40	0,010	0,90
156	То же	н.о.	н.о.	н.о.	0,09	3,3	0,02	0,21	0,04	0,013	1,69	5,18	0,006	1,49
Среднее		570	26	0,359	0,07	3,4	0,10	0,77	0,02	0,044	1,29	2,57	0,007	1,06
					2. Кальдерный цикл, ранний этап – игнимбриты									
79к/97	Чемарткол, игнимбриты	376	138	0,191	0,04	8,0	0,07	1,40	0,60	0,04	0,65	1,32	0,004	2,73
80к/97	То же	363	136	0,205	0,09	3,0	0,01	2,20	0	0,01	2,96	2,75	0,079	0,76
55/97	"	665	173	0,244	0,07	5,0	0,01	0,29	0,03	0,01	0,76	2,37	0,012	0,57
170	Тузлук, игнимбриты (низы)	519	99	0,259	0,05	1,4	0,06	0,21	0,02	0,018	0,79	2,42	0,001	0,93
171	(верхи)	579	111	0,303	0,08	3,6	0,02	0,38	0,13	0,017	1,17	2,76	0,060	0,77
19/99	Ирик, игнимбриты	н.о.	н.о.	н.о.	0,18	13,0	0,16	1,50	0,30	0,20	1,11	1,92	0,023	0,83
69/99	Аэродром, игнимбриты	550	93	0,231	0,14	2,0	0,61	1,20	0,10	0,04	0,79	1,75	0,011	3,35
70/99	То же	1313	98	0,215	0,12	2,0	0,61	0,90	0	0,05	1,04	2,25	0,045	1,21
59k/97	"	114	104	н.о.	0,20	3,0	3,80	0,70	0	0	0,70	1,70	0,010	1,00
352	"	598	140	0,231	0,08	8,5	0,17	0,38	0,06	0,033	0,95	2,87	0,004	0,19
351	"	508	109	0,258	0,170	4,9	0,35	1,00	0,04	0,049	0,64	2,32	0,007	0,79
157-1	"	н.о.	н.о.	н.о.	0,40	1,0	0,12	0,77	0,02	0,016	0,52	1,71	0,001	1,02
39/97	"	355	110	0,234	0,20	2,0	1,10	0,80	0	0	0,60	1,50	0	1,70
76	Бийтик-Тебе, игнимбриты	629	166	0,245	0,06	5,2	0,02	0,48	0,03	0,025	0,56	1,96	0,009	0,59
30/99	То же	594	147	0,188	0,05	3,0	0,21	0,80	0,10	0,03	0,68	1,41	0,028	0,93
30-1/99	"	591	140	0,219	0,15	1,0	0,61	1,80	0	0,05	1,46	3,10	0,117	1,53
30-3/99	"	422	116	0,084	0,12	2,0	0,36	0,90	0	0,05	2,55	5,04	0,102	0,80
50m/97	"	н.о.	н.о.	н.о.	0,20	4,0	0,40	0,40	0	0	2,20	3,90	0,22	0,70
205	"	677	26	0,266	0,13	13,3	0,05	0,38	0,07	0,071	1,89	4,90	0,130	0,84

101	"	н.о.	н.о.	н.о.	0,32	7,0	3,90	1,50	0,20	0,150	2,26	4,72	0,183	1,13
353	Бирджал игнимбриты	568	112	0,301	0,04	2,0	0,01	0,28	0	0,015	0,94	1,70	0,003	1,47
354	То же	483	76	0,265	0,07	1,6	0,15	0,15	0,02	0,025	0,62	1,94	0,004	0,48
82	Кюкюртли, игнимбриты	580	120	0,195	0,03	2,4	0,02	0,17	0,03	0,01	0,40	1,20	0,013	0,25
82-1	То же	576	142	0,230	0,13	6,7	1,12	1,79	0,07	0,044	1,51	5,73	0,016	10,14
82-2	"	590	131	0,175	0,02	2,4	0,01	0,22	0,06	0,001	0,57	1,46	0,056	0,26
83	"	521	128	0,219	0,03	2,2	0,02	0,19	0,03	0,011	0,90	2,24	0,094	0,31
95/98	"	н.о.	н.о.	н.о.	0	2,0	3,10	0,50	0	0	0,60	3,20	0,100	0,80
85/98	"	н.о.	н.о.	н.о.	0,10	2,0	0,50	0,10	0,10	0,20	3,00	4,40	0,360	0,40
85а/98	"	н.о.	н.о.	н.о.	0	1,0	0	0,40	0	0	1,80	0,60	0,040	0,10
93/98	"	н.о.	н.о.	н.о.	0	2,0	0,10	0,20	0	0	4,70	5,80	0,660	0,30
Среднее		574	120	0,227	0,11	3,9	0,59	0,73	0,07	0,039	1,31	2,70	0,080	1,23
	3. Кальдерный цикл, ранний этап – риолиты и туфы с розовым кварцем													
25/99	Уллукам, риолиты	481	172	0,018	0,26	6,0	0,02	2,10	0,10	0,03	2,66	4,77	0,259	1,60
25-1/99	То же	566	157	0,118	0,17	5,0	0,28	0,60	0	0,03	1,60	2,86	0,096	0,85
26-1/99	"	448	102	0,178	0,14	4,0	0,43	1,80	0	0,03	4,58	13,15	0,082	0,68
98	"	588	148	0,201	0,50	9,1	0,94	0,31	0,10	0,018	2,80	7,19	0,220	1,18
88-2	Кюкюртли, риолиты	577	143	0,217	0,31	0,3	0,03	0,24	0,07	0,01	0,64	2,00	0,007	0,75
86	То же	563	148	0,220	0,10	12,1	0,06	0,56	0,09	0,007	0,54	2,84	0,018	0,26
20-1/97	Бийтик-Тебе, туфы	265	93	0,150	0	19,0	0,10	0,30	0	0	0,40	0,50	0,010	0,50
30-1/97	То же	н.о.	н.о.	н.о.	0,15	1,0	0,61	1,80	0	0,05	1,46	3,10	0,117	1,53
47/97	Бирджал, туфы	202	118	0,087	0,10	6,0	0,30	0,50	0	0	0,60	1,40	0	0,90
Среднее		461	135	0,149	0,19	6,9	0,31	0,91	0,04	0,019	1,70	4,20	0,090	0,92
	4. Кальдерный цикл, лавы, лавобрекчии дацитового состава и туфы с серым кварцем (позднего этапа)													
36/99	Бийтик-Тебе, дациты	371	141	0,162	0,19	6,0	0,02	2,40	0,20	0,06	3,40	6,02	0,326	0,78
78/99	То же	464	147	0,211	0,03	4,0	0,23	0,22	0,02	0,026	0,47	1,25	0,022	0,09
80/99	"	495	155	0,193	0,02	5,4	0,03	0,23	0,03	0,003	0,33	1,05	0,008	0,14
47/99	"	483	137	0,193	0,08	3,0	0,75	1,10	0	0,04	1,12	2,53	0,049	0,80
405–1	"	н.о.	н.о.	н.о.	0,05	10,2	0,05	0,37	0,07	0,106	1,76	3,95	0,113	0,65
44/99	"	331	134	0,171	0,74	1,0	1,56	2,30	0	0,07	0,60	1,19	0,016	1,57

Таблица 4.19 (окончание)

Номер образца	Описание образца	Al	Ti	Ge	Sc	Zn	As	Mo	Ag	Sb	La	Ce	Eu	Th
48/99	"	89	21	0,032	0,18	7,0	0,02	5,50	0	0,06	11,10	15,02	1,201	2,07
79	"	483	76	0,249	0,04	2,1	0,36	0,38	0,02	0,043	0,14	0,44	0,004	0,09
40/99	"	330	126	0,167	0,11	9,0	0,46	0,10	0,10	0,05	4,42	6,94	0,428	1,04
41/99	"	283	111	0,153	0,20	5,0	0,2	0,10	0,30	0,04	2,89	4,93	0,248	0,93
98–2	Уллукам, дациты	586	124	0,190	0,03	2,0	0,02	0,14	0,02	0,002	1,22	3,30	0,003	0,14
89	То же	н.о.	н.о.	н.о.	0,04	2,8	0,02	0,15	0,02	0,009	0,66	1,64	0,069	0,14
22	"	498	135	0,203	0,18	8,0	0,03	2,80	0,30	0,13	1,91	3,59	0,109	0,71
22m	"	211	52	0,060	0,07	8,0	0,01	2,10	0	0,06	4,18	6,35	0,589	0,85
22–1	"	477	150	0,200	0,13	3,0	0,93	0,60	0,20	0,16	0,82	2,04	0,032	0,56
22–1m	"	176	38	0,056	0,09	6,0	0,01	0	0,10	0,11	6,73	9,57	0,941	0,92
22–2	"	465	123	0,094	0,25	4,0	0,52	1,10	0,30	0,04	4,38	9,84	0,093	1,15
22–3	"	208	140	0,094	0,13	4,0	0,69	0,40	0	0,13	0,97	3,18	0,017	0,79
374	Малка, дациты	515	150	0,198	0,03	5,4	0,03	0,27	0,04	0,003	1,87	4,69	0,065	0,28
390	То же	н.о.	н.о.	н.о.	0,32	7,8	0,07	0,52	0,13	0,008	4,07	10,95	0,211	1,83
144-1	Кюкюртли, дациты	485	155	0,195	0,05	15,8	0,09	1,06	0,10	0,01	2,54	5,65	0,353	0,26
53/99	Сылтрансу, дациты	445	99	0,193	0,16	2,0	0,01	4,20	0,40	0,03	4,80	10,20	0,068	4,58
1137	То же	434	14	0,412	0,04	3,0	0,11	0,40	0,20	0,02	0,29	0,67	0,009	0,15
50/98	Бийтик-Тебе, туфы	371	121	0,170	0,20	4,0	0,4	0,40	0	0	2,20	3,90	0,220	0,70
131	То же	431	119	0,150	0,02	3,4	0,18	0,16	0,03	0,014	0,66	1,62	0,045	0,24
32	"	420	120	0,100	0,28	5,0	0,74	1,00	0,10	0,04	3,02	5,26	0,287	0,87
Среднее		394	113	0,167	0,14	5,3	0,29	1,08	0,10	0,05	2,56	4,84	0,213	0,86
	5. Кальдерный цикл, субвулканические дациты (штоки и дайки) позднего этапа													
99-2	Кюкюртли, субвулк. тело	500	127	0,207	0,16	3,7	0,16	0,21	0,06	0,003	1,21	3,19	0,023	0,58
93	То же	559	118	0,192	0,15	18,2	0,07	1,22	0,41	0,009	2,16	6,37	0,097	1,97
88–3	"	554	106	0,203	0,06	4,5	0,02	0,20	0,04	0,012	0,55	1,60	0,062	0,34
23/99	Уллукам, субвулк. тело	514	134	0,210	0,08	9,0	0,32	1,60	0,40	0,08	2,04	3,09	0,083	0,66
36-2/99	Бийтик-Тебе, субвулк. тело	316	115	0,169	0,55	8,0	0,02	13,40	0,20	0,06	38,79	65,91	0,407	9,29
Среднее		489	120	0,196	0,20	8,7	0,12	3,33	0,22	0,033	8,95	16,03	0,134	2,57

6. Посткальдерные лавы, лавобрекчии дацитового состава поздненеоплейстоценового возраста (ранний этап)														
95/99	Уллукам, дациты	340	107	0,122	0,09	18,8	0,11	1,71	0,12	0,041	4,71	8,78	0,503	0,36
96-1	То же	н.о.	н.о.	н.о.	0,06	23,4	1,04	0,83	0,11	0,063	0,91	2,88	0,009	0,22
386	Кизилкол, дациты	367	127	0,161	0,03	5,3	0,03	0,47	0,03	0,011	0,38	1,20	0,005	0,35
377	Малка, дациты	588	153	0,252	0,15	18,3	0,07	0,59	0,09	0,008	0,90	3,09	0,026	0,18
378	То же	494	152	0,217	0,09	13,4	0,06	0,50	0,08	0,037	2,26	5,27	0,130	0,72
388	"	595	169	0,192	0,02	7,0	0,05	1,05	0,05	0,005	0,37	1,20	0,004	0,17
394	"	н.о.	н.о.	н.о.	0,08	7,5	0,25	0,46	0,07	0,006	1,71	5,01	0,039	0,66
395	"	439	166	0,205	0,05	10,0	0,06	0,61	0,91	0,007	1,41	3,66	0,182	0,21
396	"	530	127	0,209	0,24	6,2	0,46	0,24	0,07	0,024	1,30	4,02	0,028	0,61
6/99	Баксан, дациты	н.о.	н.о.	н.о.	0,06	24,0	0,05	0,30	0,10	0,13	2,49	4,15	0,179	0,43
348	То же	н.о.	н.о.	н.о.	0,06	22,3	0,07	0,59	0,10	0,022	0,62	1,81	0,022	0,31
97/98	Таштюбе, трахиандезиты	н.о.	н.о.	н.о.	0,10	2,0	0,2	0,30	0	0	1,20	1,50	0,020	0,5
Среднее		479	143	0,194	0,09	13,2	0,20	0,64	0,14	0,030	1,52	3,55	0,096	0,39
6. Посткальдерные лавы, лавобрекчии дацитового состава голоценового возраста (поздний этап)														
399	Малка, дациты	н.о.	н.о.	н.о.	0,09	14,2	0,05	0,46	0,09	0,006	3,64	8,18	0,262	0,90
3/99	Азау, дациты	н.о.	н.о.	н.о.	0,01	7,0	0,33	0,50	0	0,03	0,33	0,64	0,009	0,02
350	То же	н.о.	н.о.	н.о.	0,07	41,1	0.13	1,11	0,17	0,041	0,87	4,68	0,048	0,17
1Э	Вершина Эльбруса, дациты	н.о.	н.о.	н.о.	0,58	9,0	0,02	3,30	0,10	0,08	12,34	15,34	1,124	2,01
2Э	То же	н.о.	н.о.	н.о.	0,67	9,0	0,02	2,40	0,10	0,12	12,50	16,06	1,137	1,88
9/99	"	н.о.	н.о.	н.о.	0,58	18,0	3,49	9,70	0,10	0,28	23,07	35,30	1,261	11,20
Среднее		н.о.	н.о.	н.о.	0,33	16,4	0,78	2,91	0,09	0,09	8,79	13,37	0,640	2,70

Примечание: н.о. – не определялось.

рывающих субвулканических тел. В этих случаях наблюдается предсказанное нами расхождение данных ЭПР датировок (верхний возрастной предел) – как верхи среднего неоплейстоцена, с оценкой возраста игнимбритов и туфов с позиций геоморфологического метода – как середина нижнего неоплейстоцена. Однако по кварцу из игнимбритов, туфов и из синхронных им по времени образования лавам риолитового состава, залегающих в основании вулканических разрезов в истоках рек Уллукам, Бийтик-Тебе и Кюкюртли получены три группы цифр возраста, варьирующие в пределах: 89–84; 63–53 и 49–40 тыс. лет. По геологическим данным эти датировки, скорее всего, омоложены за счет термального воздействия на указанные породы субвулканических тел дацитового состава, возраст которых, по данным ЭПР датирования, варьирует от 56 до 45 тыс. лет, а по данным $^{40}Ar/^{39}Ar$ метода соответствует 620 тыс. лет.

Следует отметить, что часть ЭПР датировок лавовых потоков и туфовых горизонтов раннего и позднего этапов кальдерного и посткальдерного циклов также могла быть омоложенной из-за термального воздействия (~100 °С) при непосредственном излиянии на нижележащие потоки более молодых порций расплава с температурами до 1100–1170 °С [*Наумов и др.*, 2001; *Толстых и др.*, 2001]. Реальность такого допущения подтверждается ЭПР датировкой некка риолитового состава (210 тыс. лет, проба 85-1), прорывающего позднепалеозойские граниты (и, следовательно, не подвергшегося наложенному термальному воздействию) и являющегося возможным подводящим каналом для полностью эродированного к настоящему времени лавового потока того же состава.

Формирование разреза Сылтранской вулканической постройки, расположенной вне кальдерной структуры и коррелируемого нами по набору и составу слагающих ее пород с типичными разрезами позднего этапа кальдерного цикла, произошло по данным ЭПР датирования 137–136 тыс. л.н. Эти датировки, скорее всего отражают верхний возрастной предел излившихся лав дацитового состава, в то время как типичные разрезы позднего этапа кальдерного цикла, наблюдаемые в истоках рек Уллукам, Кюкюртли и Бийтик-Тебе, были омоложены в неизвестном масштабе за счет двух вышеуказанных вариантов термального воздействия. Так, для нижних частей этих разрезов получены цифры возраста (в тыс. лет), варьирующие в пределах 87–72; для средних частей разреза – 59–56 и для верхних – 48–46. Следует отметить, что ЭПР возраста двух последних частей разреза хорошо коррелируют с ЭПР возрастом субвулканических тел дацитового состава.

В позднеплейстоценовом этапе посткальдерного цикла по данным ЭПР датирования, излияния лав происходили: 49 тыс. л.н. (проба № 95) в истоках р.Уллукам; 49, 45, 43 и 15 тыс. л.н. (пробы № 356м, 395, 44-1 и 394 из истоков р. Малки соответственно); 39 тыс. л.н. активизировался маленький вулкан Таш-Тебе (проба 97/98), расположенный на Бечасынском плато внекальдерной структуры и 23 тыс. л.н. произошло излияние самого нижнего лавового потока (проба 5/98), расположенного над поляной Азау в верховьях долины р.Баксан. Свидетельство еще одного эксплозивного извержения, в виде пеплового горизонта с ^{14}C возрастом 22 тыс. лет, было обнаружено у станицы Темижбекской в высокой террасе р. Кубани [*Богатиков, Мелекесцев и др.*, 2001].

Из разреза, характеризующего поздний (голоценовый) этап посткальдерного цикла, методом ЭПР пока была продатирована единственная проба (№ 399) из лавового потока в верховьях р. Малки и получена цифра 6,7±0,7 тыс. лет. Однако, судя по данным радиоуглеродного определения времени образования отложений катастрофических лахаров в долинах рек Баксан и Малка, породившие их извержения были 8150, 6200, 5100 и 4060 ^{14}C л.н. соответственно [*Богатиков, Мелекесцев и др.*, 2001]. Кроме того, в процессе исследований было довольно убедительно доказано омолаживающее воздействие разновозрастной фумарольной (с температурой до 250–300 °С, по данным изучения газово-жидких включений) деятельности на более

древние вулканиты. Следы фумарол и отложений термальных источников фиксируются в виде полей развития гейзеритов. Так, по дацитовому лавовому потоку из типичного для позднего этапа кальдерного цикла (проба № 44/99, истоки р. Бийтик-Тебе) разреза получена цифра возраста 20,4 тыс. лет; а по игнимбритам раннего этапа кальдерного цикла (проба № 13, перевал Ирикчат) – 16,2 тыс. лет. Не исключено, что эти цифры отражают время проявления фумарольной деятельности.

Как отмечалось выше, полученные сейчас методом ЭПР определения возраста отражают лишь верхний возрастной предел образования датированных пород. Для получения достоверных датировок по породам докальдерного, кальдерного циклам и раннего этапа посткальдерного цикла необходимо будет использовать разрабатывающуюся программу расчета возраста на истинный (4–5 мм) размер зерен кварца, наблюдающийся в вулканитах Эльбруса. Необходимо подчеркнуть, что и эти данные обязательно должны быть заверены и откалиброваны с помощью других надежных изотопных методов.

Однако, даже на этом этапе исследований следует отметить, что при датировании лавовых потоков с возрастами менее 40 тыс. лет наблюдается хорошая сходимость результатов, полученных ЭПР, радиоуглеродным и сравнительным геоморфологическим методами. Так, методом ЭПР датирования возраст самого нижнего дацитового лавового потока залегающего над поляной Азау (проба № 5/98, кварц из обоженного протерозойского слюдяного сланца в непосредственном контакте с подошвой этого лавового потока) равен 23±2 тыс. лет. В основании этого потока местами сохранились остатки морены, возраст которой оценивается [*Щербакова,* 1973] как поздненеоплейстоценовый (22–24 тыс. лет), что хорошо согласуется с полученной методом ЭПР датировкой. В другом случае методом ЭПР по кварцу (проба № 97/98) из трахиандезидацитового лавового потока было определено, что извержение маленького вулкана Таш-Тебе было 39±5 тыс. л.н. Радиоуглеродным (^{14}C) методом по древесным углям из горизонта древней погребенной почвы, залегающей в непосредственном основании лавового потока этого вулкана был определен его возраст – 33,2±0,7 тыс. лет, что также довольно хорошо согласуется с данными ЭПР датирования.

Результаты геохимического изучения породообразующих кварцев из вулканитов ЭВЦ. Правомерность выделения, по геологическим и ЭПР данным, в истории развития ЭВЦ докальдерного, кальдерного и посткальдерного циклов с ранними и поздними этами мы решили проверить и по геохимическим особенностям кварцев, выделенных из пород характеризующих все вышеуказанные циклы и этапы. С этой целью в редкометалльном отделении ИГЕМ РАН аналитиком А.Л. Керзиным был проведен инструментальный нейтронно-активационный анализ всех выделенных проб породообразующего кварца. В нем определялись содержания ряда элементов со следующим порогом чувствительности (г/т): Zr (1), Ba (1), Zn (0, 3), Ce (0, 4), La (0, 3), Nd (0, 3), Cr (0, 1), Mo (0, 1), Th (0, 1), Ge (0, 02), Cs (0, 02), Ag (0, 01), As (0, 01), Sb (0, 01), Sm (0, 01), Hf (0, 01), U (0, 01), Co (0, 01), Sc (0, 01), Yb (0, 008), Ta (0, 003), Tb (0, 002), Lu (0, 001), Eu (0, 001), Au (0, 001). Анализ проводился из навески пробы в 0,1 г, которая облучалась нейтронным потоком $2,10^{13}$ нейтрон/см^2/с в течение 10 ч. При расшифровке использовались ВМ, ВР и другие международные эталоны.

Массив данных (101 проба) был разбит на семь выборок (табл. 4.19). Характеристика образцов приведена в табл. 4.19.

В результате предварительной статистической обработки данных, из всего спектра проанализированных элементов были выбраны наиболее информативные: Sc, Zn, As, Mo, Ag, Sb, La, Ce, Eu, Th, Al, Ti, Ge. Ниже приведена интерпретация полученных данных, основанная на изучении средних содержаний по выборкам и корреляционных зависимостей этих элементов. На рис. 4.36–4.38 показаны тенденции изменения содержаний химических элементов в кварцах из пород от ранних циклов к поздним.

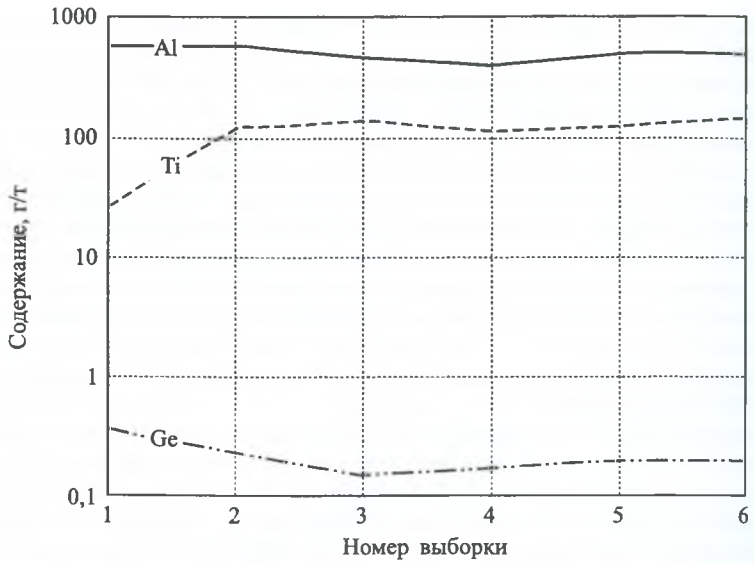


Рис. 4.36. Средние содержания алюминия, титана и германия в кварцах из вулканитов Эльбрусского района.

Для выборки 7 содержание элементов не определяли

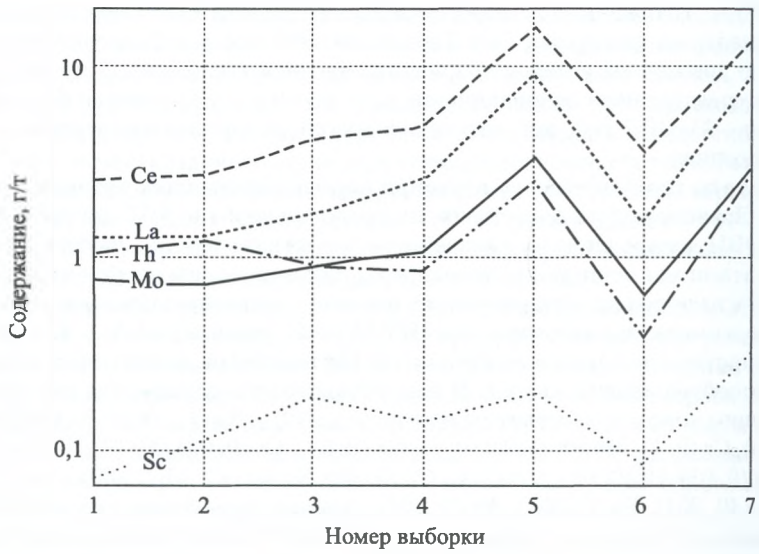


Рис. 4.37. Средние содержания скандия, молибдена, лантана, церия и тория в кварцах из вулканитов Эльбрусского района

От пород докальдерного комплекса к посткальдерным, в кварцах обнаруживается общее снижение содержаний элементов, изоморфно замещающих кремний в кремнекислородных тетраэдрах (рис. 4.36). На этом фоне, выделяются кварцы докальдерного комплекса с пониженными содержаниями титана.

Литофильные элементы с большим размером ионного радиуса, такие как лантан, церий, молибден, торий, а также скандий, обнаруживают взаимно подобные

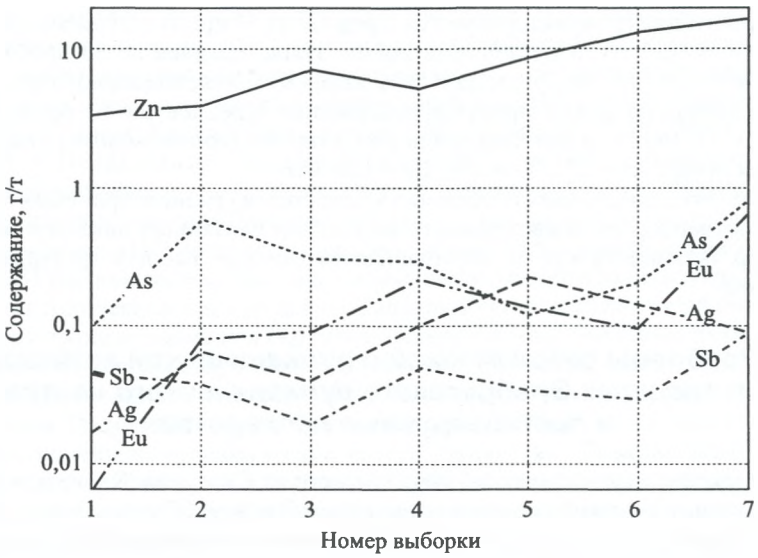


Рис. 4.38. Средние содержания цинка, мышьяка, серебра, сурьмы и европия в кварцах из вулканитов Эльбрусского района

тенденции распределения в кварцах (рис. 4.37). Особенно отчетливо это проявлено для пород, начиная с лав позднего этапа кальдерного цикла. Также обращают на себя внимание относительно резкие максимумы содержаний для штоков и даек дацитов (выборка 5) позднего этапа кальдерного цикла и минимумы содержаний для посткальдерных лав, лавобрекчий дацитового состава поздненеоплейстоценового возраста (выборка 6). Вероятно, это может быть объяснено резкой сменой флюидного режима при их становлении (автометасоматоз).

Аналогичная картина устанавливается и для европия (рис. 4.38), но без максимума для штоков и даек дацитов (выборка 5), позднего этапа кальдерного цикла.

Из рис. 4.37 и 4.38 видно, что кварцы посткальдерных лав и лавобрекчий голоценового возраста (поздний этап) характеризуются относительным накоплением практически всех неизоморфных элементов-примесей, что можно объяснить постмагматической гидротермальной активностью. При этом обращают на себя внимание противоположные тенденции накопления в кварцах: на докальдерном этапе развития мышьяка и серебра, с одной стороны, и сурьмы – с другой, и на посткальдерном этапе развития мышьяка и сурьмы, с одной стороны, и серебра – с другой. Тенденция к накоплению в кварцах цинка от пород докальдерного комплекса к посткальдерным является наиболее отчетливой (см. рис. 4.38).

Таким образом, начиная с докальдерного этапа развития вулканитов Эльбруса к посткальдерному, для всех неизоморфных элементов-примесей, в противоположность изоморфным (Al, Ti, Ge), устанавливается общая тенденция к накоплению. Это, по-видимому, может указывать на возрастание дефектности кристаллов поздних кварцев по сравнению с ранними.

По содержаниям (в г/т) структурных примесей (Al, Ti, Ge) породообразующие кварцы из вулканитов, характеризующих разновозрастные этапы выделяемых циклов активности в пределах Эльбрусского вулканического центра, довольно четко отличаются друг от друга. Так, для кварцев из пород докальдерного цикла, по которым мы пока не имеем ЭПР датировок, среднеарифметические (по пяти пробам) содержания (в г/т) составили: Al = 570, Ti = 26, Ge = 0,36. Кварцы из пород раннего эта-

па кальдерного цикла характеризуются (среднее из 34 проб) содержаниями Al = 542, Ti = 122, Ge = 0,21 г/т, а из пород позднего этапа (среднее из 30 проб): Al = 472, Ti = 115, Ge = 0,211 г/т. Кварцам из пород поздненеоплейстоценового (раннего) этапа посткальдерного цикла присущи содержания (среднее из 13 проб) Al = 394, Ti = 130, Ge = 0,160 г/т, а для кварцев пород позднего (голоценового) этапа (среднее из четырех проб): Al = 521, Ti = 168, Ge = 0,218 г/т.

Данные о геохимических особенностях кварцев из разновозрастных пород ЭВЦ еще раз подтверждают правомерность выделения указанных циклов и этапов вулканической активности как по геологическим данным, так и по результатам ЭПР датирования.

4.4. Проблемы сейсмической и вулканической активизации в пределах Эльбрусского вулканического центра и прогнозируемые последствия

Возобновление вулканической деятельности на Северном Кавказе в настоящее время связывают, в первую очередь, с вулканом Эльбрус [*Геодинамика...*, 2001]. Для проведения прогнозной оценки возможной активности вулкана Эльбрус необходимо выяснить, имеются ли под ним еще магматические промежуточные камеры и глубинный очаг и относится ли он по ряду признаков к категории потухших или потенциально активных; оценить состояние мантии в районе вулкана по геофизическим данным и величинам гелиевых отношений в спонтанных газах минеральных источников Приэльбрусья и прилегающих территорий; выявить наличие фумарольной деятельности; провести анализ динамических характеристик вулканизма; определить общую продолжительность жизни вулкана и отдельных его вулканических циклов; и оценить сейсмичность как Приэльбрусья, так и районов, попадающих в зону описанной выше коллизионной структуры. С этой целью на Северном Кавказе были развернуты комплексные исследования с привлечением петрологов, вулканологов, геофизиков, специалистов по дистанционным методам зондирования из различных научных, учебных и производственных учреждений.

Кратко остановимся на имеющихся данных по сейсмичности рассматриваемого региона, так как известно, что часто извержению вулканов предшествуют или сопровождают их землетрясения различной магнитуды. Напомним, что за последние 16 лет на Кавказе было два крупных землетрясения с катастрофическими последствиями.

Магнитуда Спитакского землетрясения (7 декабря 1988 г.) составила по объемным волнам $M = 6{,}9$, а по поверхностным $M = 7{,}1$, в эпицентре зарегистрирована интенсивность $I = X$ баллов по шкале MSK-64. Изосейсты высших баллов, IX и X, эллипсоидальные, вытянуты в западно-северо-западном направлении согласно с общим простиранием структур этой части Малого Кавказа. Очаг главного толчка распространялся до глубины 13–14 км и вышел на поверхность в виде протяженной системы сейсмогенных разрывов. Землетрясение предварялось слабым форшоком ($M = 3$) и сопровождалось многочисленными афтершоками [*Рогожин, Филип*, 1991; и др.].

Рачинское землетрясение (29 апреля 1991 г.) захватило южный склон Большого Кавказа в районах Рачи (Грузия) и Южной Осетии. Магнитуда главного толчка, по различным оценкам, $M = 6{,}9 \div 7{,}2$, глубина центра очага, по разным оценкам, достигала 6–14 км [*Захарова и др.*, 1993]. Таким образом, магнитуда данного землетрясения оказалась самой высокой в документированной сейсмической истории Кавказа. К особенностям Рачинского землетрясения относятся: аномально низкая интенсивность воздействия в эпицентральной области, с учетом высокой магнитуды, малой глубины очага и чрезвычайно низкочастотного спектра колебаний; и обилие афтершоков значительной магнитуды (некоторые из них вызвали дополнительные разрушения).

Отметим особенно важную черту сходства обоих описанных землетрясений – "попадание" их очагов в область Транскавказского поперечного поднятия (или коллизионной структуры типа континент–континент) в современном понимании [*Philip et al.*, 1989; и др.], которое является крупнейшей меридионально ориентированной тектонической зоной Кавказского региона [*Милановский, Хаин*, 1963; *Милановский*, 1968]. В Предкавказье оно выражено Ставропольским поднятием, а южнее разделяет центральный и восточный сегменты Большого Кавказа. В районе Закавказского срединного массива Дзирульский выступ древнего кристаллического фундамента в пределах ТПП разделяет Рионскую и Картлийскую депрессии. На Малом Кавказе ТПП располагается как бы в осевой части дугообразно выпуклых к северу основных тектонических зон и отделяет Западный сегмент складчатой системы, где главные структурные элементы (крупные складки и межзональные разломы) имеют северо-восточное простирание, от Восточного сегмента, где преобладает северо-западная ориентировка этих структур. Здесь же, на участке пересечения складчатой системы Малого Кавказа и Транскавказского поперечного поднятия, расположены обширнейшие вулканические плато Закавказья: Джавахетское и Армянское. В орогидрографическом отношении поднятие разделяет бассейны рек, текущих на запад – в Черное море и на восток – в Каспийское. Таким образом, ТПП четко выражено по всему простиранию рядом важнейших геологических особенностей и относится к тектоническим структурам очень высокого ранга.

В пределах поднятия известны крупные разломы меридионального простирания. Главные из них Джавахетский, Абул-Самсарский и Арагац-Спитакский разломы, к которым пространственно приурочены цепочки четвертичных вулканов. Такие крупные вулканические постройки, как горы Арагац и Арарат, "насажены" на меридиональный Арагац-Спитакский разлом. По данным Л.М. Расцветаева [1989], меридиональные разломы имеют сбросо-раздвиговую природу. Дешифрирование космофотоматериалов показывает, что, кроме протяженных разломов меридионального простирания, в пределах поперечного поднятия сосредоточено большое количество сравнительно коротких линеаментов того же меридионального простирания, а также довольно протяженные и короткие линеаменты диагональных и широтной ориентировок. Активизация нескольких небольших меридиональных разрывов, как показано выше, была отмечена в плейстосейстовой зоне Спитакского землетрясения, когда возникли оперяющие главный сейсмогенный разрыв меридиональные право- и левосдвиговые нарушения.

Дешифрирование космических снимков серии "Космос" и изучение на этой базе неоднородностей тектонической раздробленности верхних частей земной коры позволило выявить крупные меридиональные разрывные структуры транскавказского простирания, представленные в очаговых зонах обоих сильных землетрясений, а при Спитакском землетрясении они были выражены и в поле сейсмодислокаций.

Транскавказское поперечное поднятие является зоной повышенной сейсмической активности: известно большое скопление эпицентров и частая повторяемость слабых землетрясений на Джавахетском вулканическом нагорье. Здесь же в 1986 г. произошло сильное Параванское землетрясение с магнитудой $M = 6{,}0$, очаг которого реализовался, по-видимому, по разломам диагональных ориентировок. На границе Аджаро-Триалетской складчатой зоны и Грузинской глыбы в 1920 г. произошло Горийское землетрясение с магнитудой $M = 5 \div 6$ [*Шебалин*, 1997]. На северо-востоке Турции на южном продолжении ТПП произошло несколько сильных землетрясений: Араратское 1840 г. ($M = 7{,}4$, I_0 = X–XI баллов), Чалдыранское ($M = 7{,}1$, I_0 = IX–X баллов) [*Новый..*, 1977] и др. Их очаги также реализовались в основном вдоль крупнейших разломов северо-западного простирания.

Таким образом, сильные землетрясения центральной части Закавказского региона тяготеют к зоне ТПП. Однако очаги землетрясений при этом реализовались

вдоль субширотных или диагональных разломов, часто имеющих межзональное значение, а не вдоль упомянутых меридиональных нарушений. Такие крупные зоны разломов, как Рача-Лечхумская, Памбак-Севанская, Гарнийская, Ахурянская, Южно-Араратская, Северо-Аджарская и некоторые другие, в пределах ТПП приобретают способность генерировать очень сильные землетрясения. Это объясняется тем, что пересечение разломов меридионального, с одной стороны, и субширотно-диагональных структурных направлений, с другой, образует систему дизъюнктивных узлов крупного ранга. Важно отметить, что очаги всех перечисленных выше землетрясений находились в таких узлах.

Кроме того, внимательное изучение структуры Транскавказского поперечного поднятия позволило подметить некоторую несоосность отдельных его сегментов. Так, южный Арагац-Спитакский разлом, соединяющий вулканические центры Арарата и Арагаца и пересекающий Армянское вулканическое плато как осевая линия южного сегмента, располагается на 20–30 км восточнее, чем Джавахетский разлом, представляющий собой осевую линию поднятия на более северном отрезке в пределах Джавахетского нагорья. Меридиональные структуры очаговой зоны Рачинского землетрясения на южном склоне Большого Кавказа, о которых упоминалось выше, также несоосны с Джавахетской зоной более южного звена. При том же близмеридиональном простирании они смещены на 20–30 км западнее. Наконец, северное окончание ТПП, каковым в Предкавказье является Ставропольское поднятие, еще больше смещено к западу относительно Рачинского и Джавахетского звеньев. При таком ступенеобразном смещении на запад осевых зон ТПП при движении с юга на север все крупные разломы общекавказской ориентировки приобретают значение трансформных структур, разделяющих отдельные несоосные сегменты поперечного поднятия. Трансформная природа таких разломов тем более важна, что южные сегменты поднятия характеризуются обстановкой близширотного растяжения как в позднечетвертичное время, так и на современном этапе. Этим можно объяснить формирование обширных вулканических плато и цепочек вулканов. В условиях такого расширения меридиональные разломы имеют сбросо-раздвиговую или сбросо-сдвиговую морфологию, а близширотные – ярко выраженную правосдвиговую или взбросо-сдвиговую. Именно таков был механизм подвижки в очаге Спитакского землетрясения, связанного с Памбак-Севанским разломом, выполняющим роль трансформного между Арагац-Спитакским и Джавахетским сегментами поперечного поднятия.

На основании имеющихся литературных данных и собранных нами оригинальных материалов предлагается следующий возможный сценарий возникновения Кавказских землетрясений и их вероятные последствия в ближайшие годы.

В связи с тем, что в пределах центральной части Кавказского региона за последние 25 лет произошло четыре сильных землетрясения (Чалдыранское, Парванское, Спитакское и Рачинское), можно утверждать, что наблюдается сейсмическая активизация в пределах всего ТПП. В силу выявленных особенностей тектонической позиции этих четырех землетрясений, а также установленного в районе г. Спитака факта возможности неоднократного повторения больших землетрясений в одних и тех же очагах, становится реальной угроза возникновения новых сильных землетрясений в узлах пересечения крупных разломов "кавказского" (широтного и диагонального) и "транскавказского" (меридионального) простираний. Во многих таких узлах в последние годы не отмечалась повышенная сейсмическая активность, и поэтому они могут пока рассматриваться как сейсмические бреши.

Потенциально сейсмоопасными узлами являются пересечение Ереванского и Арагац-Спитакского разломов в южном сегменте поднятия. В среднем сегменте поднятия потенциально опасны пересечения Джавахетского и Абул-Самсарского меридиональных разломов, с одной стороны, и Южно-Аджарского и Северо-Аджарского трансформных разломов по отношению к ТПП – с другой. В пределах Большого Кав-

каза угрожающими выглядят узлы пересечения Главного Кавказского надвига и Пшекиш-Тырныаузской зоны разломов с меридиональными и диагональными структурами, выявленными при дешифрировании космических снимков в Раче, Южной Осетии, Приэльбрусье и прослеживающимися в северном направлении в зону Главного, Передового хребтов. Наконец, на северном окончании ТПП в пределах Минераловодского выступа и Ставропольского свода Предкавказья имеется целый ряд дизъюнктивных узлов пересечения зон крупных разломов как ортогональных, так и диагональных ориентировок. Среди крупных разломных зон выделяются структуры сжатия: близширотные Нагаутская, Черкесская, Пшекиш-Тырныаузская, Невинномысская и Расшеватская [*Милановский и др.*, 1989; *Рогожин и др.*, 1998].

Столь же широко представлены дизъюнктивные зоны, находящиеся в обстановке растяжения. Это близмеридиональные Ессентукская, Бештаугорская, Машукская, Джуцко-Юцкая, Золотокурганская, Дадумкаинская, Малкинская, Бекешевская, Калаусская и Егорлыкская зоны концентрации разрывных деформаций.

Таким образом, крупнейшие зоны разломов с ортогональной системой ориентировок в Ставропольском поднятии и в Минераловодском районе, где они были изучены особенно детально [*Милановский и др.*, 1989; *Рейснер и др.*, 1989], характеризуются тем же самым стилем напряженного состояния, что и в Закавказье: близширотные разломные зоны – структуры сжатия, а близмеридиональные (кстати, протягивающиеся сюда из складчатой системы Большого Кавказа) – структуры растяжения.

Широко распространены на Минераловодском выступе и Ставропольском поднятии крупные зоны разломов диагональных ориентировок. Здесь выделяются левосдвиговые Кумско-Тебердинская, Эльбрусско-Минераловодская, Кисловодско-Кумагорская, Хасаут-Лысогорская, Баксанская и другие зоны северо-восточного простирания. Мощные, широкие зоны концентрации правосторонних сдвиговых деформаций имеют северо-западную ориентировку. Наиболее изучены из них Ларская, Кумско-Суркульская, Нагутско-Лысогорская, Кисловодско-Заюковская и др. [*Расцветаев*, 1989; *Милановский и др.*, 1989; *Рейснер и др.*, 1989].

Все эти зоны разломов пересекаются друг с другом, образуя многочисленные дизъюнктивные узлы разных рангов. В пределах узлов региональное поле напряжений обычно выражено близгоризонтальным меридиональным сжатием при широтном растяжении [*Николаев*, 1992] и претерпевает очень сложную трансформацию, что и определяет высокую сейсмогенерирующую роль этих узлов.

Исследования по картированию сейсмического потенциала Кавказа по комплексу геолого-геофизических данных с применением процедуры кластерного анализа показали, что практически вся область Ставропольского поднятия и ряд районов Краснодарского края характеризуется уровнем магнитуд ожидаемых землетрясений $M = 4{,}8–5{,}6$ [*Рогожин и др.*, 1998]. Такие землетрясения при неглубоком положении очага способны вызвать на поверхности сотрясения в VII–VIII баллов по шкале MSK-64, а при неблагоприятных грунтовых условиях – на отдельных участках до VIII–IX баллов. Ситуация осложняется тем, что начиная с 1992 г. на Ставропольском поднятии сильно активизировались оползневые процессы. Оползни охватили многие участки склонов холмов и возвышенностей. Безусловно, даже умеренное по энергии землетрясение способно многократно усилить эти явления, наносящие непоправимый урон промышленным коммуникациям, автомобильным дорогам и сельскохозяйственным угодьям. Опыт геологического изучения сильных землетрясений Закавказья позволяет прогнозировать такую перспективу развития склоновых процессов. Поэтому вредные последствия от сейсмической активизации зоны ТПП в пределах Ставропольского, Краснодарского краев, Кабардино-Балкарской и частично Карачаево-Черкесской Республик и Республики Северная Осетия-Алания, могут оказаться куда более серьезными в силу неблагоприятных грунтовых и инженерно-геологических условий [*Рогожин и др.*, 1995].

Наблюдения за размещением эпицентров землетрясений для всего Ставропольского поднятия, Минераловодского выступа и Краснодарского края позволяет заключить, что проявление сейсмичности здесь имеет в основном сосредоточенный, концентрированный характер. Землетрясения приурочены к зонам крупных разломов и узлам их пересечений [*Рейснер*, 1990; *Рогожин и др.*, 1995]. Это вселяет надежду на возможность успешного проведения для данной территории оценки сейсмической опасности и соответствующего районирования.

Особо следует подчеркнуть, что если подмеченная тенденция постепенного смещения процесса сейсмической активизации от Малого Кавказа и зоны южного склона Большого Кавказа к северу верна, то ничто не мешает в недалеком будущем возникновению сильного землетрясения на северном склоне Большого Кавказа и в Предкавказье на северном окончании ТПП. С учетом того, что глубины эпицентров Рачинского и Спитакского землетрясений не превышали 6–14 км, можно допустить, что при возникновении таких же мелкофокусных землетрясений на северном склоне Большого Кавказа они могут "расшатать" выявленную нами промежуточную магматическую камеру, залегающую не глубже 10–12 км и станут триггером для вполне возможного возобновления активности вулканов Эльбрус и Казбек.

Перейдем к рассмотрению проблемы возможности возобновления активности вулкана Эльбрус и ее вероятных типах катастрофических последствий. Как было показано выше, вулкан Эльбрус, расположенный на северном склоне Главного Кавказского хребта, приурочен к системе субмеридиональных разломов, являющихся западным ограничением зоны коллизии (или зоны Транскавказского поперечного поднятия) в месте их пересечения с субширотным Сылтранским разломом. В истории развития вулкана выделяются три крупных цикла – докальдерный, кальдерный и посткальдерный с ранними и поздними этапами, возраст каждого из которых был определен с помощью ЭПР и изотопных методов датирования (K–Ar, $^{40}Ar/^{39}Ar$, U–Pb SHRIMP цирконометрия, ^{14}C), а также на основании соотношений отдельных лавовых потоков с "датированными" моренами (с достаточной мерой условности) как нижненеоплейстоценовый, средненеоплейстоценовый, верхненеоплейстоценовый и голоценовый. Долгое время Эльбрус считался потухшим вулканом, но за последнее время был накоплен ряд данных, позволивших пересмотреть эту точку зрения.

Так, при проведении гравиметрической съемки на территории Центрального Кавказа в районе Эльбруса была выявлена интенсивная отрицательная аномалия силы тяжести [*Авдулов*, 1963; *Авдулов, Короновский*, 1993]. Использованная М.В. Авдуловым методика интерпретации гравиметрических данных позволила определить основные параметры возмущающего тела и учесть гравитационное влияние вулканического конуса, которое составило порядка 45 мГл. При этом согласно М.В. Авдулову, верхний срез возмущающего тела расположен ниже основания вулканического конуса Эльбруса, внутри палеозойского фундамента в диапазоне глубин 0–2 км. Избыточная масса определяется величиной – $15 \cdot 10^{11}$ т, а избыточная плотность по отношению к вмещающей породе – 0,50 г/см^3. Основание тела уходит внутрь фундамента по крайней мере до глубины 9 км и более. Однако вопрос о том, как далеко на глубину простирается это аномальное образование, остается пока открытым. Был сделан вывод о том, что под вулканом существует значительный объем вещества с низкой плотностью, который, вероятно, соответствует магматическому очагу при температуре внутри него не ниже 1250 °С.

Очень важно отметить, что рядом исследователей [*Гусев*, 1948; и др.] описаны выходы водяного пара с примесью сернистого газа в районе восточной вершины Эльбруса и вдоль некоторых трещин северного склона. Анализ газа показал, что он близок по составу к фумаролам современных вулканов [*Масуренков*, 1961]. Вокруг Эльбруса известно и множество минеральных источников с обильным выделением углекислоты, причем некоторые из них имеют довольно высокую температуру, 22–24 °С. Полагают, что минеральные источники Эльбруса, включая Джилысу и

другие аналогичные по составу источники, имеют ювенильное происхождение. Корни этих источников, залегая в мощной толще пород, подстилающих лавы Эльбруса, связаны с тем магматическим очагом, который в былое время питал извержения вулкана.

О наличии под вулканом Эльбрус магматического очага свидетельствуют и результаты сейсмических и гравиметрических исследований. В районе вулкана были зарегистрированы землетрясения с частотой колебаний 1–2 Гц при устойчивом присутствии на эльбрусских сейсмограммах интенсивной поверхностной волны. Такая картина характерна только для районов с современной активной вулканической деятельностью [*Хитаров и др.*, 1984].

Еще одним прямым подтверждением наличия приповерхностной магматической камеры под современной вулканической постройкой являются результаты дешифрирования зимних (ночных) тепловых космических снимков с американской системы спутников NOAA, показавших, что восточный вершинный кратер Эльбруса теплее западного на 0,5 °С.

Другим информативным методом геодинамических исследований является регистрация периодических изменений силы тяжести из-за вынужденных колебаний земной коры и верхней мантии под воздействием переменного во времени и пространстве лунно-солнечного потенциала [*Мельхиор*, 1972]. Наблюдения приливных вариаций силы тяжести на пункте "Нейтрино" выполнялись в течение трех месяцев, в августе–октябре 1997 г., при помощи стационарного приливного кварцевого гравиметра, описанного в работе [*Копаев и др.*, 1993]. Результаты этих наблюдений привлекались нами для решения задачи по выявлению местоположения магматического очага. Важно отметить, что немного севернее пункта "Нейтрино" проходит зона Сылтранского глубинного магмоконтролирующего разлома субширотного простирания. К ней приурочены два вершинных кратера вулкана Эльбрус и ряд мелких вулканических аппаратов, обнажающихся в верховьях долин рек Мкяра, Сылтрансу (левый приток р. Баксан).

Обработка полученных данных при помощи стандартной программы "Enterna" показала заниженный на 0,6 % отклик земной коры (включающий относительную высоту подъема точки наблюдений под воздействием притяжения Луны и Солнца) на приливное воздействие на частоте основной лунной полусуточной волны ($d_{набл}$ = = 1,163±0,005) по сравнению с ожидаемым, моделируемым на основе идеально упругой коры и верхней мантии с учетом поправки за влияние океанических приливов ($d_{мод}$ = 1,170). Одной из возможных причин этого явления может быть наличие вещества пониженной упругости и, соответственно, повышенной вязкости в зоне частичного расплава в предполагаемых магматических промежуточной камере или глубинном очаге (в пределах Эльбрусского вулканического центра или приуроченной к восточной части зоны субширотного магмоконтролирующего разлома), что и могло привести к уменьшению высоты подъема точки наблюдений. Для получения более корректных данных о наличии или отсутствии магматических камеры и очага планируется продолжение наблюдения на пункте "Нейтрино", а также на новом пункте "Азау", находящемся у подножия восточного склона Эльбруса, и на контрольном пункте "Зеленчукская". Такие наблюдения на протяжении нескольких лет в сочетании с микросейсмозондированием, магнитотеллурическим зондированием и другими методами (тепловая дистанционная и $^3He/^4He$ съемки, GPS измерения скоростей вертикальных и горизонтальных перемещений блоков в пределах Эльбрусского вулканического центра) позволят дать однозначный ответ на вопрос о наличии в Приэльбрусье магматических камер и очага и оценить их формы, размеры, глубины залегания кровель и подошв, а также и их динамику.

На существование еще неостывшего магматического очага под вулканом Эльбрус указывает типичная для современных вулканических областей фумарольная деятельность, фиксируемая, в частности, в районе восточного конуса вулкана. Ис-

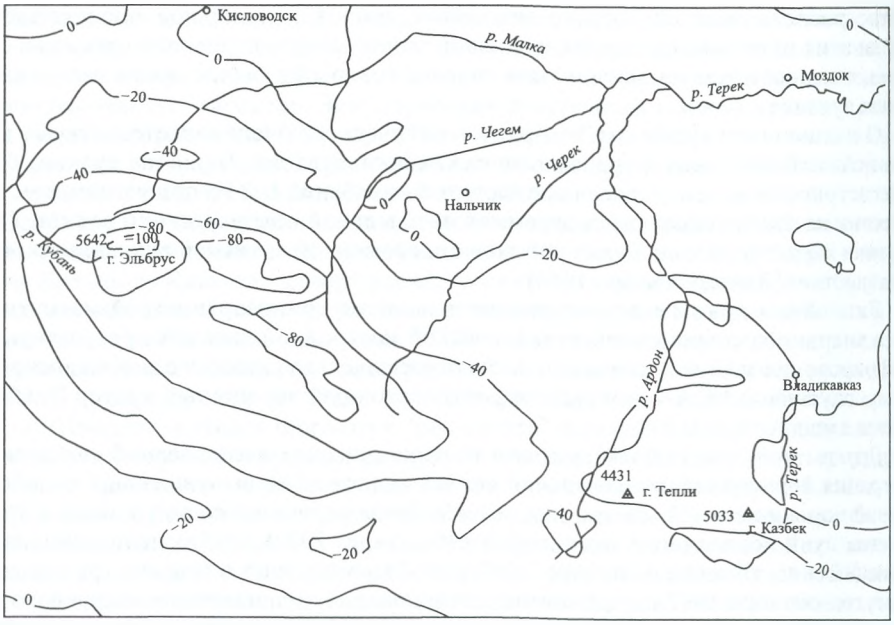


Рис. 4.39. Схемы гравитационного поля (мГл) Центрального Кавказа (по А.Г. Шемпелеву)

следования, проведенные Ю.П. Масуренковым [1971], показали, что геотермический градиент под вулканом Эльбрус достигает 100 °С/км при плотности теплового потока в районе вулканического центра до $5 \cdot 10^{-5}$ кал/см^2, что более чем в 10 раз превышает фоновый показатель для Центрального Кавказа.

Важно отметить, что все названные аномалии, выявленные в пределах Эльбрусского вулканического центра, практически совпадают с гравитационными минимумами –80 мГл (Приэльбрусье) и –100÷120 мГл (Эльбрус, с экстремально низкой плотностью $2{,}1 \cdot 10^3$ кг/м^3) на фоне гравитационного поля для Центрального Кавказа в 20–40 мГл (рис. 4.39). Они совпадают также со знакопеременными магнитными аномалиями (от –7,0 до $+12{,}7 \cdot 10^2$ нТл), установленными в районе Эльбруса, на фоне относительно спокойного магнитного поля (0–2 нТл) для Центрального Кавказа (рис. 4.40).

Проведенный нами анализ имеющихся литературных (часто противоречивых) и полученных нами радиологических, палеомагнитных и геолого-геоморфологических (соотношения конкретных лавовых потоков с датированными моренами и периодами оледенении) данных показывает, что породы вулкана Эльбрус сформировались в интервале от раннего неоплейстоцена до голоцена включительно, а последние извержения имели место в I–II веках нашей эры.

Начало последнего этапа посткальдерного цикла активности вулкана Эльбрус, приходящееся на голоцен, является одним из важных аргументов в пользу возможного возрождения его активности. Аналогичная ситуация описана [*Donnelly-Nolan et al.*, 1990] для вулкана Медисин Лэйк (Каскадные Горы, США), где после периода покоя в 6000 лет активность вулкана в голоценовое время возобновлялась несколько раз в интервале от 4300 до 900 лет назад.

Таким образом, имеющиеся данные позволяют отнести Эльбрус к классу "А" действующих вулканов с датировкой извержений в историческое время и предполагать возможность его будущих извержений. Возможные вулканические катаклизмы Эльбруса могут сопровождаться катастрофическими воздействиями на природные экосистемы Евразии, в первую очередь юга России, и создать угрозу жизни людей

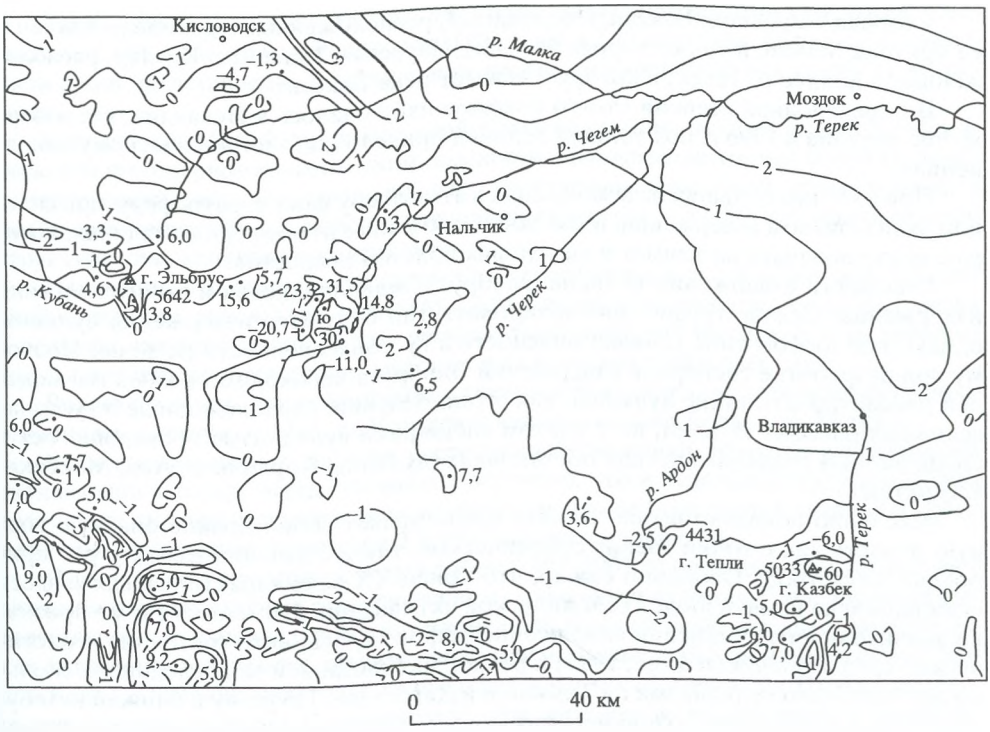


Рис. 4.40. Схема магнитного поля (10^2 нТл) Центрального Кавказа (по А.Г. Шемпелеву)

и экономике ряда регионов Северного Кавказа. Это прежде всего обусловлено специфическим географическим положением вулканической постройки Эльбруса, с отрогов которой берут начало крупные реки, впадающие в Черное (р. Кубань с притоками Уллу-Хурзук и Уллукам) и Каспийское (р. Баксан с притоками Мушт и Малка, впадающими в р. Терек) моря. Определенную опасность для двух десятков небольших населенных пунктов, а также коммуникаций и промышленных предприятий, расположенных не далее чем в 50–70 км от Эльбруса в долинах рек, могут представлять как горячие, так и холодные лахары и сели, которые обычно образуются при извержении вулканов, покрытых ледниково-снежным панцирем, а также аэральный перенос на значительные расстояния (сотни километров) пеплового материала при возможных эксплозивных извержениях.

Значительно более крупные катастрофы могут быть связаны с наводнениями, вызванными быстрым таянием ледников Эльбруса, имеющих общую площадь около 139 км^2 при средней мощности до 60–80 м. В связи с тем, что с отрогов Эльбруса берут начало всего две крупные реки – Кубань и Баксан с притоками Мушт и Малка, имеющие в верхних течениях каньонообразные долины, по ним могут пойти высокие валы воды, насыщенной песком и супесью, и обладающие огромной разрушительной силой. Этот сценарий будет представлять серьезную опасность для городов, многочисленных поселков, коммуникаций, промышленных предприятий и сельскохозяйственных угодий, расположенных сверху вниз по течению рек:

– города Карачаевск, Черкесск, Невинномысск, Армавир, Кропоткин, Усть-Лабинск, Краснодар, Темрюк, расположенные в долине р. Кубани (важно учитывать, что валами воды могут быть прорваны плотины Джегутинского и Краснодарского водохранилищ с соответствующими катастрофическими последствиями);

– города Тырныауз, Баксан, Прохладный, расположенные в долине р. Баксан и ее притока Малки, а также города Моздок, Наурская, Гудермес, Кизляр, расположенные в долине р. Терек, в которую впадает река Баксан.

В определенной степени что-то похожее наблюдалось в Исландии, где извержение вулкана в 1996 г. под толщей ледника привело к катастрофическому наводнению.

При выбросе больших объемов пепла в атмосферу или в стратосферу, при сильном эксплозивном извержении, возможны необычные атмосферные явления, которые могут повлиять на климат и на условия полетов самолетов.

Опасность извержений вулкана Эльбрус – многоплановая и зависит от типа извержения. Сейчас трудно прогнозировать тип будущего извержения вулкана, однако при любом типе главная опасность в густонаселенности региона. Поэтому при разработке сценариев извержений Эльбруса необходимо в качестве моделей рассматривать такие вулканы, как Этна, Везувий, расположенные в густонаселенных районах Италии, но с учетом специфики вулканизма проявившегося в специфичных геодинамических обстановках (вулканы Кордильер, Анд, Мексики, Камчатки).

Как было показано выше, Кавказ представляет собой крайне опасную горную область как с точки зрения сейсмической, так и с вулканической угроз природных катастроф. Особенно важно, что конец XX века характеризовался здесь невиданной на памяти людей сейсмической активизацией, имеются также признаки значительного изменения напряженно-деформированного состояния геологической среды [*Рогожин и др.*, 1995] и резкой активизацией за последние несколько лет грязевого вулканизма на Тамани и в Дагестане. Поэтому в ближайшем будущем можно ожидать возникновения новых вулканических и сейсмических катастроф, в частности, и на территории юга России. В этой связи необходимо также изучить взаимосвязь сейсмических, катастрофических склоновых и вулканических процессов на Северном Кавказе и организовать систему их мониторинга. Пока такая связь изучена недостаточно. Ясно, что отмеченные процессы, проявившиеся в последние 8 млн лет тяготеют к зоне Транскавказского поперечного поднятия. В пределах этой зоны очаги крупнейших землетрясений и многие вулканы контролируются похожими тектоническими условиями, например, зонами пересечений крупнейших разломов. Можно не сомневаться, что землетрясения могут повлечь за собой крупные оползни, обвалы, а также извержения вулканов. Однако имеющихся данных явно недостаточно для разработки практических программ реагирования на извержение таких вулканов, как Эльбрус. Главной задачей исследований до 2008 г. следует считать определение возраста самых древних и самых молодых лав, а также продолжительности отдельных циклов вулканической активности, что поможет расшифровать историю развития вулкана и более корректно подойти к прогнозу его деятельности; проведение специальных геофизических исследований и GPS измерений для выявления магматического очага с определением его параметров и расшифровкой динамики его развития, разработкой новых технологий контроля динамических процессов в области магматического очага. При решении этих задач следует широко применять K–Ar, ^{39}Ar /^{40}Ar, U–Pb SHRIMP цирконометрию, ЭПР (по породообразующему кварцу) и радиоуглеродный методы датирования, сверхточную гравиметрию, магнитотеллурическое зондирование, в сочетании с методом отраженных волн, активную и полуактивную акустическую томографию, методы GPS измерений скоростей подъема отдельных блоков вулканической постройки и разработку геоинформационной системы технологий для компьютерного моделирования возможных катастрофических последствий вулканической и сейсмической активности в Приэльбрусье, а в дальнейшем – и в пределах зоны Транскавказского поперечного поднятия.

Таким образом, можно утверждать, что происшедшие недавно на Кавказе Спитакское (1988 г., $M = 6,9$) и Рачинское (1991 г., $M = 7,1$) землетрясения в корне изменили наши представления об умеренном уровне сейсмической опасности этого региона.

Сегодня как Малый, так и Большой Кавказ оказались зонами высокой сейсмической и инженерно-геологической опасности. Несмотря на то, что очаги сильных землетрясений связаны с продольными структурами кавказской ориентировки, в целом они приурочены к хорошо изученной структуре – ТПП (или коллизионной структуре типа континент–континент).

Напомним, что отмеченная структура пересекает с юга на север весь Кавказский регион (см. рис. 4.1 (цв. вклейка) и 4.5) и на всем протяжении четко выражена в рельефе, геофизических полях, рисунке тектонических разломов, а ее границы как бы подчеркиваются цепочками молодых вулканов и лавовых плато.

Важно отметить, что сейсмическая активность в последние десятилетия распространилась к северу от Малого Кавказа и южного склона Большого Кавказа.

Если подмеченная тенденция постепенного смещения процесса сейсмической активизации к северу верна, то вполне вероятно, что в недалеком будущем может возникнуть сильное землетрясение на северном склоне Большого Кавказа и в Предкавказье, на северном окончании Транскавказского поднятия.

Полученные в процессе полевых работ (1997–2003 гг.) результаты в сочетании с анализом опубликованных геологических и геофизических данных однозначно свидетельствуют, что начиная с позднего миоцена по голоцен включительно магматическая активность и наиболее значительные сейсмические события на Большом и Малом Кавказе наблюдались только в пределах зоны так называемого Транскавказского поперечного поднятия. Следовательно, при организации мониторинга вулканической и сейсмической опасности на Кавказе основные исследования надо будет сконцентрировать в пределах указанной коллизионной структуры (см. рис. 4.4, 4.5), что существенно сэкономит материальные средства и людские резервы при выполнении этих важных для безопасности Северо-Кавказского региона работ.

Сделан важный вывод о том, что от позднего миоцена до голоцена включительно периоды магматической активности по мере приближения к голоцену резко увеличиваются, а периоды покоя (отсутствия магматической активности) сокращаются. Анализ имеющихся геологических и геофизических данных (сейсмозондирование, высокоточные гравиметрические исследования, магнитотеллурическое зондирование) показал, что нет никаких оснований полагать, что магматическая деятельность на Кавказе полностью прекратилась.

На современном уровне изученности в истории ЭВЦ выделяются следующие крупные циклы его развития: докальдерный, кальдерный и посткальдерный, а в двух последних различаются ранний и поздний этапы. Следует отметить, что подавляющее большинство лавовых потоков Эльбруса отвечает по составу дацитам, а туфовые горизонты – риолитам.

Впервые за всю историю изучения ЭВЦ показано, что вулканитам, характеризующим все последовательные этапы развития ЭВЦ, присущи высокие содержания Ag, Se, Mo, Hf, As и Sb. Кроме того, установлены повышенные концентрации Ni, Sc, Cs, Co и Cr. В то же время все породы обеднены: Lu, Tb, Ta, It, Ib, Cu, Ba, Sm, Eu и Rb. Высказано аргументированное мнение о том, что эти геохимические особенности пород типоморфны для вулканитов ЭВЦ. Впервые за всю историю изучения Эльбруса была выявлена и изучена, связанная с ним эндогенная рудная минерализация и высказано обоснованное предположение о возможности обнаружения на глубине под древним кратером Кюкюртли медно-порфирового и золоторудного типов оруденения.

Однородный петрохимический и геохимический состав всего эволюционного ряда вулканитов Эльбруса, вероятнее всего, свидетельствует о стабильных термоди-

намических условиях плавления пород субстрата на уровне магматического очага. В то же время анализ полученных геохимических данных показал, что в процессе эволюции расплава в вулканитах постепенно повышаются содержания Sb, Ni, Cr и Co и уменьшается концентрация Cs.

Сочетание разных геофизических теоретических и экспериментальных методов позволило достаточно надежно выявить под Эльбрусом: магматический очаг, кровля которого расположена на глубинах от 20 км, подошва – до 40 км, и близповерхностную магматическую камеру, основание которой располагается на глубине 7 км. Последняя в историческом прошлом служила поставщиком магмы при извержениях вулкана Эльбрус. Эти данные о наличии под вулканом Эльбрус близповерхностной магматической камеры и глубинного магматического очага и о глубинах их залегания были подтверждены независимым методом магнитотеллурического зондирования (см. гл. 5, разд. 5.2).

На основе изучения расплавных включений высказано мнение о том, что результатом смешения андезитового и риолитового расплавов было обусловлено появление дацитовых магм. Этот вывод подтвержден и результатами изотопных исследований (стронций, неодим).

Подчеркнем, что вулкан Эльбрус – один из самых крупных центров оледенения Кавказа. Он питает реки Малку, Баксан и Кубань, в долинах которых расположены многочисленные населенные пункты и другие народно-хозяйственные объекты, включая крупные искусственные Джегутинское и Краснодарское водохранилища.

Наличие обширного снежно-ледового покрова делает вулкан Эльбрус еще более опасным, так как в случае любой силы и типа извержений к собственно вулканической опасности обязательно добавится катастрофическая опасность от образования лахаров и крупномасштабных наводнений, образованием подпруженных озер и др.

Впервые в России применен метод ЭПР датирования лавовых потоков по породообразующему кварцу, основанный на накоплении радиационных парамагнитных центров в минералах под воздействием ионизирующего излучения [*Ikeya,* 1993]. Датирование кварца проведено методом регенерации по алюминиевым центрам, но полученные пока цифры отражают верхний возрастной предел образования пород.

Показана перспективность применения метода ЭПР датирования для определения возраста событий, связанных с эволюцией новейшего вулканизма вообще и Северного Кавказа в частности. Это обусловлено тем, что K–Ar и $^{40}Ar/^{39}Ar$ методы дают надежные значения возраста не моложе 250–300 тыс. лет, а радиоуглродный метод (^{14}C) датирует события начиная с 40–50 тыс. лет и моложе. Следовательно, существует интервал продолжительностью в 200–250 тыс. лет, который не может быть продатирован указанными методами и является как бы "мертвой" зоной. Кроме того, для применения ^{14}C метода в Приэльбрусье существуют и географические ограничения, заключающиеся в том, что на высотах более 3200 м отсутствует даже травяно-кустарниковая растительность, а сама вулканическая постройка от отметок 3500 до 5642,7 м покрыта ледниками и снежниками, что естественно препятствовало образованию почв. Перекрыть этот очень важный для расшифровки эволюции современных вулканов Кавказа временной интервал будет возможно только с помощью метода ЭПР датирования, позволяющего определять время геологических событий начиная от 3 млн лет до 500 лет [*Ikeya,* 1993].

Таким образом, все полученные данные однозначно подтверждают правомерность отнесения вулкана Эльбрус к категории "А" (вулканам, действовавшим в историческое время). Анализ выявленных палеокатастрофических событий, связанных с прошлой его активностью, позволил оценить катастрофические последствия, которые могут возникнуть при будущей активности вулкана Эльбрус, и убедительно доказал необходимость организации мониторинга вулканической и сейсмической опасностей и связанных с ними катастрофических последствий.

Глава 5

МОНИТОРИНГ НАВЕДЕННЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ГЕТЕРОГЕННЫХ СТРУКТУРАХ ВУЛКАНОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТИПА КАК СПОСОБ ИЗУЧЕНИЯ ИХ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ И СТЕПЕНИ АКТИВНОСТИ

Эксплозивная вулканическая деятельность демонстрирует широкое разнообразие геофизических процессов, варьирующих от крупных взрывных извержений до небольших пульсирующих выбросов пирокластики. При их изучении принято выделять два различных механизма, характеризующих сам процесс извержения: дегазация растворенных в магме летучих веществ и взаимодействие магмы со слоями, насыщенными флюидом (в основном водой), которые встречаются на ее пути. Оба эти механизма ответственны за подготовку и развитие катастрофических событий в районе вулканической постройки и на прилегающих территориях.

Влияние флюидной фазы и режима выделения летучих на геологические структуры, дифференциацию вещества земной коры и другие процессы, связанные с развитием вулканических извержений, огромно. Оно ощущается в окрестностях вулканической постройки как в магматической, так и в постмагматической стадиях развития мощных геодинамических и геохимических процессов [*Катастрофические процессы..., Т. 1. Вуканизм...*, 2002]. Сегодня познание магматических процессов, развивающихся и протекающих в районе вулканического центра, немыслимо без учета влияния летучих, которые удается наблюдать как в виде растворенных в расплаве компонентов, так и в виде самостоятельной флюидной фазы. Летучие компоненты во многих случаях являются фактором, обусловливающим характер и специфику того или иного геофизического процесса, того или иного извержения. Это относится в равной мере ко всем стадиям магматизма – от генерации магмы в магматической камере до формирования интрузивного магматического тела или извержения магмы на поверхность.

Относительно происхождения флюида, участвующего в магматическом процессе, существуют различные точки зрения. Согласно одной из них, источником летучих, в частности воды, являются толщи осадочных пород, погружающихся по мере накопления осадков и прогибания геосинклинального трога. При ультраметаморфизме перераспределяется материал коры, выплавляются легкоплавкие эвтектические расплавы и выделяются легколетучие компоненты.

О составе летучих компонентов магм (составе флюидов) можно судить по следующим факторам:

а) наличию их в различных минералах, являющихся составными элементами геологической среды в районе вулканической постройки;

б) результатам анализа газо-жидких включений в минералах интрузивных пород;

в) составу вулканических газов;

г) производимому воздействию на породы (дегазификация, изменение состава эвтектик, изменение режима компонентов и др.).

Многочисленные работы во всех этих направлениях показали, что в состав магматического флюида входят главные компоненты H_2O, CO_2, а кроме того (в подчиненных количествах) CO, CH_4, H_2, H_2S. N_2, HCl, HF, SO_2, NH_4, Ar и др. Ряд уже выполненных научных исследований дают основания полагать, что состав флюида изменяется в зависимости от глубины и реальной геологической обстановки. Установлено, что эволюция флюида – одно из проявлений общего процесса дифференциации вещества Земли в процессе трансформации отдельных структур – геосфер. Однако с дифференциацией летучих веществ связано в значительной мере и напряженно-деформированное состояние в отдельных разломно-блоковых структурах вулканической постройки.

Напряжения в геологической среде вулканической постройки, обусловленные гравитацией, тектоническими силами и динамическими процессами в очаге, вызывают заметные движения и деформации, которые удается наблюдать при изучении "жизни" вулкана. В этой связи проблема прогнозирования вулканических извержений (места, времени и интенсивности) включает в себя также вопросы о силах, приводящих в движение магму и геологическую среду в районе вулкана, о процессах, ведущих к развитию извержения, о генерации летучих, а также наведенных волновых процессов (например, сейсмических и электромагнитных полей), их распространении и взаимодействии с окружающей средой. Возникающие при этом актуальные задачи решаются путем проведения комплексных геолого-геофизических исследований, получения и обработки геологических и геофизических наблюдений с учетом представлений о развитии процесса вулканического извержения. Тем самым многое зависит от правильности исходных концепций, в том числе динамики развития процессов трансформации и разрушения геологической среды во времени.

Установлено, что подготовка извержения на его последнем этапе содержит элементы, имеющие прогностическую ценность, а потому поиск предвестников и построение теории развития вулканического извержения имеют первостепенное значение. При этом успех в выработке правильной схематизации процессов в магматическом очаге непосредственно перед извержением тесно связан с применением методов современной механики и математической геофизики [*Катастрофические процессы...*, Т. 1. *Вулканизм*, 2002].

В научных публикациях обсуждаются подходы, когда вулканическая постройка и магматический очаг моделируются слоистой структурой, в одном из слоев которой и расположен магматический очаг (камера). Сегодня есть все основания полагать, что на последнем этапе подготовки извержения, когда давление в магматической камере резко возрастает, геологическая среда в районе вулканического центра может быть представлена упругопластической дилатирующей средой. Такая модель на современном уровне знаний о процессах, происходящих внутри вулканической постройки, представляется приемлемой. Последнее утверждение подтверждается накопленными данными полевых наблюдений и лабораторных изучений реологии вулканических пород (см. главу 4). Имеющиеся научные результаты составляют надежный фундамент для построений конкретных математических моделей развития процессов в окрестности магматических структур вулканов и окружающих массивах вулканической постройки. Это в свою очередь открывает путь к широкому использованию современной вычислительной техники для указанной проблемы математической геофизики.

Достижения в области изучения динамики магматических образований продемонстрировали, что количественное описание, основанное на фундаментальных физических законах, позволяет анализировать многие геодинамические процессы в теле вулканической постройки с учетом резонансных особенностей вулканических систем. Это открывает определенные перспективы при решении задач прогнозирования извержений (места и времени) и сопутствующих им катастрофических собы-

тий, развивающихся в районе изучаемого потенциально активного вулканического центра [*Рогожин и др.*, 2001].

В данной главе на примере вулкана Эльбрус анализируются структурные неоднородности вулканов центрального типа. Достаточно внимания уделено рассмотрению порождающих магматических образований (магматического очага и магматической камеры). Приведенные экспериментальные данные, характеризующие структуру наведенных низкочастотных геоакустических полей в окрестности Эльбрусского вулканического центра, позволили обосновать теоретическую модель, которая отражает условия развития волновых процессов в окрестности магматического очага (камеры), наведенных разномасштабными сейсмическими событиями.

5.1. Особенности строения вулканов центрального типа: формирование магматических образований, резонансные структуры

Если рассматривать некоторый выделенный элемент геологической среды в районе вулканической постройки (отдельный массив осадочных или метаморфических горных пород или магматические породы структур) как упругое тело, то все проблемы описания такого образования связаны в первую очередь с определением упругих характеристик и действующих сил (внешних и внутренних) при данных давлениях и температурах. Используя современный аппарат нелинейной акустики, математической теории упругости и электродинамики, для описания выделенной отдельности, представляется возможным оценить основные параметры наведенных волновых процессов в районе вулканической постройки. Знание последних, в свою очередь, позволяет изучить структуру акустических, сейсмических, электрических, магнитных, гравитационных и других полей и перейти к анализу динамических особенностей изучаемого вулканического образования, когда последнее можно считать однородным в рассматриваемом диапазоне волновых чисел (частот) [*Руденко, Солуян*, 1975; *Николаевский*, 1984; *Ландау, Лифшиц*, 1987; *Собисевич и др.*, 2000; *Собисевич*, 2001].

Однако на практике геофизики всегда имеют дело с неоднородными структурами, что существенно усложняет задачу. Если в выделенном неоднородном массиве рассмотреть отдельные характерные структурные элементы, которые условно можно считать однородными, то и в этом случае следует согласиться с тем, что такие отдельности не дают полного представления об упругих характеристиках всего изучаемого массива. Необходимо представлять, какую долю объема занимают те или иные породы, размеры отдельностей и характерные особенности (например, жесткость связей между ними, положение относительно других элементов структуры, температура среды, трещиноватость, наличие определенных объемов магматических расплавов), свойственные разным породам, слагающим изучаемый участок геологической среды в районе вулканической постройки. Во всех случаях исследователь встречается с довольно сложной проблемой, которую в механике твердого деформируемого тела принято называть "проблемой осреднения".

Оставляя без внимания многие принципиальные вопросы, связанные с решением проблемы осреднения [*Родионов*, 1996], отметим случай, когда в геологической среде, составляющей вулканическую постройку, исследуются структуры резонансного типа (флюидонасыщенные трещиноватые слои, магматические каналы и т.п.) [*Собисевич*, 2001]. При этом зависимость деформаций от напряжений определяется в том числе и нелинейными особенностями геологической среды в окрестности изучаемых образований. Наличие подобного рода структур неоднократно отмечалось

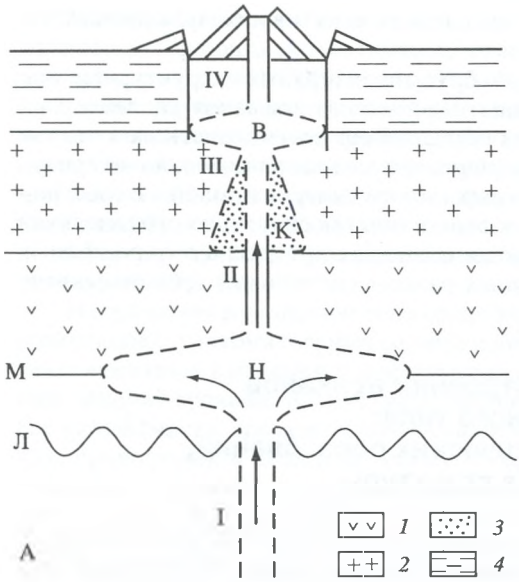


Рис. 5.1. Схема развитой системы магматических каналов и очагов для вулканов центрального типа:

А – астеносфера, Л – граница литосферы, М – граница земной коры, Н – подкоровый, или нижнекоровый магматический очаг, К – коровый промежуточный очаг, возникающий при плавлении гранитных или осадочных пород основными магмами, В – верхний, периферический очаг, *1* – "базальтовый" слой, *2* – "гранитный" слой, *3* – возможная область плавления в "гранитном" слое вокруг магматического канала, *4* – осадочный слой, I – магматическая астеносферная колонна, II – часть питающего канала, находящаяся в "базальтовом" слое, III – то же, в "гранитном слое", IV – между "периферическим" очагом и кратером [*Федотов и др.*, 1991]

при экспериментальном изучении условий распространения сейсмических сигналов в реальной геологической среде [*Николаевский и др.*, 1992; *Собисевич*, 2001].

На рис. 5.1 приведена принципиальная схема развитой системы магматических каналов и очагов для вулканов центрального типа [*Федотов и др.*, 1991]. Именно эти структуры, являющиеся своеобразным "сердцем" вулканов и определяют его "жизненные" циклы. Характеризуя их, укажем, что экспериментальные наблюдения последних лет, проведенные нами в районе Эльбрусского вулканического центра, дают основания отнести магматический очаг, магматическую камеру, коровые и другие каналы к геологическим структурам резонансного типа. Эти структуры и определяют в конечном итоге механизмы подготовки и характер развития катастрофического извержения [*Собисевич и др.*, 2000; *Собисевич и др.*, 2001].

В том случае, когда коровый цилиндрический канал вулкана центрального типа или вулканического центра действует многие тысячи или десятки тысяч лет, вокруг него постепенно может образоваться несколько магматических очагов на разных глубинах. В подобных системах магматических очагов поступающие мантийные магмы взаимодействуют с окружающими породами земной коры, смешиваются, претерпевают дифференциацию и эволюцию в течение всего времени существования вулкана центрального типа или вулканического центра, формируя распределенные структуры разного масштаба и формы.

Согласно современным представлениям размеры магматических очагов вулканов центрального типа должны трансформироваться во времени. Это определяется в первую очередь изменением во времени расхода мантийной магмы в течение жизни вулканического центра [*Федотов и др.*, 1991]. Многочисленные наблюдения позволили выявить интересную особенность: в большинстве встречающихся случаев расход магмы постепенно затухает. В начальной стадии развития вулканического центра и его магматической системы происходит плавление пород коры вокруг питающего канала и рост очагов. Затем устанавливается равновесие между потоком тепла, приносимого глубинной магмой, и потерями тепла через стенки магматических очагов и каналов. В этой стадии магматические очаги имеют весьма устойчивые и максимальные размеры, характерные для этого периода жизни вулкана. Затем при уменьшении расхода магмы начинается медленное остывание очагов, кристал-

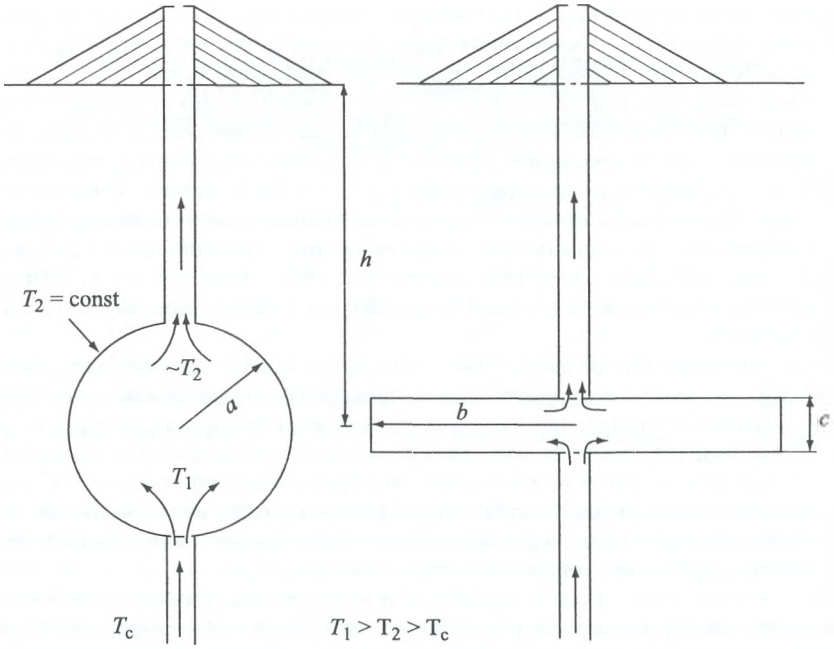


Рис. 5.2. Схематическое строение магматических очагов вулканов, имеющих форму сферы и диска:

T_c – температура среды, T_1 – входная температура магмы, T_2 – температура поверхности очагов, *a*, *b* – радиусы сферы и диска, *h* – глубина залегания центра очагов [*Федотов и др.*, 1991]

лизация находящегося в них расплава и сокращение размеров остывающих магматических камер и очагов [*Федотов и др.*, 1991].

В настоящее время ученые все еще очень мало знают о внутреннем строении вулкана, что обусловлено рядом объективных причин. В этой связи, изучая магматические структуры, вулканологи вынуждены обращаться к упрощенным принципиальным схемам. На рис. 5.2 в качестве примера приведены две условные схемы строения сферического и плоского магматических очагов вулканов центрального типа. Эти схемы российские вулканологи используют при выполнении приближенных расчетов теплового режима [*Федотов и др.*, 1991].

Установлено, что магматический очаг вулкана центрального типа может образоваться, приобрести устойчивые максимальные размеры и прийти в квазистационарное тепловое состояние в течение первых тысячелетий своей деятельности. В этом устойчивом, квазистационарном состоянии кондуктивные потери через стенки магматического очага компенсируются притоком тепла, поступающего в очаг по его питающему каналу с более горячей глубинной магмой. Магма, отдавшая часть тепла магматическому очагу, вытесняется из него при вулканических извержениях. В итоге отдельные элементы магматических структур вулкана находятся в состоянии, близком к квазистационарному.

Обмен энергией между отдельными элементами разломно-блоковых структур вулканической постройки (включая и магматические структуры) определяет динамическое состояние системы в целом.

Все изложенное выше относится не только к вулканам. Наблюдения, выполненные геофизиками, подтверждают, что геологическая среда в отдельных районах Земли носит в себе следы разрушения на разных масштабных уровнях: от трещин на границах зерен минералов до многокилометровых разломов, разделяющих

отдельные блоки земной коры. Возникнув, трещины могут функционировать как резонансные структуры, обеспечивая перераспределение энергетических потоков в массиве и большую подвижность отдельных разломно-блоковых образований. Вдоль одних разломов борта смещаются друг относительно друга на сотни километров, вдоль других направление смещений может меняться много раз. Эти процессы приводят к формированию ансамблей разломно-блоковых структур, ответственных за различного рода перестройки в литосфере Земли [*Садовский и др.*, 1982]. В ряде случаев эти процессы сопровождаются возникновением обширных зон дилатансии, которые связывают с активизацией сейсмического режима и генерацией геофизических полей [*Николаевский*, 1982; *Алексеев и др.*, 1996]. Отмеченные явления наиболее отчетливо проявляются в коллизионных геодинамических обстановках.

С аналогичными процессами приходится встречаться, изучая разломно-блоковые структуры в массиве вулканической постройки. Установлено, что трещины, разломы и другие структурные неоднородности вулканических построек – это не просто следы разрушения, а способ динамического существования геофизической среды, как при малых, так и при больших (необратимых) деформациях. С этой точки зрения выделенный по характерным признакам элемент вулканической постройки или геологической среды в ее окрестности приобретает понятный физический смысл, являясь характеристикой состояния системы.

Итак, геологическая среда в окрестности вулканической постройки и ее отдельные элементы всегда находятся в состоянии "движения". Это определяет класс задач, связанных с анализом поведения отдельных структур резонансного типа и их ансамблей, которые являются причиной появления переходных процессов, переводящих систему из одного стационарного состояния в другое. В ряде случаев эти процессы могут усиливаться за счет механизмов синхронизации взаимодействующих блоковых структур [*Собисевич и др.*, 2001].

При такой постановке проблемы представляется возможным связать математическое описание геологической среды в окрестности вулканической постройки с предсказанием отдаленных последствий внешнего или внутреннего воздействия, которое оказывает влияние на протекающие естественные процессы. Подчеркнем еще раз, что структура, выделенная для изучения, в геологической среде (магматическая камера или магматический очаг) не является неизменной системой. Геологическую структуру любого масштаба можно характеризовать как среду, которая (независимо от способа описания ее поведения) непрерывно потребляет (трансформирует и диссипирует) энергию от различных (внешних и внутренних) источников [*Авсюк*, 1996].

Говоря о резонансных особенностях магматических структур вулканов необходимо отметить, что образование магм в области их первичного выплавления может быть вызвано разными причинами: разогревом при притоке энергии, плавлением вещества из-за снижения его давления при подъеме в астеносфере и подтоком летучих, экзотермическими реакциями и другими процессами. При этом образование магм ведет к резкому снижению вязкости вещества в области выплавления и, как правило, к уменьшению его плотности, что в свою очередь приводит к перестройке внутренней структуры области и образованию отдельностей резонансного типа.

В любом случае, находится ли протяженная область первичного выплавления около сейсмофокального слоя на значительных глубинах (100–200 км для вулканов Камчатки) или же в средней и наиболее разогретой области астеносферы на меньших глубинах, наблюдается подъем магм сквозь астеносферу по механизму гравитационной конвекции. Вопрос о том, каким образом происходит такой подъем, во многом остается пока неясным. В литературе рассматривались разные модели: подъем магматических колонн, булавообразных тел сферических астенолитов, вертикальных цепочек астенолитов. Согласно современным представлениям, наиболее

Таблица 5.1

Зависимость разности температур T_1–T_2 в магматических очагах от их радиуса a и температура стенок T_2 для периферических очагов средних стратовулканов Камчатки [*Федотов и др.*, 1991]

Состав	T_2 °C	Радиус магматического очага, км					
		1	1,5	2	2,5	3	3,5
Дацит	700°	99	192	312	460	(638)	(843)
Андезит	900°	128	247	(403)	(595)	(824)	(1089)
Базальт	1100°	163	(314)	(510)	(754)	(1043)	(1380)

Примечание. В скобки взяты нереально большие значения (T_1–T_2) °C, при которых входная температура магмы $T_1 > 1300$ °C. Очаг имеет форму линзы; $t = 3 \cdot 10^4$ лет.

вероятно возникновение над верхней кромкой области первичного плавления ряда диапиров, в которых по мере подъема из-за декомпрессии возрастает доля расплавов, падает вязкость, уменьшается их сечение. Вслед за этим диапир превращается в магматическую колонну [*Федотов и др.*, 1991].

Механизм подъема магм сквозь литосферу существенно иной, чем в астеносфере. Магмы движутся здесь по практически вертикальным каналам под действием избыточного давления, возникающего в глубоких частях питающих систем вулканов. В самом начале своего существования питающие магматические каналы в земной коре представляют собой дайки. Они замещаются цилиндрическими питающими каналами, что с очевидностью наблюдается во время трещинных извержений, когда первоначальные питающие трещины в течение часов или дней заменяются жерлами рождающихся шлаковых конусов. Дайки застывают и отмирают вскоре после остановки в них магмы, а цилиндрические каналы примерно равного сечения вместе с магматическим очагом и магматической камерой остаются расплавленными в течение большого времени. Эти структуры еще долгое время способны питать живущие вулканы центрального типа [*Федотов, Шумилина и др.*, 1985].

По геологическим данным и расчетам, выполненным российскими вулканологами, диаметр питающих каналов средних вулканов центрального типа в земной коре равен 100–200 м. Если такой канал действовал 10^3 лет, то его осевая часть остается расплавленной в течение еще 10^3 лет после остановки течения магмы вдоль него. Если же такой канал действовал 10^4 лет, то он не затвердевает в своей осевой части в течение $5 \cdot 10^3$ лет. Таким образом, многие вулканы, которые имеют средние размеры, способны возобновлять свою деятельность после перерывов, длящихся многие столетия и тысячелетия.

В случае, когда расход магмы велик и имеется крупный глубинный источник, вулкан может действовать почти непрерывно. При меньших значениях расхода и поступления расплава неизбежно возникают перерывы, во время которых магма должна накапливаться в промежуточных очагах в нижней части коры или в переходном слое. Наконец, при малом притоке магмы в промежуточный очаг вулканического центра возможны только отдельные короткие извержения.

В табл. 5.1 приведены данные, которые показывают, каких максимальных размеров могут достигать периферические очаги вулканов разного состава при T_1–T_2 = = 100–460 °C, T_1 = 800–1300 °C и Ω (объем изверженных продуктов) = 30 км^3.

Если $T_1 < 1300$ °C, то для вулканов, извергающих дацитовые лавы, $a < 3$ км, для вулканов, извергающих андезитовые лавы, $a < 2$ км, для вулканов, извергающих ба-

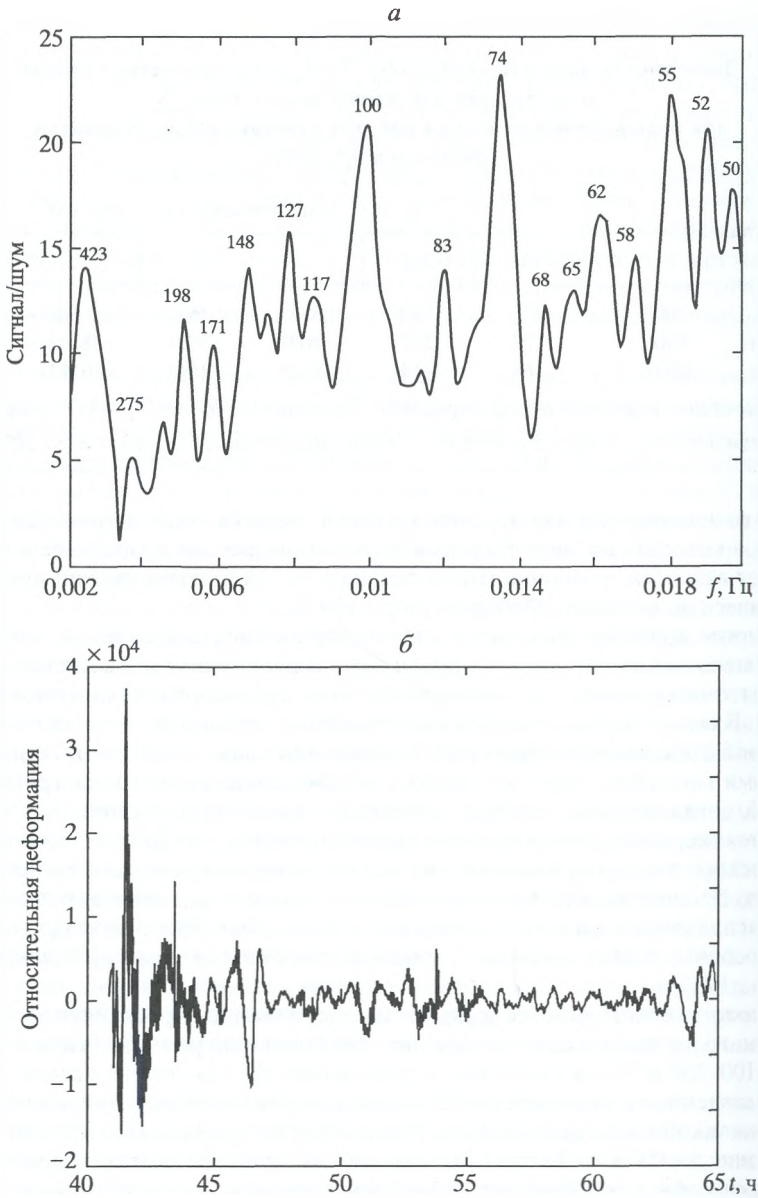


Рис. 5.3. Зависимость интенсивности собственных колебаний неоднородных структур вулкана Эльбрус от частоты (*а*) и амплитудно-временная характеристика (*б*) резонансного отклика геофизической среды на внешнее воздействие, обусловленное землетрясением в Турции [*Собисевич и др.*, 2001]

Цифры на кривой – периоды отдельных мод (в секундах)

зальтовые лавы, $a < 1{,}5$ км. Если же $T_1 = 1200$ °С, то для "дацитовых" вулканов $a < 2{,}5$ км, для "андезитовых" $a < 2$ км и для "базальтовых" $a < 1$ км.

Приведенные данные наводят на мысль о том, что в районе вулканической постройки имеют место долгоживущие резонансные структуры (системы питающих каналов и магматических очагов). Здесь происходит образование питающих кана-

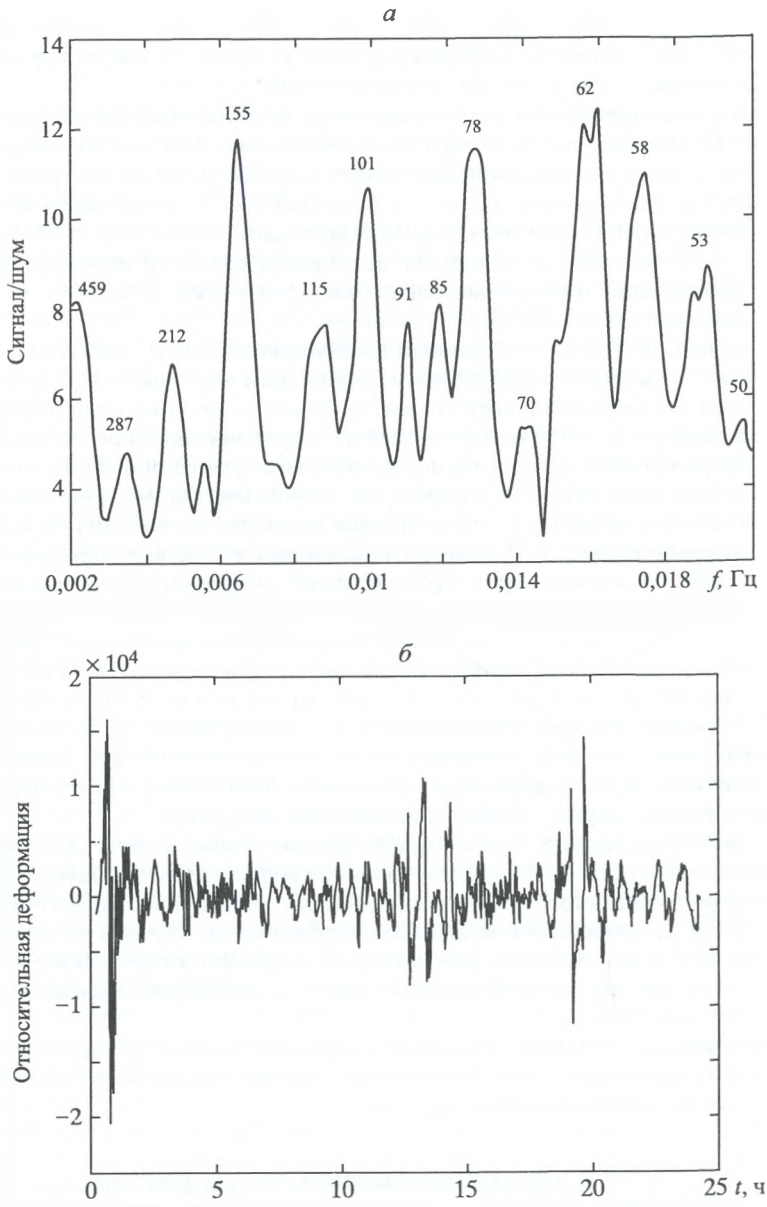


Рис. 5.4. Зависимость интенсивности собственных колебаний неоднородных структур (магматического очага и магматической камеры) вулкана Эльбрус от частоты (*а*) и амплитудно-временная характеристика (*б*) резонансного отклика геофизической среды в районе вулканической постройки на внешнее воздействие

Данные получены на лазерном деформографе, установленном в штольне Баксанской обсерватории. Источник возбуждения – землетрясение в Туркменистане 06.12.2000 [*Собисевич и др.*, 2001]

лов, рост коровых магматических очагов путем плавления вмещающих пород, рост силлов, роев, даек, смешение, дифференциация, эволюция магм, отмирание питающих систем вулканов при угасании их деятельности.

При исследовании магматических структур вулкана Эльбрус впервые удалось наблюдать как магматическая камера и магматический очаг, расположенные в слоистом полупространстве (каким представляется вулканическая постройка), порождают локальные резонансные эффекты. Собственные частоты таких образований были зафиксированы экспериментальными методами (рис. 5.3а,б и 5.4а,б).

Спектр собственных колебаний магматических структур определяется их размером, конфигурацией и взаимным расположением в среде [*Рогожин, Собисевич и др.*, 2001; *Собисевич и др.*, 2001].

Собственные частоты (собственные периоды колебаний) магматических структур естественно отнести к интегральным параметрам изучаемой отдельности в теле вулканической постройки; аналогично масса магматической камеры или магматического очага является интегральным параметром вулканической структуры и определяется распределением плотности в недрах вулкана. Эти величины являются производными распределения упругих параметров: модуля сжатия, модуля сдвига, наличия расплава и летучих веществ. В определенной степени они должны быть связаны с тонкой структурой волновых процессов, наведенных в теле вулканической постройки. Знание указанных выше параметров позволит в будущем прогнозировать начало возможного извержения [*Рогожин и др.*, 2001]. В этой связи любой волновой процесс, наблюдаемый в окрестности вулкана, при детальном анализе следует раскладывать по собственным колебаниям, определяя с каким "весом" входят сюда различные колебания, отражающие динамические особенности той или иной структуры (магматического очага и магматической камеры) в теле вулканической постройки.

Следовательно, изучение волновых процессов, обусловленных "жизнью" вулканических структур, и их выделение на фоне колебаний Земли представляет как научный, так и вполне определенный практический интерес.

В процессе проведения широкомасштабного мониторинга вулканической и сейсмической опасности необходимо уточнить геофизическими методами внутреннюю структуру вулканической постройки, оценить частотные характеристики слоистых структур вулканической постройки, теоретически изучить резонансные особенности характерных структур (магматической камеры и глубинного магматического очага) и потом постараться выделить их на фоне собственных колебаний Земли (рис. 5.3а,б; рис. 5.4а,б).

На все эти вопросы можно ответить, имея представление об основных геолого-геофизических характеристиках и структуре магматических образований в районе Эльбрусского вулканического центра.

5.2. Геодинамические черты района Кавказских Минеральных Вод и Приэльбрусья. Новые геолого-геофизические данные о магматических структурах Эльбрусского вулканического центра

В конце XX в. вулканологи стали уделять особое внимание комплексному изучению так называемых "спящих" вулканов, которые могут неожиданно активизироваться. К таким вулканам относится вулкан Академии Наук (Камчатка), расположенный в одноименной кальдере, вулканическая деятельность в которой прекратилась 28 ± 8 тыс. л.н.

Однако 02.01.1996 неожиданно начались одновременные извержения на Карымском вулкане и подводном вулкане Академия Наук, расположенном в Карым-

ском озере, заполняющем кальдеру вулкана Академии Наук [*Федотов*, 1997]. Вулкан Карымский – один из самых активных вулканов Камчатки – находится в 125 км к северу от г. Петропавловска-Камчатского. Вулкан имеет сложное строение и представлен древней кальдерой и молодым конусом, расположенным в ее центральной части. Характерная черта эруптивной деятельности Карымского вулкана – продолжительные вершинные эффузивно-эксплозивные извержения. Предыдущее извержение происходило в 1970–1982 гг.

Извержению 1996–2000 г. предшествовал ряд событий. Первые признаки грядущей активизации были обнаружены в сентябре 1993 г., когда И.К. Дубровская и В.Н. Двигало при проведении тепловой и аэрофотосъемок обнаружили прогретые площадки и фумаролы, которые не фиксировались с 1982 г. Ими было сделано официальное заключение о "пробуждении" вулкана. Таким образом, первые признаки готовящегося извержения были отмечены заблаговременно, более чем за два года до его начала.

О подготовке извержения свидетельствовали и сейсмологические предвестники. В апреле 1995 г. в этом районе начался "рой" вулканических землетрясений. Изучение полученных данных позволило сотрудникам Института вулканологии ДВО РАН и КОМСП ГС РАН сделать заключение о значительном повышении вероятности нового извержения вулкана Карымский. По этим данным был дан прогноз начала извержения вулкана [*Федотов*, 1996; *Извержения...*, 1998].

На Европейской части России к потенциально активным вулканам относят вулкан Эльбрус [*Масуренков*, 1961, 1971; *Авдулов*, 1962; *Хитаров и др.*, 1984; *Краснопевцева*, 1984; *Гаретовская и др.*, 1986; *Авдулов и др.*, 1993; *Богатиков и др.*, 1998; *Рогожин и др.*, 2001].

Для обоснования предположения о возможной активности вулкана Эльбрус необходимо иметь достоверную информацию о существовании в этом районе магматического очага, его параметрах, динамических особенностях внутренних неоднородных структур и времени последних извержений. Результаты теоретических исследований, данные высокоточных гравиметрических и других видов геофизических наблюдений открывают определенные перспективы и пути решения задач, связанных с прогнозированием событий (их места и времени), развивающихся в районе изучаемого Эльбрусского вулканического центра [*Рогожин и др.*, 2001].

В основе современных морфологических классификаций вулканов лежит представление о том, что их форма зависит от состава магмы и механизма извержения. Обычно используются такие количественные морфологические характеристики вулкана как абсолютная и относительная высота конуса, высота фундамента, или основания вулкана. Исследование количественной зависимости между этими характеристиками и составом вулканитов оказывается полезным при анализе механизма подъема магм и при оценке глубины их зарождения. Основываясь на законах гидростатики, высоту стратовулкана, достигшую предельного значения, можно рассматривать как величину, зависящую от глубины очага. Отсюда следует важный вывод о том, что если основные магмы образуются на большей глубине, то они должны образовывать и более высокие вулканы [*Масуренков*, 1972].

В настоящее время различают несколько типов вулканов. Первый тип – действующие вулканы островных дуг, которые в подавляющей массе по абсолютной высоте не превышают 1500–2000 м. Высокие вулканы здесь немногочисленны и относятся к базальтовым и андезитовым (окиси кремния составляют 49–59%) [*Федотов и др.*, 1981]. Второй тип – действующие вулканы молодых складчатых областей. Они тоже подчиняются установленной зависимости высоты вулканической постройки от состава слагающих пород, однако при этом наблюдается как общее увеличение абсолютной высоты вулканов, так и более резкое отличие по высоте вулканов разной кислотности. Есть все основания полагать, что вулкан Эльбрус также подчиняется установленным закономерностям.

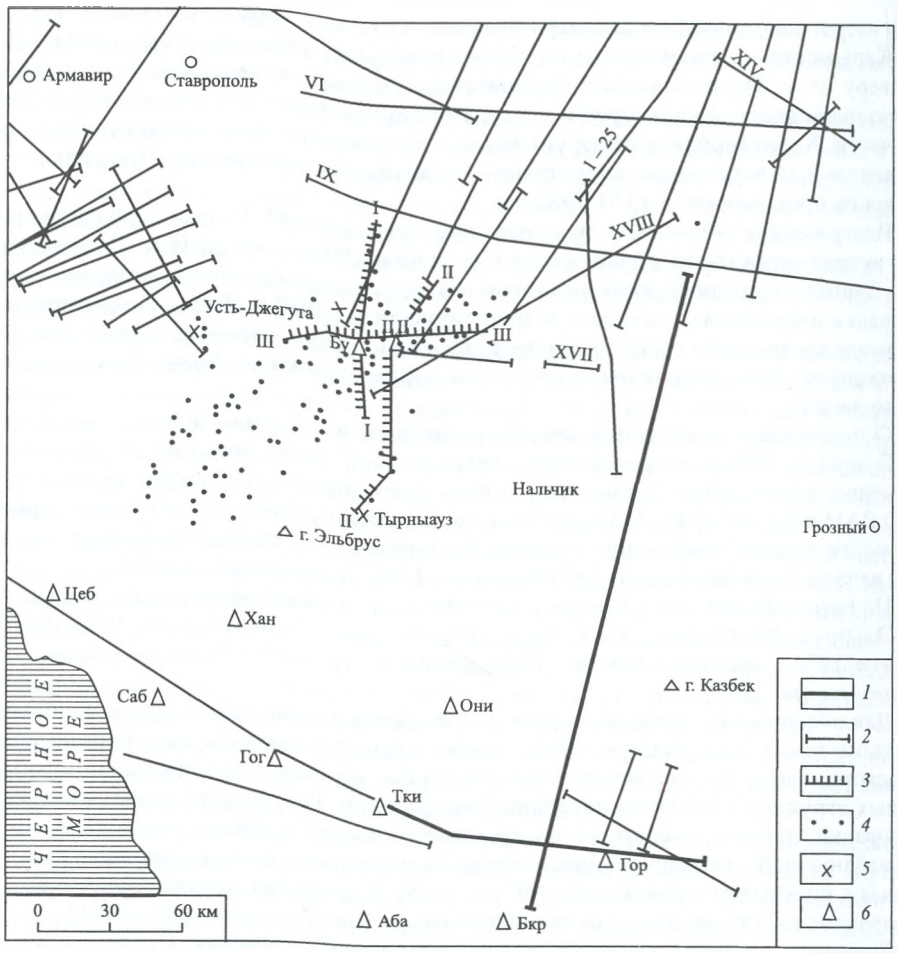


Рис. 5.5. Схема изученности территории Центрального Кавказа сейсмическими методами [*Гаретовская и др.*, 1984]

Профили: *1* – глубинные сейсмические зондирования, *2* – комплексный метод преломленных волн, *3* – метод отраженных волн землетрясений, *4* – точки стоянок станций "Земля"; *5* – места проведения промышленных взрывов; *6* – сейсмологические станции

Изучение вулканической активности на Кавказе, связанное с прогнозированием развития вулканических процессов на фоне разномасштабных сейсмических событий, является одной из наиболее важных проблем, подлежащих изучению и относящихся к первоочередным для ученых-геофизиков, работающих в Европейской части России. При решении этой проблемы на первый план выступают задачи анализа большого числа экспериментальных наблюдений и теоретических разработок, связанных с исследованиями глубинного строения отдельных районов Северного Кавказа. Эти работы были начаты в середине XX века и продолжаются до сих пор. Их основная цель – выявление условий развития постоянно происходящего трансформирования геофизической среды и получение исходных данных для прогнозирования региональной сейсмичности и новейшего вулканизма. Кроме того, изучение земной коры и верхней мантии Центрального и Большого Кавказа, включая и район Эльбруса, интересовало ученых в связи с необходимостью уточнения природы наиболее крупной на Кавказе гравитационной аномалии.

Глубинное строение земной коры и верхней мантии рассматриваемого района было изучено с разных (геофизических и геологических) точек зрения [*Исследования земной коры и верхней мантии...*, 1984; *Основные проблемы сейсмотектоники*, 1986; *Глубинное строение слабосейсмичных регионов...*, 1987; *Атлас...*, 1989; и др.]. Среди наиболее ярких научных публикаций 80-х годов XX в. следует выделить исследования, посвященные Северо-Кавказкому региону [*Гаретовская и др.*, 1984]. В этой работе удалось осветить основные особенности района Кавказских Минеральных Вод и Приэльбрусья. Спустя десять лет интересные исследования были снова проведены в этом районе [*Попова и др.*, 1996].

Характеризуя состояние исследований по затронутой проблеме, отметим, что научные достижения прежних лет, полученные российскими учеными, не утратили своей актуальности и сейчас. Главные выводы и положения работ этого периода взяты нами за основу при решении проблемы развития геолого-геофизических и механико-математических методов анализа регионального вулканизма на Северном Кавказе [*Лаверов, Богатиков и др.*, 1998; *Рогожин и др.*, 2001].

Приступая к рассмотрению всего комплекса геолого-геофизических задач, составляющих существо затронутой проблемы, отметим, что район Кавказских Минеральных Вод и Приэльбрусья расположен на стыке нескольких крупнейших региональных структур: Кавказо-Индоло-Кубанского и Терско-Каспийского прогибов на западе и востоке, Ставропольского свода и поднятия Центрального Кавказа на севере и юге и является частью Транскавказского поперечного поднятия. По этой причине изучение особенностей его внутреннего строения и динамического режима имеет и самостоятельное научное значение.

Рассмотрим некоторые наиболее характерные результаты, касающиеся изучения глубинного строения района Кавказских Минеральных Вод и Приэльбрусья сейсмическими методами (рис. 5.5).

На приведенной карте в северной части района отмечены профили КМПВ, отработанные в основном с целью изучения строения палеозойского фундамента. Полученные данные дают достаточно общее представление о строении геофизической среды в регионе, поскольку длина годографа при полевых работах не превышала в экспериментах 50–70 км [*Гаретовская и др.*, 1984].

Детальные сведения о глубинном строении Кавказских Минеральных Вод и Приэльбрусья в достаточном объеме, к сожалению, пока не получены, а ближайший профиль ГСЗ Степное–Бакуриани располагается от рассматриваемого района на расстоянии более 150 км к востоку.

5.2.1. Скоростные характеристики земной коры в районе Кавказских Минеральных Вод и в Приэльбрусье

Характеризуя имеющиеся результаты, связанные с технологией получения и обработкой экспериментальных данных о скоростной структуре земной коры в районе Кавказских Минеральных Вод и Приэльбрусья, отметим, что этот процесс пока далек от совершенства, так как их анализ относится к одной из наиболее сложных задач, связанных с интерпретацией экспериментального материала, полученного методом отраженных волн землетрясений.

При выполнении подобных работ пока не удалось получить достаточно надежной информации о значениях скоростей сейсмических волн, а данные ГСЗ профиля Степное–Бакуриани могут быть использованы лишь как ориентировочные. В таких условиях наиболее достоверным источником сведений о скоростях сейсмических волн в земной коре Приэльбрусья являются результаты натурных наблюдений, которые дают требуемые характеристики при анализе тонкой структуры сейсмичес-

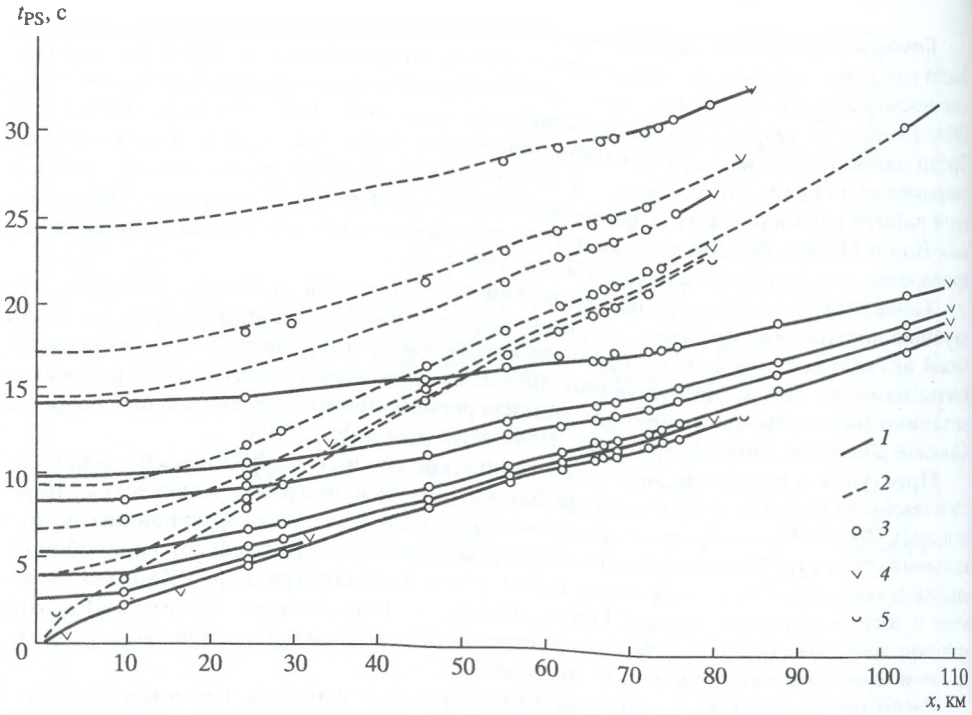


Рис. 5.6. Экспериментальные времена глубинных волн для ПВ Тырныауз и теоретические годографы, рассчитанные для вероятной модели земной коры районов Кавказских Минеральных Вод и Приэльбрусья [*Гаретовская и др.*, 1984]

Теоретические годографы: *1* – продольных волн, *2* – поперечных волн; *3* – наблюденные времена сейсмических волн, *4*, *5* – теоретические годографы коровых отражений

ких полей в окружающей среде. Эти поля являются, по существу, наведенными в результате генерации дозированных возмущений, вызванных мощными промышленными взрывами на карьерах и в подземных выработках Тырныаузского вольфрамомолибденового комбината. Тырныаузкий искусственный источник мощных импульсных сейсмических возмущений расположен в горной части Большого Кавказа (Баксанское ущелье) и на него были ориентированы меридиональные профили МОВЗ (см. рис. 5.5).

Опыт наших исследований в этом регионе [*Рогожин, и др.*, 2001] показал, что условия в Тырныаузе достаточно стабильные для генерации управляемых сейсмических излучений. В процессе выполнения взрывных работ распределенный заряд размещается на известной глубине и его инициирование всегда производится согласно утвержденной (согласованной) схеме подрыва с микросекундными задержками. Осуществление взрывов обеспечивается профессионалами-взрывниками, и основные характеристики заряда, времени и подрыва и замедления при распределенных взрывах всегда известны с достаточной для практики точностью. В период 1980–1990 гг. российскими геофизиками, проводившими сейсмические исследования в этом районе, было накоплено значительное число записей промышленных взрывов, по которым представляется возможным изучать основные характерные особенности волновых полей в районе Приэльбрусья и Кавказских Минеральных Вод. Эти уникальные данные и в настоящее время представляют большую научную ценность.

Остановимся на некоторых наиболее важных научных результатах (рис. 5.6), заимствованных из работы [*Гаретовская и др.*, 1984].

На приведенных записях представляется возможным выделить ряд волновых структур (продольных и поперечных волн). Как правило, первые вступления здесь отчетливые и определяются на сейсмограммах достаточно надежно. Анализируя последние, отметим, что авторам удалось хорошо разрешить записи сейсмических возмущений, по которым выявляются характерные особенности сейсмических полей, связанные с поверхностью палеозойского складчатого фундамента. Эти волны появляются в первых вступлениях близко к источнику возмущений и прослеживаются на расстояниях вплоть до ~80 км. Обращает на себя внимание экспериментальный результат, который показывает, что на удалениях порядка 40–50 км в последующих вступлениях регистрируется волна большей интенсивности; а начиная с расстояний порядка 70 км наведенные волновые структуры наблюдаются уже в виде интерференционного колебания, затухающего далее 80 км.

Записи первых вступлений на ~88 и ~103 км явно принадлежат более глубоким волнам. Здесь можно выделить достаточно интенсивные волновые структуры, которые доминируют на общем сейсмическом шумовом фоне. Согласно теоретическим оценкам [*Рогожин и др.*, 2001] эти характерные волновые процессы отражают резонансные особенности слоистой геофизической среды в исследуемом регионе и, в первую очередь, именно они несут информацию о тонкой структуре среды в районе магматического очага, который располагается несколько в стороне от основной вулканической постройки Эльбруса.

При сопоставлении особенностей записи продольных волн от промышленных взрывов, наблюдаемых в районе Кавказских Минеральных Вод и Приэльбрусья, с волновой картиной профиля ГСЗ Степное–Бакуриани в работе [*Краснопевцева*, 1984] в ряде случаев отмечается отчетливая сопоставимость основных зарегистрированных особенностей с характеристиками сейсмических волн в пределах Центрального Кавказа. Согласно указанной работе интенсивность *S*-волн здесь значительно выше, чем у *P*-волн. По сравнению с последними относительные характеристики *S*-волн сохраняются, хотя запись первых *S*-волн проще и затухание их более сильное. Такая особенность может быть связана с наличием магматического очага, который, как всякое локальное гетерогенное резонансное образование, изменяет структуру волнового поля в своей ближней зоне. Группа промежуточных *P*-волн, доминирующая в записях на меньших временах в поле поперечных волн, имеет меньшую амплитуду. Наоборот, *P*-волна на записях выражена несколько лучше с расстояний более 60 км от источника возмущений.

По аналогии с данными ГСЗ профиля Степное–Бакуриани первые волны отождествлены [*Краснопевцева*, 1984] с волнами "гранитной" группы (*P*), а интенсивные промежуточные волны – с "базальтовой" группой (*P*).

Полученные результаты позволили построить примерную модель земной коры в изучаемом регионе. Поскольку абсолютные времена вступлений сейсмических волн от взрывов на сейсмограммах МОВЗ определялись не всегда надежно, то за меру сходимости сравниваемых годографов принималась величина разности вступлений волн *S* и *P* [*Гаретовская и др.*, 1984].

Для расчета теоретических годографов принималась многослойная модель земной коры, что было обусловлено следующими причинами.

1. Принципиальная модель земной коры Центрального Кавказа, по данным ГСЗ профиля Степное–Бакуриани, включает вместе с осадками шесть отдельных слоев.

2. Работами МОВЗ в районе Кавказских Минеральных Вод и Приэльбрусья с высокой вероятностью установлено в коре семь границ обмена.

3. Анализ записей взрывов, произведенных на карьере Тырныаузского вольфрамо-молибденового комбината, не противоречит условию принятия для расчета прямой задачи многослойной модели земной коры.

Таблица 5.2

Значения скоростных параметров геофизической среды

Интервал глубин, км	V_P, км/с	V_S, км/с	Интервал глубин, км	V_P, км/с	V_S, км/с
0–1	3,10	1,80	15–24	5,95	3,43
	3,30	1,85		6,00	3,47
1–6	5,80	3,35	24–29	6,40	3,70
	6,00	3,47		6,45	3,74
6–11	6,20	3,58	24–44	6,90	4,00
	6,25	3,61		7,00	4,05
11–15	5,80	3,35	44	8,1	4,68
	5,85	3,38			

Примечание. V_P и V_S – скорость распространения продольных и поперечных волн в среде.

Характеризуя построенную модель, следует отметить и то обстоятельство, что в нее введен слой с пониженной скоростью; последнее допущение было вызвано необходимостью согласования теоретического и экспериментального годографов *P*-волны. Основой для такого подхода послужило то обстоятельство, что качественным признаком наличия волновода в земной коре района Кавказских Минеральных Вод и Приэльбрусья может служить затухание первых продольных волн на удалениях ~80 км от источника.

Отмечается также, что на удалениях ~88 и ~103 км полярность вступления первых волн обратная, что тоже служит качественным признаком наличия в среде инверсионного слоя с пониженной скоростью сейсмических волн. Однако является ли этот слой магматическим очагом или это просто флюидонасыщенный слой, сегодня ответить не представляется возможным. В этой связи сделанный вывод пока следует считать предварительным.

Полученные в результате интерпретации сейсмических волновых процессов, наведенных взрывами в карьере Тырныаузского месторождения, значения скоростных параметров геофизической среды в изучаемом районе приведены в табл. 5.2, а представление о соответствии теоретического и экспериментального годографов для рассматриваемого случая см. на рис. 5.6.

Широкомасштабные исследования российских ученых позволили установить, что скоростная модель земной коры района Кавказских Минеральных Вод и Приэльбрусья, по данным ГСЗ, примерно соответствует профилю II-II МОВЗ (см. рис. 5.5). И что самое главное, здесь имеется принципиальная особенность – наличие примерно в средней части земной коры региона обширного слоя с пониженной скоростью. Залегает он в диапазоне глубин 11–24 км; соотношение скоростей сейсмических волн на границах с этим слоем составляет 6,2 : 5,8 : 6,4 км/с.

Общая мощность земной коры оценивается в регионе величиной порядка 44 км и характеризуется "нормальным" строением. В нижней части разреза распространены породы со скоростями сейсмических волн порядка 6,9–7,0 км/с, а общая средняя скорость в коре может быть оценена величиной 6,1–6,2 км/с.

Изучение структуры наведенных сейсмических полей на стоянках вне профиля I-I МОВЗ, для которого и построена модель земной коры в районе Кавказских Минеральных Вод и Приэльбрусья, позволило установить заметное расхождение экспериментальных и теоретических времен вступлений, рассчитанных для принятой

модели. Это указывает на латеральное изменение скоростных параметров верхней части земной коры в изучаемом регионе.

Приведенная скоростная модель земной коры использовалась в дальнейшем в работе [*Основные проблемы...*, 1984] для интерпретации записей обменных волн от далеких землетрясений. Наибольшее количество землетрясений пришло из Тихоокеанской активной зоны, Ирана, Гиндукуша и Индии. Интенсивные и четкие обменные волны соответствуют поверхности палеозойского фундамента ($\Delta t_Ф$ = = 0,3–1,0 с), кровле "гранитного" слоя $\Delta t_г$ = 0,6–1,5 с) и границе Мохоровичича Δt_M = = 4,8–5,6 с). Результаты анализа подтвердили тот факт, что различные границы в земной коре по-разному проявляются в тонкой структуре волнового поля. Так, поверхность фундамента и кровля "верхнего" слоя генерируют достаточно сильные продольные, поперечные и обменные волны. Границы в нижней части земной коры возбуждают сильные отраженные продольные волны, но слабые поперечные и обменные. От границы Мохоровичича возникают интенсивные закритические отраженные поперечные и обменные волны, но не доминирующие закритические продольные отраженные, как это имеет место для большинства континентальных регионов. Перечисленные свойства сейсмических волн свидетельствуют о том, что природа коровых границ различная на разных уровнях разреза.

Для обработки материалов регистрации близких землетрясений авторами цитируемой работы была принята упрощенная однородно-слоистая модель земной коры. Модель включала осадки мощностью 2,5 км с V_P = 3,2 км/с, "верхний" слой мощностью 20 км со скоростью порядка 6 км/с и "базальтовый" слой мощностью 21 км со скоростью 7 км/с. В последующих построениях модель земной коры усложнялась до трехслойной [*Исследование...*, 1984; *Глубинное строение...*, 1987; *Геофизические параметры...*,1996].

5.2.2. Глубинное строение районов Кавказских Минеральных Вод и Приэльбрусья

Районы Кавказских Минеральных Вод и Приэльбрусья образуют восточную часть Лабино-Малкинской моноклинали Центрального Кавказа, которую также называют Северо-Кавказской моноклиналью, основываясь на характере залегания мезозойского комплекса осадков. Северная граница района Кавказских Минеральных Вод проходит по Нагутской флексуре, отделяющей область исследования от Чернолесской впадины Скифской эпигерцинской платформы. На востоке Лабино-Малкинская моноклиналь по системе флексур и разрывов граничит с Кабардинской впадиной Терско-Каспийского передового прогиба, с юга Пшекиш-Тырныаузская разломная зона отделяет ее от палеозойского сооружения Передового хребта. Западная граница проходит по долинам рек Теберда и Кубань и выражена в рельефе фундамента крупной флексурой. Разломы, ограничивающие исследованный район, выделены по геологическим данным. В гравитационном поле им соответствуют зоны повышенных градиентов поля силы тяжести.

Лабино-Малкинская моноклиналь составляет северную часть мегантиклинория Центрального Кавказа с четкой поперечной структурой, ось которой проходит через районы Минеральных Вод и далее к югу через весь Большой Кавказ. На севере район Кавказских Минеральных Вод "посредством пологого седла, так называемого Минераловодского выступа" [*Милановский, Хаин*, 1963] соединяется со Ставропольским поднятием. Собственно Минераловодский выступ занимает северо-восточную часть Лабино-Малкинской моноклинали.

Глубинное строение Центрального Кавказа и Предкавказья известно в основном по данным интерпретации гравитационного поля. Одна из первых оценок общей мощности земной коры Центрального Кавказа содержится в работах [*Балавад-*

зе, 1957]. Схемы глубин границы Мохоровичича и изопахит "гранитного" и "базальтового" слоев составлены М.В. Авдуловым [1963, 1969, 1979]. Оценка мощности земной коры Предкавказья сделана в работах Милановского Е.Е. и Хаина В.Е. [1963] и других известных российских ученых.

Анализ данных, полученных разными авторами, показывает, что в настоящее время отсутствует единая точка зрения по основным параметрам (значения общей мощности земной коры в регионе, зональные особенности и др.). Следует отметить, что общим у всех исследователей является представление о моноклинальном погружении границы Мохоровичича в сторону мегантиклинория Большого Кавказа до максимальных глубин в пределах вулкана Эльбрус: не более 50 км по М.В. Авдулову; 60–62 км по Б.К. Балавадзе; 60 км по Е.Е. Милановскому и В.Е. Хаину; 50–55 км – у других исследователей.

Модель земной коры района по результатам работы [*Милановский, Хаина*, 1963] включает три слоя: осадочный мощностью 7–8 км, "гранитный" мощностью 18–20 км и "базальтовый" мощностью 20–22 км. Мощность "гранитного" слоя по данным Авдулова М.В. [1977] 12–15 км, а "базальтового" слоя – 20 км.

Широкомасштабных сейсмических исследований в Предкавказье, в частности районов Кавказских Минеральных Вод и Приэльбрусья, до настоящего времени не проводилось. Профиль Степное–Бакуриани в северной своей части пересек Терско-Каспийский прогиб. Полученные данные позволили выявить значительную мощность осадочного чехла (до ~9 км) со скоростью сейсмических волн ~3,6 км/с. В составе земной коры выделяются четыре слоя, соответствующие палеозойскому комплексу мощностью до 10 км со скоростями сейсмических волн 5,9–6,1 км/с, "гранитному" мощностью до 15 км со скоростями сейсмических волн 6,4–6,6 км/с, "базальтовому" мощностью ~10 км со скоростями сейсмических волн 6,9–7 км/с. Общая мощность коры в этом районе достигает 42–43 км, а скорость сейсмических волн V_M составляет 8–8,3 км/с. Отметим, что здесь модель коры не содержит слоя с пониженной скоростью [*Краснопевцева*, 1984]. Последний результат может быть объяснен тем, что в данном случае профиль проходит на значительном удалении от магматического очага.

Земная кора Центрального Кавказа в пределах профиля ГСЗ Степное–Бакуриани представляется более расслоенной. В ее составе на глубинах 10–21 км выделяется волновод со скоростями сейсмических волн 6,2–5,8–6,4 км/с. Над этим слоем располагается толща кристаллических пород (осадки здесь маломощны), в которой скорость сейсмических волн с глубиной резко возрастает. Ниже волновода залегают слои с пластовыми скоростями сейсмических волн 6,4; 6,6 и 6,9 км/с; допускается существование в самых низах коры высокоскоростного пропластка ($V_{пл}$ = = 7,2 км/с). Мощность земной коры Центрального Кавказа ~50 км, скорость на границе Мохоровичича 8,1–8,2 км/с.

Надежные сейсмические данные о глубинном строении Ставропольского свода и Индоло-Кубанского прогиба практически отсутствуют. Имеется схематическая модель коры на участке между городами Анапа и Пятигорск, основанная на данных интерпретации дисперсии фазовых скоростей волн Рэлея, зарегистрированных на региональных станциях Анапа и Пятигорск [*Проскурякова и др.*, 1982]. Согласно этой модели мощность земной коры достигает 40 км. Мощность осадочного слоя порядка – 8 км, а скорости сейсмических *P*- и *S*-волн составляют величины 3,5 и 2,02 км/с соответственно; для "гранитного" слоя, мощность которого оценивается 12 км, скорости сейсмических волн соответственно равны 6 и 3,46 км/с; для "базальтового" слоя мощностью 20 км – 6,9 и 3,98 км/с. Таким образом, скорости сейсмических волн на границе Мохоровичича могут быть приняты равными: V_P = 8,5 и V_S = 4,9 км/с.

Согласно этим данным структура земной коры в регионе представляется весьма сложной. Поверхность палеозойского фундамента залегает на глубинах 0–4 км,



Рис. 5.7. Сейсмический разрез земной коры по профилю I–I:

1 – земная кора и верхняя мантия; *2* – границы обмена (а – уверенные, б – неуверенные) ; *3* – точки обмена (локальные резонансные структуры); *4* – предполагаемые по сейсмическим данным зоны нарушений; *5* – волновод. Цифры на кривых – скорости распространения сейсмических волн (км/с)

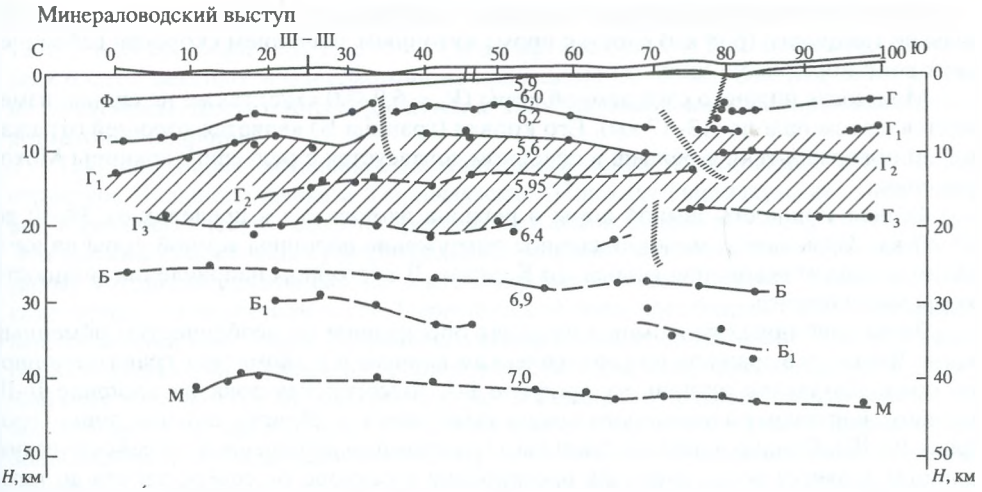


Рис. 5.8. Сейсмический разрез земной коры по профилю II–II. Условные обозначения см. на рис. 5.7

а скорости сейсмических волн изменяются здесь в пределах от 5,6 до 6,1 км/с. Положение поверхности палеозойского фундамента всегда обратное по отношению к рельефу границы Мохоровичича.

Данных о строении верхней мантии района Кавказских Минеральных Вод и Приэльбрусья еще меньше, чем о земной коре. По сейсмологическим данным установлено, что рассматриваемый регион располагается на стыке двух блоков с различными скоростными характеристиками: низкоскоростного на западе и высоко-

скоростного на востоке. Представляется необходимым осуществить специальные исследования структурных особенностей геофизической среды с применением космических технологий мониторинга поверхностных структур, отражающих внутрикоровую раздробленность [*Нечаев и др.*, 2002], и методов механико-математического моделирования геофизической среды, позволяющих уточнить резонансные особенности разломно-блоковых структур [*Ляпин и др.*, 1999].

На основании интерпретации записей обменных волн от землетрясений и волн от промышленных взрывов для района Кавказских Минеральных Вод и Приэльбрусья, проведенных учеными НПО "Нефтегеофизика", в настоящее время составлено три профиля глубинного строения (см. рис. 5.5): два субмеридиональных (I–I и II–II) и связующий их субширотный (III–III). Разрезы земной коры вдоль этих профилей приведены на рис. 5.7–5.9.

Ниже поверхности палеозойского фундамента на глубинах 4–8 км залегает интенсивная граница обмена (Г), которая надежно проявляется в поле продольных волн. Эта граница, по оценкам геологов, соответствует кровле кристаллического основания земной коры, скорость сейсмических волн в котором составляет ~6,2 км/с. Данная граница выделена на всех профилях ГСЗ Предкавказья и Скифской платформы.

Строение толщи ниже высвеченной границы обмена Г наиболее сложное в разрезах районов Кавказких Минеральных Вод. Ее мощность изменяется в пределах 10–20 км; наблюдаются горизонтальные расслои и вертикальная раздробленность. Внутри на всех профилях выделяется волновод, мощность которого в пределах Минераловодского выступа достигает 10–14 км. Далее отмеченная расслоенность и раздробленность уменьшается в северо-восточном и восточном направлениях, а в южном направлении она даже несколько увеличивается.

Волновод на всей изученной площади подстилается сравнительно выдержанным по мощности (6–8 км) слоем с промежуточным значением скорости сейсмических волн порядка 6,4 км/с.

Мощность нижнего слоя земной коры (V_P = 6,9–7,0 км/с) также не сильно изменяется в этом районе (13–17 км). Его кровля (граница Б) является хорошей отражающей поверхностью, а рельеф в основном согласуется с рельефом границы Мохоровичича.

Общая мощность земной коры в регионе изменяется в пределах от 39–40 до 45–47 км. Отмечается моноклинальное погружение подошвы земной коры на юг в сторону мегантиклинория Большого Кавказа. В восточном направлении мощность коры уменьшается.

Зоны глубинных разломов в разрезах определены по особенностям обменных волн. Часть их выражена по геологическим данным и в аномалиях гравитационного поля: Нагутская ступень на профиле I–I, Лысогорская зона на профиле II–II, крупное нарушение сплошности среды выявляется в области шовной зоны (профиль III–III). Однако наиболее "сильным" разломным нарушением по сейсмическим данным является зона, имеющая простирание в секторе от северо-запада до юго-востока, выделяемая на площади работ как "зона трещиноватости", расположенная на юго-восточном продолжении крупного Невинномысско-Армавирского (Невинномысско-Нальчинского) глубинного разлома [*Милановский, Хаин*, 1963]. Зона выделена на всех представленных профилях; наиболее ярко она проявилась на субширотном профиле III–III, центральная часть которого соответствует поперечному сечению указанной зоны.

Глубина отмеченных нарушений не превышает ~20 км. Далее они постепенно "затухают".

Следует особо отметить, что к "зоне трещиноватости" приурочена значительная часть зарегистрированных учеными НПО "Нефтегеофизика" местных землетрясений за весь период наблюдений. На северо-западном продолжении зоны распо-



Рис. 5.9. Сейсмический разрез земной коры по профилю III–III. Условные обозначения см. на рис. 5.7

ложены очаги наиболее сильных за последние годы землетрясений (28 февраля 1978 г. и 29 сентября 1982 г., с $K = 11$ и их афтершоки $K \geq 7$). Глубина практически всех очагов местных землетрясений не превышает 20–25 км. Эти результаты вполне объяснимы. Достаточно обратиться к Тырныаузской зоне, которая исследована достаточно подробно.

Так, по данным детальных тектонодинамических исследований в альпийской структуре Большого Кавказа Тырныаузская (Пшекиш-Тырныаузская) зона разрывов в геодинамическом смысле представляет собой содвиг или зону сплющивания. Это система сближенных субвертикальных разрывов взбросового к сдвигового типа, между которыми зажаты сильно тектонизированные палеозойские и раннемезозойские породы. В восточной части Тырныаузской зоны преобладают взбросо-содвиговые элементы; при этом в Тырныаузском рудном поле установлено большое разнообразие структурных рисунков трещиноватости: сдвиговый пояс вращения и сдвиговый пояс течения с осями, параллельными Центральному разрыву; сопряженные сколы, отрывы в условиях общего субмеридионального сжатия. Возраст Тырныаузской зоны сжатия Л.М. Расцветаев полагает существенно киммерийским, однако непосредственно в Эльджуртинском массиве фиксируется тот же парагенез структурных элементов, что и во вмещающих его образованиях Тырныаузской зоны.

Работами двух исследовательских групп (Геологическая служба США и МГРИ РФ) выполнены реконструкции напряженного состояния района для альпийской эпохи деформации.

Группой Геологической службы США проведен телевизионный и акустический каротаж ствола Тырныаузской глубокой скважины и на его основе для современной стадии альпийского тектогенеза определено направление "сжимающих" напряжений, ориентированных на северо-северо-восток (аз. 2°).

Группой МГРИ на основе кинематического анализа данных о сдвиговых перемещениях и механизмах землетрясений в районе реконструированы ориентировки главных напряжений ("сжимающих", "растягивающих" и плоскостей действия мак-

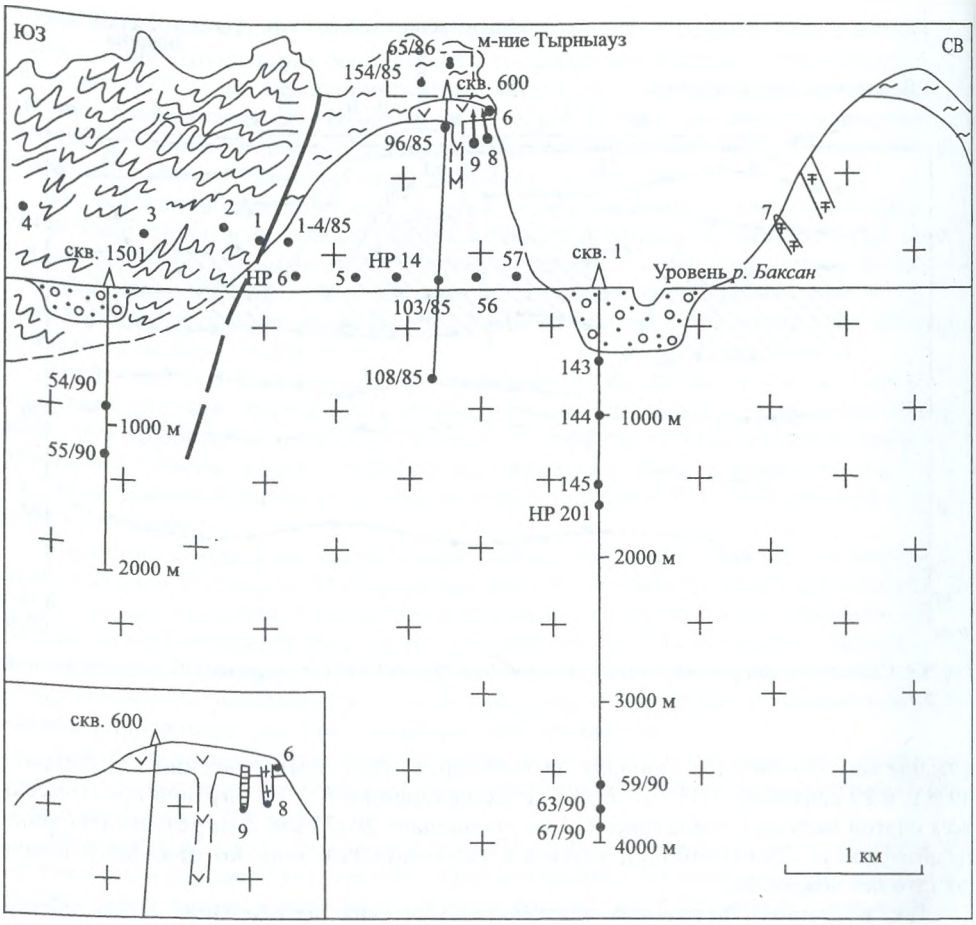


Рис. 5.10. Схематический разрез Тырныаузской опорной скважины глубиной 4000 м

симальных касательных напряжений) для последовательно сменяющихся стадий альпийского тектогенеза.

Результаты независимых исследований, полученные на основе различных методических подходов к виду, сбору и анализу геофизической информации, свидетельствуют о том, что современное развитие района Эльбрусского вулканического центра проходит в условиях пологих субмеридиональных "сжимающих" напряжений, ориентированных по азимуту 182° в юго-юго-западном направлении (при угле падения 27°) нормально к предполагаемой фронтальной поверхности Закавказской микроплиты, пододвигающейся на север. При этом деформирование разломно-блоковых структур происходит в условиях существования сдвигового силового поля с пологого ориентированными векторами "сжимающих" и "растягивающих" (азимут падения 275°, угол падения 6°) напряжений.

Данные натурных наблюдений подтверждают, что реализация максимальных касательных напряжений в условиях этого поля происходит с образованием сдвигов по следующим плоскостям (см рис. 5.7а–д):

1) азимут простирания 322°, азимут падения 52°, угол падения 66° (с правосдвиговым смещением крыльев);

2) азимут простирания 46°, азимут падения 316°, угол падения 76° (с левосдвиговым смещением крыльев).

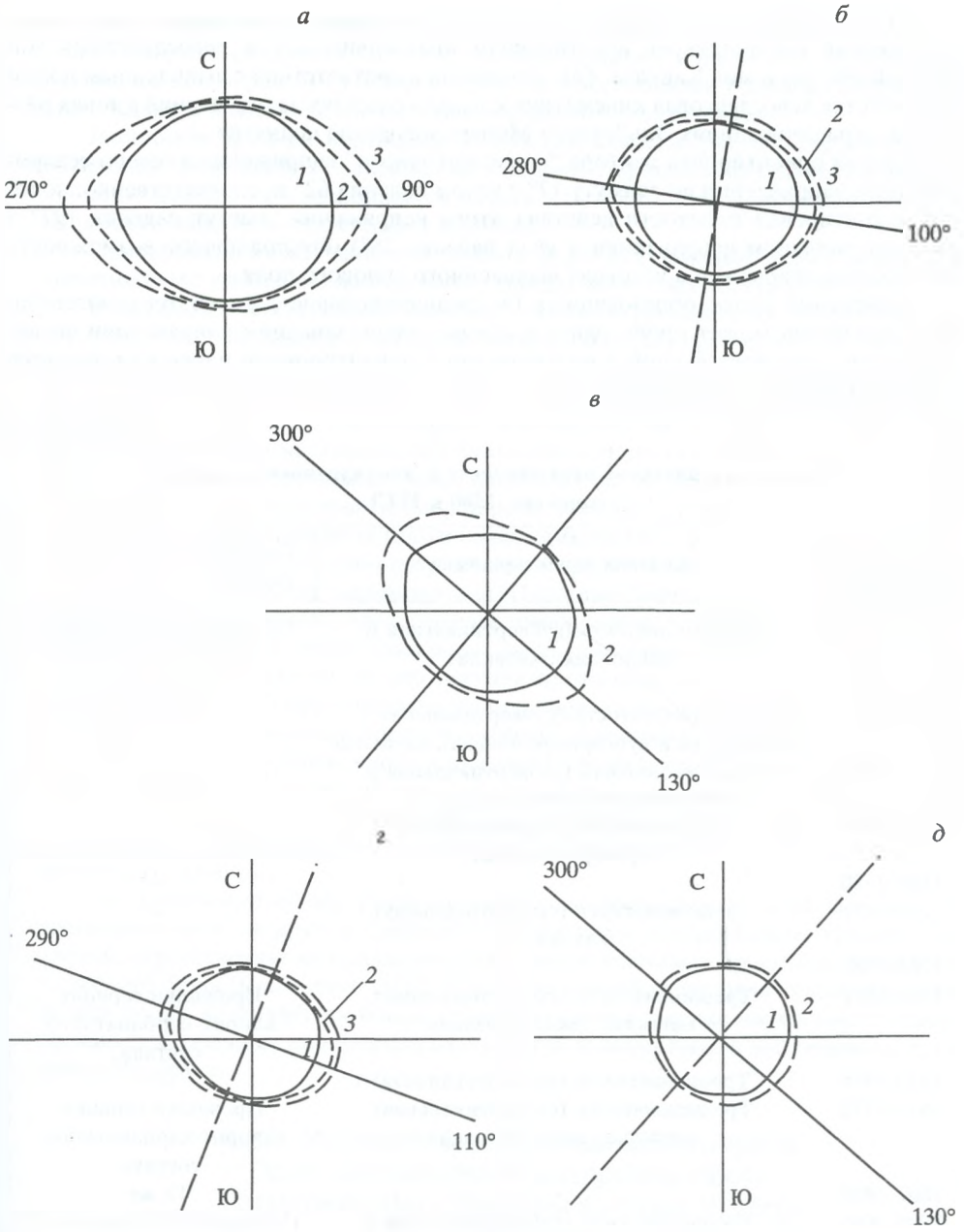


Рис. 5.11. Основные формы деформаций стенок скважины во времени на различной глубине: 1880 (*а*), 2773 (*б*), 3500 (*в*), 2872 (*г*) и 3313 м (*д*)

а – Динамические явления в теле скважины, связанные с трансформацией формы скважины в направлении В-З за короткий промежуток времени (*1* – 26.07.1988; *2* – 24.08.1988; *3* – 20.12.1988). *б* – Структура деформаций стенки скважины отлична от структуры на рис. а; удалось выделить поворот вектора деформаций стенки скважины (*1* – 23.01.1989; *2* – 30.01.1989; *3* – 03.03.1989). *в* – Отмечается резкое изменение азимута деформационного процесса (*1* – 28.06.1989; *2* – 22.08.1989). *г* – Заметно смещение азимута деформационного процесса в обратном направлении (*1* – 30.01.1989; *2* – 28.02.1989; *3* – 03.03.1989). *д* – Произошел резкий разворот на 130° (*1* – 30.03.1989; *2* – 28.06.1989)

Установленные простирания плоскостей действия максимальных касательных напряжений соответствует простираниям правосдвиговых и левосдвиговых зон главнейших разломов Кавказа. Так, например, в соответствии с выявленным полем проявляется левосдвиговая кинематика крыльев разрывных нарушений в зонах разломов, ограничивающих Эльбрусско-Минераловодское поднятие.

Крутая ориентировка вектора "промежуточного" напряжения в северо-северо-западном направлении по азимуту 17° с углом падения 62° и, соответственно, пологая ориентировка плоскости действия этого напряжения (азимут падения 197° в юго-юго-западном направлении и угол падения 28°) обусловливают возможность образования шарьяжей в условиях выявленного силового поля.

Сдвижение ранее образованных (в предшествовавшие эпохи тектоногенеза) блоков-пластин может происходить в северо-северо-западном направлении по поверхности, ориентированной в соответствии с ориентировкой плоскости действия "промежуточных" напряжений.

Таблица 5.3

Зоны тектонической нарушенности в Эльджуртинском массиве (керн скв. 1500 и ТГС)

Интервал, м (по керну)	Краткая характеристика	Гидротермальные изменения
371–379	Трещиноватость (субвертикальная и наклонная), катаклаз	Прожилки хлорит-карбонатного состава
434–542		
851–895	Трещиноватость (субвертикальная, наклонная и субгоризонтальная), катаклаз	–
972–1007	Трещиноватость (субвертикальная и субгоризонтальная), катаклаз	–
1032–1080	Дробление, трещиноватость (субвертикальная)	–
1106–1180		–
1226–1241	Трещиноватость (субвертикальная), катаклаз	–
1261–1381		–
1416–1511	Трещиноватость (субвертикальная), катаклаз, милонитизация	Прожилки серицит хлорит-карбонатного состава
1570–1575	Трещиноватость (субвертикальная)	–
1618–1772	Трещиноватость (субвертикальная), катаклаз, милонитизация	Прожилки серицит-хлорит-карбонатного состава
1807–1840	–	То же
1908–2046	Трещиноватость (субвертикальная и субгоризонтальная), катаклаз	Прожилки и гнезда кварц-мусковитового состава
2420–2570	То же	Прожилки кварцмусковитового состава
2650–2655	"	То же
2940–2960	Трещиноватость (субвертикальная) и катаклаз	"
3170–3201	То же	–
3250–3360	–	Прожилки кварц-альбит-мусковитового состава

Таким образом, выявленные условия напряженного состояния района Тырныаузской опорной скважины (рис. 5.10) конкретизируют кинематику процессов деструкции южной окраины Скифской плиты при образовании Главного надвига Большого Кавказа на современной стадии альпийского тектогенеза.

В качестве примера, подтверждающего сказанное, на рис. 5.11а–д показана ориентировка "сжимающих" напряжений в районе Тырныаузской глубокой скважины (ТГС) по данным телевизионного и акустического каротажа, который проводился на разных, наиболее характерных глубинах.

Одновременно с изучением основных форм деформаций стенок скважины во времени было проведено исследование трещиноватости гранитов (табл. 5.3).

В результате исследований глубоких скважин установлено, что массив может быть охарактеризован двумя интрузивными фазами. От кровли и до глубины 3835 м распространены биотитовые граниты. Ниже указанной отметки вскрыты мусковит-биотитовые граниты. Контакт этих двух разностей можно рассматривать как интрузивный, резкий, с маломощной тонкозернистой оторочкой в двуслюдяных гранитах и биотитовой оторочкой в биотитовых гранитах. Вторая граница, которая может разделять интрузивные фазы, находится на глубине 1857 м, где имеет место контакт мелко-среднезернистых порфировидных биотитовых гранитов и мелкозернистых слабопорфировидных биотитовых лейкогранитов.

Таким образом, согласно современным представлениям, в альпийской структуре Большого Кавказа Тырныаузская (Пшекиш-Тырныаузская) зона разрывов в геодинамическом смысле представляет собой содвиг или зону сплющивания. Это система сближенных субвертикальных разрывов взбросового и сдвигового типа, между которыми зажаты сильно тектонизированные палеозойские и раннемезозойские породы. В Тырныаузском рудном поле установлено большое разнообразие структурных рисунков трещиноватости: сдвиговый пояс вращения и сдвиговый пояс течения с осями, параллельными Центральному разрыву; сопряженные сколы, отрывы в условиях общего субмеридионального сжатия. Многие из отмеченных трещиноватых образований в этом регионе мы связываем с развитием зон дилатансии, образовавшихся на этапе формирования магматического очага и магматической камеры.

Эти разномасштабные разломно-блоковые образования, включающие "зоны трещиноватости" и другие особенности, присущие гетерогенным геологическим средам, ответственны за генерацию наведенных волновых процессов и микросейсмического фона [*Собисевич*, 2002]. Изучение тонкой структуры указанных сейсмических полей позволяет на новом уровне подойти к оценке внутреннего строения сложно построенных геологических структур в окрестности вулканической постройки Эльбруса.

5.2.3. Изучение микросейсмического фона. Поля тектонической раздробленности. Магматические структуры вулкана Эльбрус

Теорстические исследования наметили два пути сейсмоакустического зондирования магматического очага: анализ микросейсмического фона вблизи очага, когда в геоакустическом поле можно ожидать появления излучения на характерных частотах, и анализ отраженных от очага волн (наведенных волновых процессов) при его активном зондировании. Реализация обоих методов требует предварительного изучения микросейсмической фоновой обстановки в районе очага и создания соответствующих (по амплитудно-частотным характеристикам) задаче и фоновой обстановке сейсмических каналов регистрации, их оптимальному размещению на месте и разработке эффективных методов обработки и анализа сейсмической информации.

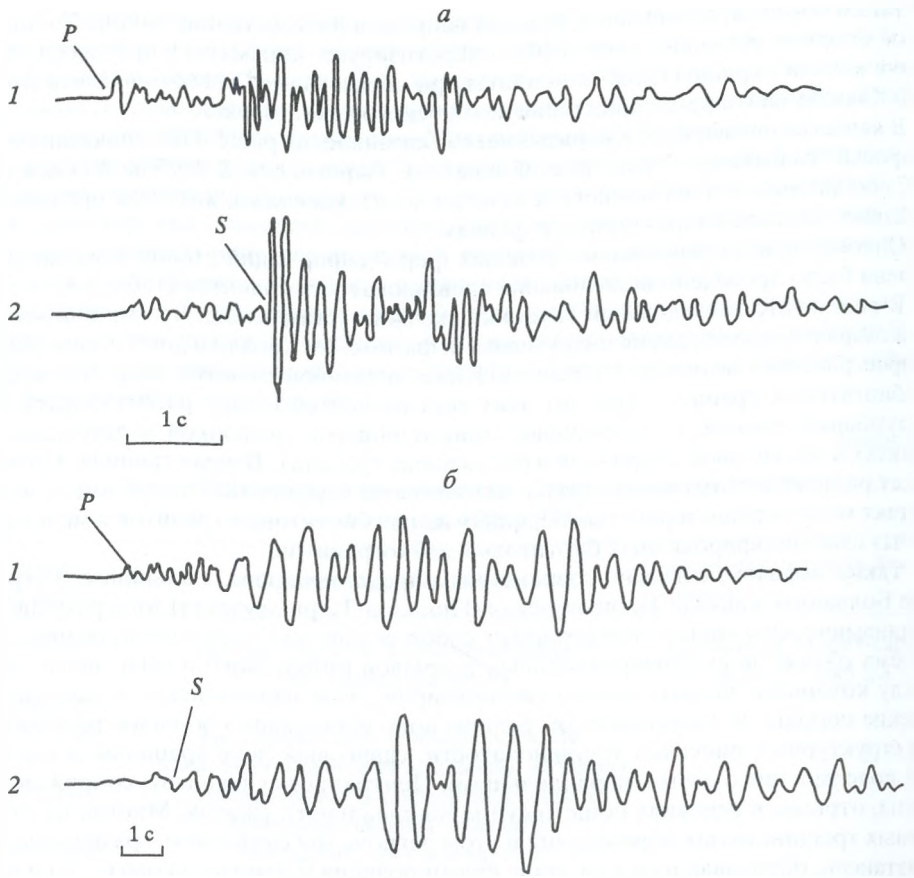


Рис. 5.12. Вертикальная (*а*) и горизонтальная (*б*) компоненты сейсмограмм землетрясений Северного Кавказа:

1 – район Кавказских Минеральных Вод; *2* – район вулканической постройки Эльбруса [*Хитаров и др.*, 1984]

Первые опыты, связанные с изучением сейсмического фона в районе магматической камеры и магматического очага вулкана Эльбрус, были выполнены в конце XX в. группой ученых Академии наук [*Хитаров, Щукин, Сизов*, 1984]. Они провели на вулканической постройке режимные наблюдения сейсмического фона аналоговой аппаратурой типа "Земля". В результате пятисуточных измерений удалось зарегистрировать ряд сейсмических событий, среди которых выделилась группа, резко отличавшаяся по характеру записи от местных землетрясений, регистрируемых в прилегающих районах Северного Кавказа (рис. 5.12). В числе наиболее характерных зарегистрированных особенностей авторы отмечают более низкочастотный, чем обычно, состав колебаний.

Типичные частоты для землетрясений подобного класса, регистрируемых в районе Эльбрусского вулканического центра, составляют 5–6 Гц, а для наблюдаемых на вулканической постройке Эльбруса – 1–2 Гц. Кроме того, на сейсмограммах Эльбруса отмечаются малые амплитуды поперечных волн, а также нечеткие, даже при практическом отсутствии помех, первые вступления. Эти эффекты указывают на наличие магматического очага.

По мнению указанных выше авторов [1984], очаг расположен в районе вулканической постройки Эльбруса, на небольшой глубине. Точно локализовать очаго-

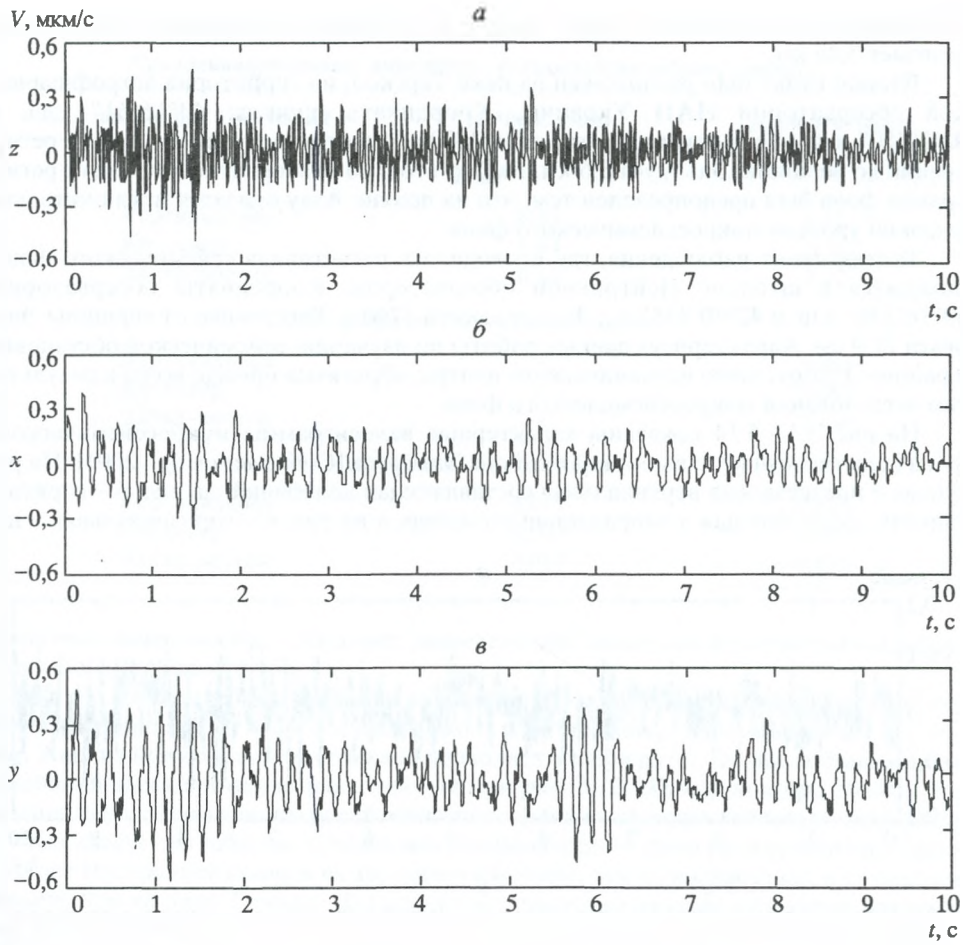


Рис. 5.13. Велосиграммы микросейсмического фона 04.09.2000, 14:00 (Астрофизическая обсерватория)

вую зону в работе не представилось возможным. Однако авторы пришли к выводу: "*...даже имеющиеся данные позволяют полагать, что при небольшом эпицентральном рассеянии (10–15 км) скоростная аномалия, указывающая на существование под Эльбрусом зоны повышенного поглощения сейсмических волн, может находиться на глубине 0,5–2 км ниже уровня моря*".

Сейсмические наблюдения в районе Эльбрусского вулканического центра возобновились с началом работ комплексной международной геолого-геофизической экспедиции под руководством академика РАН О.А. Богатикова, в которую входили ученые ОИФЗ РАН, ИГЕМ РАН, ИДГ РАН, ФГУП "Кавказгеолсъемка", Центра четвертичного датирования Национального университета Австралии (г. Канберра), Геологической службы США (Группа "Вулканические опасности", Менло Парк) и ряда других организаций.

В процессе работы экспедиции была проведена и регистрация микросейсмического фона в районе вулканической постройки.

Первый пункт сейсмических наблюдений располагался в Баксанском ущелье на территории горно-геологической станции МГУ, которая находится у самого подножия вулкана. Абсолютная высота места 2300 м, координаты 43°16'09" с.ш. и

42°29'14" в.д. Расстояние от этого пункта регистрации до вершины Эльбруса составляет 5,85 км.

Второй пункт был расположен на пике Терскол, на территории астрофизической обсерватории НАН Украины. Координаты пункта: 43°16'51" с.ш. и 42°29'59" в.д. Абсолютная высота места 3100 м. Расстояние от этого пункта регистрации до вершины Эльбруса 5,6 км. Выбор второго альтернативного места регистрации фона был предопределен тем, что на поляне Азау оказался исключительно высокий уровень микросейсмического фона.

Третий пункт наблюдения, где проводилась регистрация сейсмического фона, находился в штольне Нейтринной обсерватории. Координаты обсерватории: 43°16'338" с.ш. и 42°40'878" в.д. Высота места 1740 м. Расстояние от вершины Эльбруса 21,9 км. Характеризуя данные работы по изучению сейсмической обстановки в районе Эльбрусского вулканического центра, обратимся прежде всего к результатам исследований микросейсмического фона.

На рис. 5.13–5.14 показаны характерные велосиграммы микросейсмического фона (десятисекундные выборки) в районе Эльбруса [*Собисевич и др.*, 2001]. На рисунках *а* представлена вертикальная составляющая колебаний, на рис. *б* – горизонтальная составляющая в направлении юг–север, а на рис. *в* – горизонтальная в на-

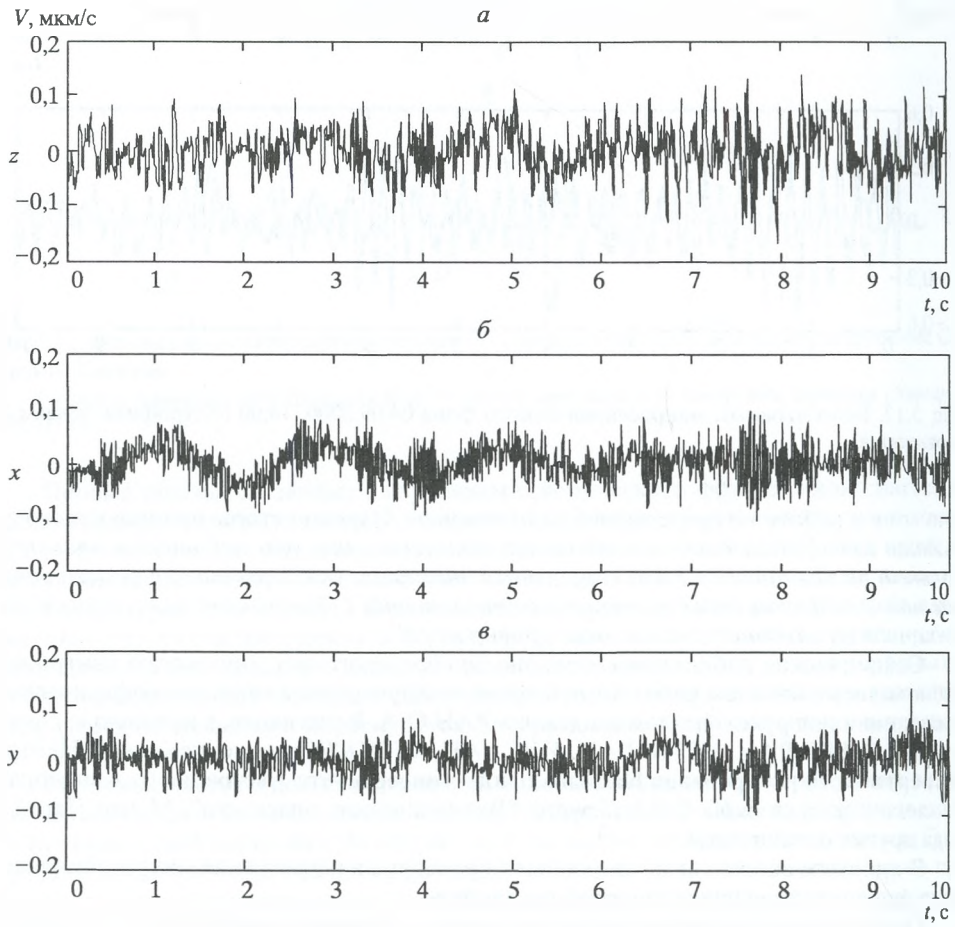


Рис. 5.14. Велосиграммы микросейсмического фона 02.09.2000, 08:50 (Нейтринная обсерватория)

Таблица 5.4

Среднеквадратичные амплитуды скоростей колебаний (мкм/с)

Составляющая колебаний	Ночные часы	Дневные часы
Азау		
Вертикальная	0,33	1,11
Юг–север	0,44	1,2
Запад–восток	0,34	1,22
Астрофизическая обсерватория		
Вертикальная	–	0,089
Юг–север	–	0,089
Запад–восток	–	0,134
Нейтринная обсерватория		
Вертикальная	0,015	0,016
Юг–север	0,009	0,010
Запад–восток	0,010	0,012

правлении запад–восток. Обращает внимание наблюдаемая низкочастотная модуляция сейсмического фона.

В табл. 5.4 приведены значения среднеквадратичных амплитуд скоростей колебаний и смещений по всем составляющим, рассчитанные по 10-минутным выборкам. Анализ полученных материалов позволяет утверждать, что все составляющие колебаний здесь примерно равнозначны (*см. рис. 5.12* [*Хитаров и др.*, 1984]). Это явление характерно для микросейсмического фона на выходах скальных оснований.

Как следует из таблицы, уровень микросейсмического фона по скорости колебаний в районе Нейтринной станции на два порядка меньше, чем на поляне Азау, и на порядок меньше, чем на пике Терскол. Для спектров характерно наличие отдельных максимумов. Некоторые максимумы однозначно могут быть связаны с индустриальными помехами от различных механизмов, другие связаны с наличием крупномасштабных резонансных структур в теле вулканической постройки Эльбруса [*Собисевич*, 2001].

Результаты многочисленных экспериментов, проведенных в период с 1999 по 2002 г., позволяют утверждать, что при применении современной геофизической аппаратуры и, в первую очередь, деформометрических информационно-измерительных систем, представляется возможным регистрировать наведенные волновые процессы, обусловленные магматическими структурами и другими локальными неоднородностями [*Собисевич и др.*, 2001].

Изучение тонкой структуры локальных неоднородностей в районе вулканической постройки Эльбруса было проведено с использованием технологии, разработанной в ОИФЗ РАН [*Нечаев*, 1999; *Нечаев, Собисевич*, 2001]. В соответствии с предложенной технологией поле тектонической раздробленности литосферы Центрального Кавказа построено с использованием результатов обработки фотографий земной поверхности, полученных со спутника "Ресурс". В первую очередь была составлена карта линеаментной сети для территории размером 185 × 277 км, в центральной части которой расположен вулкан Эльбрус. Последующая обработка карты позволила получить ряд разноглубинных (от 1 до 50 км) карт-срезов, на которых значения поля тектонической раздробленности вычислены по сети 1 × 1 км.

Рассмотрим особенности этого поля для верхней части литосферы Центрального Кавказа, выбрав для этого карту-срез, отвечающую среднестатистическим глубинам порядка 7 км (рис. 5.15, цв. вклейка) [*Нечаев, Собисевич*, 2001].

На срезе наблюдается постепенное увеличение значений поля тектонической раздробленности от южного окончания эпигерцинской Скифской платформы к области горст-антиклинория Центрального Кавказа и последующее их снижение в сторону южного склона Большого Кавказа и Малого Кавказа.

Лабино-Малкинская зона поднятий характеризуется областью пониженных значений поля (менее 80 усл. ед.).

Для ее западной области (полого моноклинального мезозойского чехла) характерны более высокие значения поля (70–90 усл. ед.), нежели для восточного окончания, вовлеченного в поднятие южного участка эпигерцинской Скифской платформы (менее 70 усл. ед.).

Выступы палеозойского фундамента характеризуются повышенными значениями поля тектонической раздробленности (80–100 усл. ед.). Тырныаузская шовная зона, сложенная породами среднего–верхнего палеозоя и нижней юры, выделяется в виде узкой переходной области повышенных горизонтальных градиентов (наиболее четко выражена ее восточная часть – восточнее реки Кубань).

Инверсионный антиклинорий ядра Большого Кавказа, сложенный интенсивно смятыми метаморфизованными породами протерозоя–нижнего палеозоя (горст-антиклинорий Центрального Кавказа), характеризуется максимальными значениями поля (до 120 и более усл. ед.), выделяясь в виде отдельных блоков, разделенных областями пониженных значений (менее 100 усл. ед.).

Расположенная южнее область синклинориев южного крыла Большого Кавказа, выполненная изоклинальным складчатым флишем мальма и мела, представлена пониженными значениями поля (менее 110 усл. ед.) в виде отдельных локальных аномалий (90 усл. ед. и ниже).

Абхазо-Рачинская ступень, располагающаяся на юге рассматриваемой территории и выраженная антиклинориями и ступенями южного крыла Большого Кавказа (умеренно складчатый нефлишевый мезозой), характеризуется несколько пониженными значениями поля (менее 100 усл. ед.).

Выделение неоднородностей литосферы, потенциально связанных с магматическим очагом вулкана Эльбрус, осуществлено на основе анализа ряда вертикальных разрезов поля тектонической раздробленности, один из которых приведен на рис. 5.16, цв. вклейка. Профиль имеет общекавказское простирание и проходит вдоль Тырныаузской шовной зоны непосредственно через вулкан Эльбрус.

На представленном профиле в пределах литосферы Центрального Кавказа можно выделить два структурных этажа (с границей между ними на глубинах порядка 20 км), нижний из которых отождествляется с корой базальтоидного типа (его подошва фиксируется на глубинах чуть более 50 км).

Рассматривая поведение выделенных близгоризонтальных границ раздела литосферы в окрестностях вулканической постройки Эльбруса, следует отметить их закономерный подъем кверху, что свидетельствует о приуроченности положения вулканической постройки к области аномального строения литосферы.

В пределах верхней части земной коры базальтоидного типа (мощностью ~20 км) в ее центральной части, расположенной непосредственно под вулканом Эльбрус, обнаружены аномально пониженные значения поля тектонической раздробленности. Это свидетельствует, что:

1) рассматриваемая территория Центрального Кавказа первоначально обладала единым типом базальтоидной коры, который по своим физико-механическим характеристикам был близок к существующим сегодня ее останцам (допалеозойским частям цоколя) – блок-пластинам, расположенным к западу и востоку от центральной аномальной области;

2) на последующей стадии развития Центрального Кавказа, когда начался процесс формирования аномальной области (с охватом глубоких слоев литосферы, о чем свидетельствует подъем границы Мохоровичича), произошло выдвижение цен-

трального блока к северу и вверх по разрезу по близмеридиональным глубинным разломам (формирование Транскавказского поперечного поднятия);

3) уменьшение почти на 10% значений поля тектонической раздробленности в пределах данной аномальной области свидетельствует об изменении физико-механических характеристик центральной блок-пластины в сторону меньших значений. Последнее указывает на существование в пределах Транскавказского поперечного поднятия (его западной периферии) области растягивающих напряжений, а локальная область аномально пониженных значений поля тектонической раздробленности может рассматриваться в качестве потенциального магматического очага вулкана Эльбрус.

Существование магматического очага является основанием для поисков магматической камеры вулкана Эльбрус в верхней части коры. Для этого была определена территория размером 30 × 30 км (в центральной части которой располагается вулкан Эльбрус) и произведена обработка космических снимков с более высокой структурной детализацией. В результате было получено распределение поля тектонической раздробленности для срезов, отвечающих среднестатистическим глубинам 4, 3, 2 и 1 км. Определение положения вулканической камеры Эльбруса на этих картах-срезах осуществлено по пониженным (минимальным) значениям поля тектонической раздробленности, территориально расположенным в пределах проекции магматического очага.

Анализ разноглубинных карт показал, что вулканическая камера Эльбруса на глубине около 4 км (ниже уровня моря) характеризуется близизометричной формой (с характерными размерами 10 × 15 км), вытянутой в северном направлении относительно положения кратера. На срезе, отвечающем глубинам порядка 3 км, заметно незначительное ответвление (рукав) в близширотном (восток-северо-восточном) направлении, которое достигает максимального продвижения на вышележащем срезе (2 км) и сохраняет его на следующем уровне (1 км).

Интересно отметить взаимосвязь вулканической камеры Эльбруса с материнским магматическим очагом на вертикальном разрезе поля тектонической раздробленности, проходящем вдоль простирания Кавказа (рис. 5.17, цв. вклейка).

Магматическая камера Эльбруса, оконтуренная по изолинии 90 усл. ед., располагается в районе вулканической постройки и характеризуется значительными размерами: нижняя кромка приурочена к глубинам порядка 8 км.

Западная граница камеры – близвертикальна, восточная – наклонена к востоку под углом порядка 40°; на глубинах ~5 км ширина камеры достигает размеров порядка 9 км и по мере продвижения к поверхности постепенно уменьшается. По нашим данным резкое уменьшение размеров камеры начинается с глубин порядка 2 км, где она не превышает 5 км, а на глубине 1 км размеры камеры 2–2,5 км.

Таким образом, магматическая камера вулкана Эльбрус приурочивается к западной периферии материнского магматического очага, располагаясь выше него на расстоянии 10–12 км. Очевидно, что поставка вулканического материала из очага в камеру происходит вдоль тектонически ослабленных зон. Значения поля тектонической раздробленности литосферы подтверждают наличие ослабленной (пограничной) зоны, приуроченной к западному окончанию Транскавказского поперечного поднятия. Последняя прослеживается в интервале глубин от 45 до 12 км и выражена резким изменением поведения изолиний поля (их близвертикальностью) и практически неменяющимися значениями поля (90–92 усл.ед.). Подобный характер поля позволяет наметить и потенциально возможный путь движения магмы в камеру (см. рис. 5.17, штриховка) [*Нечаев, Собисевич*, 2000].

Необходимо отметить, что образование магм ведет к резкому снижению вязкости вещества в области выплавления и, как правило, к уменьшению его плотности и изменению других геофизических параметров. Эти процессы в свою очередь приводят к перестройке внутренней структуры и образованию отдельностей с выра-

Таблица 5.5

Значения периодов (P, с) и добротности (Q) резонансных мод, наблюдаемых во время сильных землетрясений [*Милюков, Собисевич и др.*, 2002]

Теоретические данные		Турция		Суматра		Баку		Туркменистан	
P	Q	P	Q	P	Q	P	Q	P	Q
100	100	101,7±0,2	67	–	–	100,1±0,5	145	101,7±0,6	74
92	120	–	–	93,4±0,1	150	92,2±0,9	85	91,5±0,4	126
83	100	83,2±0,3	47	84,1±0,2	134	83,6±0,4	161	85,2±0,4	127
76	140	74,8±0,1	124	76,6±0,1	164	78,3±0,4	160	76,9±0,3	106
62	170	62,0±0,1	162	–	–	62,8±0,8	171	63,6±0,2	166
58	180	58,9±0,1	170	58,2±0,1	165	58,4±0,2	260	58,1±0,2	117
52	140	52,5±0,04	190	52,9±0,07	152	51,1±0,2	114	53,2±0,3	108
50	200	50,6±0,1	192	50,3±0,04	305	50,1±0,2	198	50,8±0,5	76

Таблица 5.6

Значения периодов резонансных мод магматических образований вулкана Эльбрус

Период резонансной моды, с	70,7	68,1	66,0	64,0	61,8	59,4	56,7	52,2	49,9	45,7	44,0	42,4
Стандартное отклонение, с	0,4	0,3	0,5	0,4	0,4	0,4	0,5	0,5	0,5	0,4	0,4	0,2
Количество землетрясений	7	19	25	17	16	17	20	10	28	16	17	20

женными резонансными свойствами, которые проявляются в спектрах мод литосферных деформаций и в наведенных сейсмических полях.

Изучение спектров мод литосферных деформаций в районе вулкана Эльбрус были проведены на основе анализа результатов, полученных под руководством В.К. Милюкова (ГАИШ МГУ), который уже в течение многих лет ведет систематические измерения на Баксанском лазерном интерферометре-деформографе (табл. 5.5).

Группой ученых изучались литосферные деформации, вызванные сейсмическими событиями, у которых магнитуды были достаточно большими. Анализ экспериментальных данных, отражающих структуру спектров мод деформационных полей в районе вулканической постройки Эльбруса, был проведен для случая возбуждения магматических структур сильными сейсмическими событиями с магнитудами $M_{max} \geq 6$–7 и более [*Собисевич и др.*, 2001, 2002]. На рис. 5.18 представлены ряды наблюденных относительных деформаций (в усл. ед.) для отдельных землетрясений.

Установлено, что ряд мод в области крайне низких частот могут быть отождествлены с высокочастотными модами собственных колебаний Земли. Проведенный анализ позволил выделить характерные моды, возбуждаемые во время всех рассмотренных землетрясений и не связанных с собственными колебаниями Земли (табл. 5.6). В таблице сведены параметры мод, наблюдаемых не менее чем в трех из рассматриваемых землетрясений.

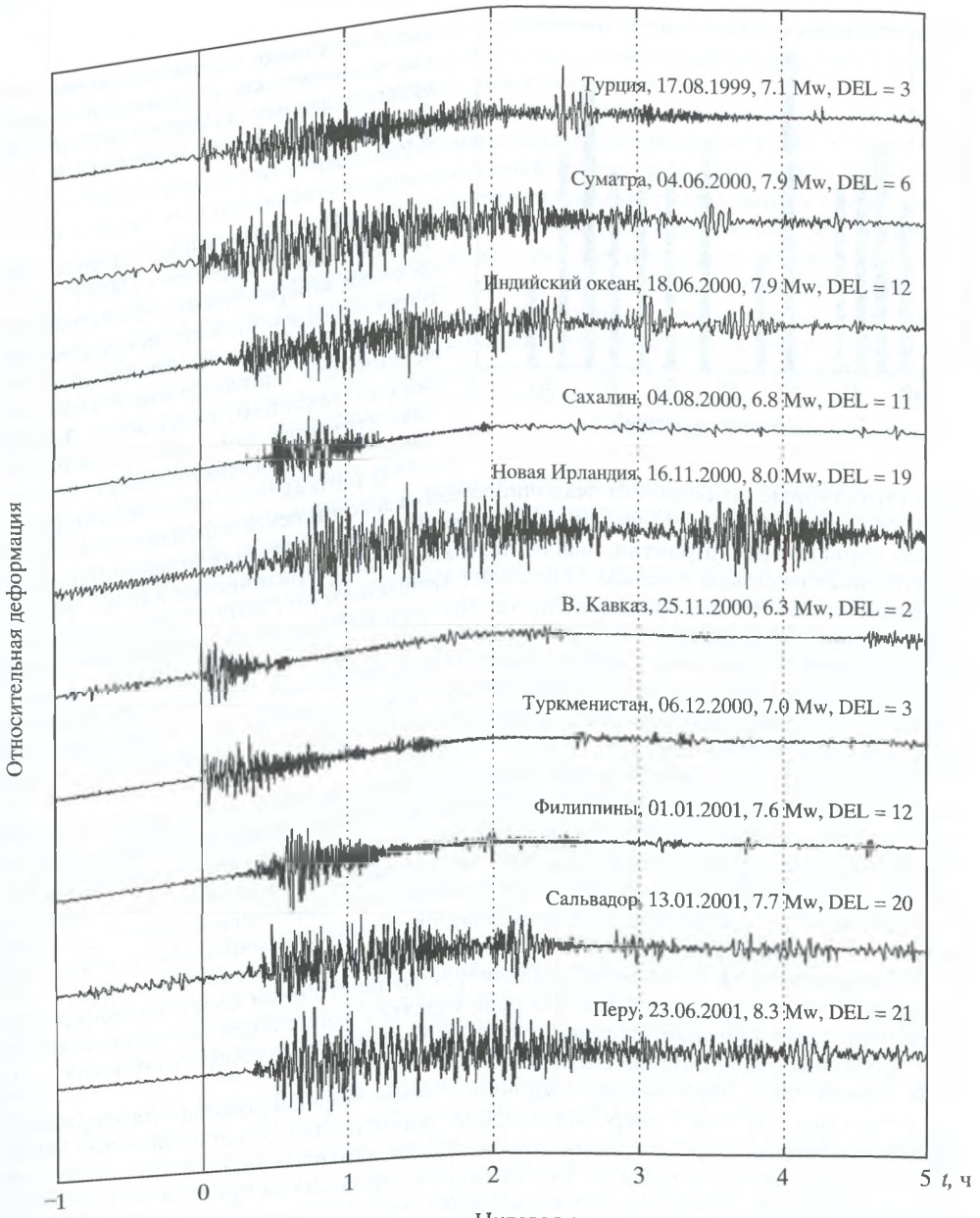


Рис. 5.18. Зарегистрированные деформации. Нулевая отметка на шкале – время в очаге

Время задержки (DEL, в мин) соответствует моменту первых вступлений. Период дискретизации данных – 2 с [*Милюков, Собисевич и др.*, 2002]

Аналогичные данные были получены по 38 землетрясениям [*Собисевич и др.*, 2002]. Их интерпретация в рамках существующей теоретической модели магматического очага и магматической камеры вулкана Эльбрус с учетом реальных динамических процессов при внешних и внутренних воздействиях позволяет выделить характерные резонансы таких магматических образований.

В качестве примера на рис. 5.19 представлен результирующий спектр собственных резонансных мод магматических образований вулкана Эльбрус.

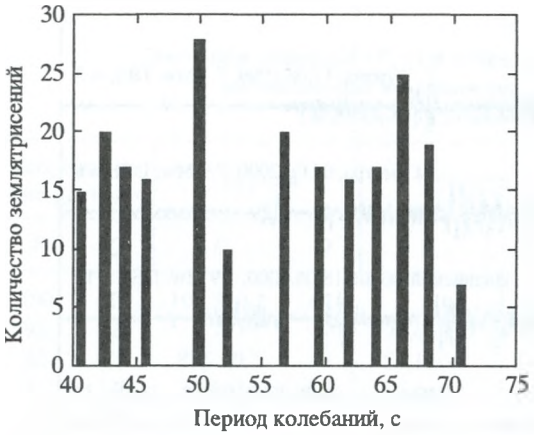


Рис. 5.19. Спектр периодов резонансных мод магматических образований в. Эльбрус по данным деформационных наблюдений [*Милюков, Собисевич и др.*, 2002]

Приведенные выше данные получили подтверждение в 2002 г., когда были завершены комплексные геолого-геофизические исследования по Приэльбрусскому профилю, проведенные в соответствии с геологическим заданием, выданным Департаментом природных ресурсов РФ по Северо-Кавказскому региону.

В рамках этих исследований изучены структурные особенности осадочного чехла и герцинского фундамента, определен рельеф глубинных разделов, вертикальных и латеральных неоднородностей земной коры и верхней мантии, выявлены и изучены геофизические характеристики глубинных разломов и ослабленных зон [*Арбузкин и др.*, 2002]. Трасса профиля, протяженностью 192 км, проходила по территории Кабардино-Балкарской (~50 км) и Карачаево-Черкесской (19 км) республик и Предгорному, Минераловодскому и Александровскому районам Ставропольского края (~123 км). В результате исследований получены новые геолого-геофизические данные и построены модели, составленные вдоль линии профиля как для верхней части разреза, так и на полную мощность земной коры (см. рис. 5.20, 5.21, цв. вклейка).

Отметим, что геоэлектрическая характеристика верхней части разреза очень изменчива. Наиболее проводящий разрез фиксируется в северной половине профиля в пределах Скифской плиты. Определяющая роль в формировании высокой проводимости разреза принадлежит майкопским отложениям, которые по результатам каротажа многочисленных скважин характеризуются сопротивлениями 1–2 Ом · м, а нередко даже до 0,5–0,6 Ом · м. Суммарная проводимость майкопских и вышележащих отложений достигает 1500 Сим в пределах Терско-Кумского прогиба.

В надмайкопских отложениях выделяется до шести-семи слоев различного (в основном низкого) сопротивления. На ряде участков корреляция геоэлектрических горизонтов резко нарушается субвертикальными зонами, отождествляемыми с зонами дробления различной интенсивности.

В горной части образования осадочного чехла зафиксированы слабопроводящие структуры. На юге Северо-Кавказской моноклинали осадочный чехол представлен терригенно-карбонатными отложениями верхнего мела и терригенными верхнеюрскими-нижнемеловыми. Его суммарная продольная проводимость не превышает 10–15 Сим. Мощность чехла (по результатам количественной интерпретации зондирований становлением поля) не более 400–450 м и уменьшается в долине реки Подкумок до 150 м. Южнее, в пределах Лабино-Малкинской зоны, нижнеюрские отложения (песчаники, алевролиты, аргиллиты) также слабопроводящие. Их мощность максимальна в непосредственной близости от поднятия Передового хребта в пределах Маринской впадины (до 500 м) и резко сокращается (до 50–150 м) на площади Малкинского поднятия, подчеркивая тектонический характер контакта как этих осадочных мезозойских структур, так и структур герцинского фундамента.

Для осадочного чехла Центрального Кавказа также характерны зоны дробления различной интенсивности, которые максимально развиты на Минераловодском выступе. В основании осадочного чехла на северном фланге Малкинского поднятия гравиметрическим моделированием допускается наличие магматических образова-

ний маринского вулкано-плутонического комплекса. Герцинский фундамент вдоль линии профиля в геоэлектрическом отношении в целом неоднороден, хотя контраст в сопротивлениях значительно меньше, чем в осадочном чехле.

Более сложная картина распределения сопротивлений фиксируется (до абсолютной отметки –5 км) в пределах Центрально-Кавказского тектонического блока. Наглядно подчеркивается синклинальный характер Хасаутской тектонически расслоенной зоны, осложненной субвертикальными разрывами и расположенным между этими разрывами грабеном. Южный разрыв отвечает магматически активному Срединному разлому, вдоль которого за пределами профиля расположились центры ранне-среднеюрского маринского вулкано-плутонического комплекса. По линии профиля этот разлом сопровождается высокоомным вертикально расположенным телом, которое интерпретируется как интрузия диоритового состава юрского возраста. Не менее отчетливо выделяется раздробленность доюрского цоколя в пределах Кисловодской антиклинальной зоны, в области распространения в осадочном чехле образований маринского комплекса, а также раздробленность гранитоидов малкинского магматического комплекса в пределах Бечасынской антиклинальной зоны. В центральной части Малкинского массива фиксируются проводящие зоны с сопротивлениями, не характерными для магматических пород.

Расположенные южнее Шаукамнысыртская складчатая зона и грабенсинклинорий Передового хребта с глубины ~1 км от поверхности в геоэлектрическом отношении представляют собой единый высокоомный блок. Вероятность единства указанных тектонических элементов ранее высказывалась Г.И. Барановым и И.И. Грековым, которыми предполагалось развитие образований шаукамнысыртской серии под тектонической зоной Передового хребта. В связи с этим замечанием возрастает роль тектонических нарушений, ограничивающих высокоомный блок. Южный из них соответствует Пшекиш-Тырныаузской зоне, северный – не менее значительному Верхнемалкинскому разлому. Так называемый Северный разлом не индивидуализирован в континентальной коре и является приповерхностным.

Интерпретация данных магнитотеллурических зондирований, выполненных на склонах Эльбруса и в его непосредственной близости, позволила выявить следующую структуру консолидированности коры. Вулканогенные образования имеют высокие (>1000 Ом · м) сопротивления, исключение составляют точки, расположенные на обводненных озерных отложениях, обусловивших снижение сопротивлений до первых десятков омметров в верхней части разреза.

Кристаллическое основание Эльбруса сложено протерозойскими породами макерского и гондарайского комплексов и палеозойскими гранитами, имеющими довольно высокие сопротивления (сотни – тысячи омметров). На глубине 5–10 км зафиксировано резкое снижение сопротивлений до 40 Ом · м и ниже.

Такое снижение сопротивлений вполне укладывается в рамки общеизвестного теоретического факта о том, что с увеличением температуры до 400–1000 °С сопротивление горных пород падает на несколько порядков [*Лебедев*, 1986].

Это вместе с данными о том, что разность температур между стенками и центрами периферических очагов андезито-дацитового состава стратовулканов Камчатки, при их радиусе 3,0–3,5 км, составляет около 1000° [*Федотов*, 1980], позволяет считать, что объект низкого сопротивления, выявленный под Эльбрусом на глубине –5÷ –10 км (ниже уровня моря), является магматической камерой.

Косвенным указанием на наличие разуплотненного тела под Эльбрусом являются материалы количественной интерпретации отрицательной гравитационной аномалии.

Ее амплитуда и градиенты выбираются с удовлетворительной точностью при введении в разрез тела плотностью 2,37 г/см^3, с верхней кромкой на глубине –5 км и мощностью около 10 км. Воздымание низкоомного объекта к северу объясняет

наличие центров неоген-четвертичного вулканизма севернее Передового хребта (Таш-Тюбе и др.).

Ниже по разрезу коры и несколько севернее г. Эльбрус на глубине 25–55 км выявлена еще одна низкоомная аномалия. Эта аномалия шириной около 15 км круто (до 70°) погружается на север. Ее контур практически совпадает с контуром низкоскоростной области, выявленной МОВЗ, где скорость продольных волн по данным томографии аномально мала.

Учитывая, что верхней аномалии проводимости также соответствует аномалия низких скоростей продольных волн, эту аномальную область можно характеризовать как глубинный магматический очаг. Такие параметры глубинного очага, как более высокая проводимость и меньшая скорость сейсмических волн, дают возможность предположить, что температура его достаточно большая.

Приведенные выше данные свидетельствуют о том, что выполненными работами удалось выявить аномальные участки, которые сегодня уже можно интерпретировать как промежуточную магматическую камеру и глубинный магматический очаг.

Таким образом, проведенные комплексные геолого-геофизические исследования позволяют с высокой вероятностью констатировать следующее.

1. В пределах Эльбрусского вулканического центра многодисциплинарными экспериментальными методами подтверждено наличие магматического очага и магматической камеры. Результаты экспериментальных наблюдений волновых процессов в окрестности магматического очага и магматической камеры, развивающихся при активном внешнем воздействии, находятся в хорошем согласии с теоретическими данными.

2. Прогнозируемая рядом исследователей возможная активизация Эльбруса делает необходимым проведение исследований, ориентированных на изучение строения непосредственно конуса стратовулкана, включая анализ детального положения, основных размеров и параметров глубинных магматических очагов Эльбрусской вулканической области и мониторинг этих очагов с продолжением исследований по анализу спектров мод деформационных полей, возбуждаемых сильными сейсмическими событиями.

3. Конечной задачей изучения геолого-геофизического строения вулкана Эльбрус следует считать прогнозирование мест возможного прорыва лавовых потоков путем выявления тектонических нарушений как на открытых, так и на закрытых снежно-ледовым покровом склонах. Выполнение этой задачи возможно с помощью высокоточной магниторазведки и электроразведки магнитотеллурическими методами с последующим изучением мест выявленных неоднородностей физических полей геологическими методами.

4. Существование прямой зависимости между проводимостью горных пород и их температурой позволяет рекомендовать мониторинг проводимости вулканической камеры и материнского очага методом МТЗ с периодичностью 2 раза в год, что позволит изучать их вариации и при устойчивом увеличении последних – прогнозировать степень активизации вулканических центров.

Полученные результаты находятся в хорошем согласии с данными гравиметрических наблюдений. В процессе проведения геолого-геофизических исследований на Северном Кавказе в период с 1960 по 2001 гг. российскими учеными было установлено, что в районе вулкана Эльбрус имеет место отрицательная гравитационная аномалия [*Авдулов*, 1963; *Рогожин, и др.*, 2001]. Простирание гравитационного минимума широтное. М.В. Авдулов выполнил детальный анализ причин образования отрицательной гравитационной аномалии, связав данные гравитационных наблюдений с глубиной залегания, размерами, формой и физическим состоянием горных пород, вызывающих эту локальную гравитационную аномалию.

В табл. 5.7 приведены ориентировочные данные о плотности образцов горных пород в районе Эльбрусского вулканического центра. Они были получены на осно-

Таблица 5.7

Плотности образцов горных пород в районе Эльбруса [*Авдулов*, 1962]

Породы, слагающие вулкан Эльбрус	Число образцов, подвергнутых анализу	Средняя плотность, ρ, кг/м^3
Граниты	34	2620
Кристаллические сланцы	5	2740
Эффузивные породы, слагающие вулканический конус	63	1800–2500
Средняя плотность горных пород, подстилающих вулканический конус Эльбруса	–	2650–2670
Плотность для более глубоких зон, лежащих ниже уровня моря	–	2750–2800

вании анализа проб, взятых непосредственно в районе вулканической постройки [*Авдулов*, 1963].

Прогнозируя состав аномального образования, естественно полагать, что в районе Эльбрусского вулканического центра в течение длительного временного интервала произошла дифференциация материала, и масса магматического расплава имеет здесь переменную плотность (более легкие фракции скопились вверху, тяжелые опустились вниз). Кроме того, в верхней части магматической камеры скопились и летучие, что, в свою очередь, оказало влияние на структуру известной гравитационной аномалии.

Форма аномального тела и возможные варианты распределения плотности в нем могут быть достаточно многообразны. Согласно М.В. Авдулову [1962, 1963], горные породы под вулканом Эльбрус находятся в кристаллическом состоянии, однако достаточно нагреты (по крайней мере, до температуры плавления диоритов – 1250 °С), в результате нагрева расширение породы привело к существенному уменьшению ее плотности. Что касается самой камеры, то здесь породы находятся в состоянии магматического расплава, следовательно, при переходе диорита из кристаллического состояния в расплав естественно ожидать очередного скачка в изменении плотности вещества. Так, при температуре расплава до 1650 °С общее уменьшение плотности диорита, по отношению к плотности диорита при 0 °С, достигает 490 кг/м^3.

Отметим, что использованная М.В. Авдуловым методика интерпретации гравиметрических данных позволила впервые определить основные параметры возмущающего тела под вулканом и учесть гравитационное влияние вулканического конуса, которое составило порядка 45 мГл. Оказалось, что верхний срез возмущающего тела расположен ниже основания вулканического конуса Эльбруса, внутри палеозойского фундамента в диапазоне глубин 0–2 км. Избыточная масса при этом определяется величиной $15 \cdot 10^{11}$ т, а избыточная плотность по отношению к вмещающей породе составляет 500 кг/м^3. Основание тела уходит внутрь фундамента до глубины 9 км и более. При этом М.В. Авдулов допускал, что при проведении гравиметрических построений тело аномального вулканического образования может быть заменено телом канонической формы. Такое представление соответствует последним экспериментальным геолого-геофизическим данным и является удобной аппроксимацией для теоретических расчетов.

Характеризуя отмеченные выше особенности пород, слагающих вулканический конус и подстилающие слои, акцентируем внимание на том немаловажном факте, что лавы Эльбруса имеют пористую текстуру и, как следствие, весьма низкую плот-

Таблица 5.8

Значения упругих характеристик для некоторых типов пород

Порода	Плотность, ρ, кг/м^3	V_P, м/с	V_S, м/с	ν
Гранит	2600–2700	4,8–6,0	2,4–3,1	0,09–0,27
Диабаз	2800–3100	5,8–6,6	2,7–3,2	0,18–0,28
Базальт	2600–2900	5,4–6,4	2,7–3,2	0,22–0,25
Доломит	2600–2800	3,5–6,9	2,7–3,0	0,16–0,28
Известняк	2400–2700	1,7–7,0	2,7–3,6	0,16–0,25
Песчаник	2400–2700	1,4–4,3	–	0,10–0,25
Сланцы	2100–3000	3,5–5,0	2,5–3,3	0,01–0,20
Гнейс	2600–2900	3,5–7,5	1,9–3,6	0,05–0,15
Мрамор	2400–2700	3,7–6,9	2,0–3,9	0,14–0,27

Примечание. V_P, V_S – скорость продольных и поперечных волн; ν – коэффициент Пуассона.

ность – 1800–2500 кг/м^3. Такая текстура могла возникнуть в результате излияния на поверхность магмы, обильно насыщенной летучими. Резкое уменьшение давления при движении магмы к кратеру сопровождалось здесь бурным выделением газов и вскипанием лавы, которое затем при ее застывании и приводило к образованию пустот. Таким образом, низкая плотность лав Эльбруса и их пористая текстура дают ясное указание на то, что в магматической камере вулкана на протяжении долгого периода его деятельности скапливалась магма, содержащая высокий процент газов.

В процессе своего развития газовые образования концентрируются у верхнего свода магматической камеры, создавая резонирующую полость (или полости) значительных размеров, окруженные расплавом. Именно такие полости, где под высоким давлением происходит накопление летучих, ряд исследователей связывают с потенциальными источниками взрывных извержений. Что касается насыщенной газами магмы, то она служит тем исходным материалом для вмещающего тела, который и определяет в конечном итоге плотность пород под Эльбрусом (см. табл. 5.7). Для сравнения в табл. 5.8 приведены ориентировочные значения упругих характеристик для некоторых основных типов горных пород, полученные по результатам лабораторных измерений на образцах [*Родионов и др.*, 1986].

Таким образом, в результате комплексного геолого-геофизического мониторинга вулкана Эльбрус получены экспериментальные материалы, которые позволяют с высокой вероятностью подтвердить сделанные ранее выводы о том, что вулкан Эльбрус относится к числу действующих вулканов. Этот вывод подтверждается впервые полученными новыми геофизическими данными о строении вулкана, особенностях магматических образований и усредненных характеристиках геофизической среды в районе вулканической постройки Эльбруса.

5.3. Механико-математические модели в задачах мониторинга наведенных волновых процессов в неоднородной геологической среде вулканической постройки

Исследование магматического очага методами активного или пассивного сейсмического зондирования ставит ряд вопросов, ответ на которые можно получить, используя современные математические модели и численные методы. Сложная геологическая форма постройки вулкана Эльбрус и недостаточный объем информа-

ции о физико-механических свойствах магмы, находящейся как в магматическом очаге, так и в промежуточной камере, накладывают известные ограничения на развиваемые математические модели и определяют в конечном итоге степень их информативности [*Собисевич*, 2001].

При проведении анализа отдельных магматических структур воспользуемся следующим подходом. Будем полагать, что магма, заполняющая промежуточную камеру и магматический очаг вулкана, постоянно воздействует на стенки с некоторой изменяющейся во времени интенсивностью. Внутри промежуточной камеры и магматического очага в результате дифференциации расплава выделяющаяся летучая компонента локализуется в основном в верхней части и представляет собой газовую полость, близкую по форме к сферической. Эта полость и является основным элементом резонатора с достаточно высокой добротностью, что подтверждается данными натурных экспериментов на похожих структурах.

В процессе своего существования магматическая камера и глубинный очаг подвергаются импульсным воздействиям, источниками которых служат землетрясения и мощные промышленные взрывы, осуществляемые в непосредственной близости от вулканической постройки. Сама по себе амплитуда этих воздействий сравнительно невелика. Однако в условиях существующего динамического равновесия для всех структур "спящего" вулкана эти воздействия могут генерировать появление наведенных волновых явлений. Поэтому воздействия от местных или удаленных землетрясений являются тем источником возмущений, который позволяет наблюдать динамические процессы в районе вулканической постройки.

Нет необходимости доказывать, что широкополосный спектр рассматриваемых нестационарных силовых воздействий определяется случайными процессами, на фоне которых происходит непрерывная перестройка магматических структур. При этом ограниченный объем как самой магматической камеры, так и прогнозируемых газовых образований в ее апикальной части, по сравнению с основной вулканической постройкой, определяет набор характерных частот, присущих только этой неоднородной структуре.

В рассматриваемом случае при длительном наблюдении сейсмических шумов в различных точках вулканической постройки (в местах, характеризующихся низким уровнем естественных фоновых помех) регистрируемые сигналы будут содержать информацию, отражающую тонкую структуру динамических процессов в магматическом очаге.

Учитывая сказанное, можно уточнить постановку модельной задачи по определению диапазона "собственных" резонансных частот магматического очага и магматической камеры. В первом приближении эти образования могут быть заменены полостями соответствующей конфигурации и размера, расположенными в слоистой структуре и заполненными вязкой жидкостью. В верхней части образования прогнозируется существование полостей, заполненных летучими. Эта структура ответственна за появление в спектре результирующего сигнала резонансных составляющих в низкочастотном (инфразвуковом) диапазоне.

В случае моделирования магматической камеры полостью канонической формы (сфера, эллипсоид), целиком расположенной в одном из слоев вулканической структуры, решение может быть получено в аналитическом виде [*Собисевич и др.*, 1999].

Изучение динамических особенностей слоистых структур, содержащих неоднородности сферического типа, предусматривает построение решения для двух постановок задачи: неоднородность в полупространстве и неоднородность в слое.

Эффективность технологии решения определяется низкочастотным (длина волны много больше размеров полости) и среднечастотным (размеры полости соизмеримы с длиной волны) диапазонами колебаний при произвольном заглубле-

Таблица 5.9

Упругие и геометрические характеристики геофизической среды в районе магматического очага

Тип среды	Толщина, км	V_P, м/с	V_S, м/с	ρ, кг/м^3	E, Па	ν
Осадочные породы	1	3200	1850	2300	2 · 1010	0,25
Граниты	9	6000	3450	2700	8 · 1010	0,25
	5	5850	3360	2700	7,65 · 1010	0,25
	5	6000	3450	2700	8 · 1010	0,25
Базальты	20	6500	3730	3000	1 · 1011	0,25
	∞	7500	4200	3000	1,3 · 1011	0,25
Очаг		3000	–	2550	–	–

Примечание. Центр магматического очага на глубине 10–30 км; эффективный радиус очага $\geqslant$ 20 км; E – модуль Юнга, ν – коэффициент Пуассона.

нии неоднородности, не пересекающей границ слоев. Подобные задачи позволяют исследовать влияние неоднородности на закономерности формируемых волновых полей, рассматривать вопросы концентрации динамических напряжений вблизи сферических дефектов в многослойной упругой среде, а также изучать влияние положения магматического очага, его размеров и геологических особенностей окружающей среды на структуру наведенных геоакустических полей. В качестве примера в табл. 5.9 приведены упругие и геометрические характеристики геофизической среды в районе магматического очага вулкана Эльбрус по данным [*Рогожин и др.*, 2001].

Итак, перейдем к изучению задач, позволяющих анализировать установившиеся гармонические колебания многослойного массива, содержащего локализованную неоднородность. Будем полагать, что область, занимаемая упругой геологической средой, представляет собой пакет слоев на полупространстве, а сама неоднородность (полость или упругое включение) целиком расположена в одном из них. При таком приближении представилось возможным проанализировать пространственные задачи геофизики, связанные с изучением наведенных колебательных процессов в слоистой геологической среде в случае, когда она содержит неоднородности "канонических" форм.

Сферическая полость в полупространстве. Рассмотрим область (упругое полупространство, состоящее из N слоев, рис. 5.22): $D = D_1 \cup D_2 \cup \ldots \cup D_N$.

Область D описывается в цилиндрической системе координат (R, θ, z) как

$$D_1 = \{R \in (0, \pm\infty),\ \theta \in (0, 2\pi),\ z < 0\} - \text{полупространство};$$

$$D_j = \{R \in (0, \pm\infty),\ \theta \in (0, 2\pi),\ z \in (z_{j-1}, z_j)\},$$

$$z_j = \sum_{i=2}^{j} h;\ (h_1 = 0) - \text{слой } j\ (j = 2, \ldots, N),$$

где h – толщина слоя.

В полупространстве расположена сферическая полость радиуса a. Центр полости имеет координаты $(0, 0, h)$. С поверхностью полости свяжем сферическую систему координат (см. рис. 5.22): (r, φ, θ): $r > 0$, $\varphi \in (0, \pi)$, $\theta \in (0, 2\pi)$.

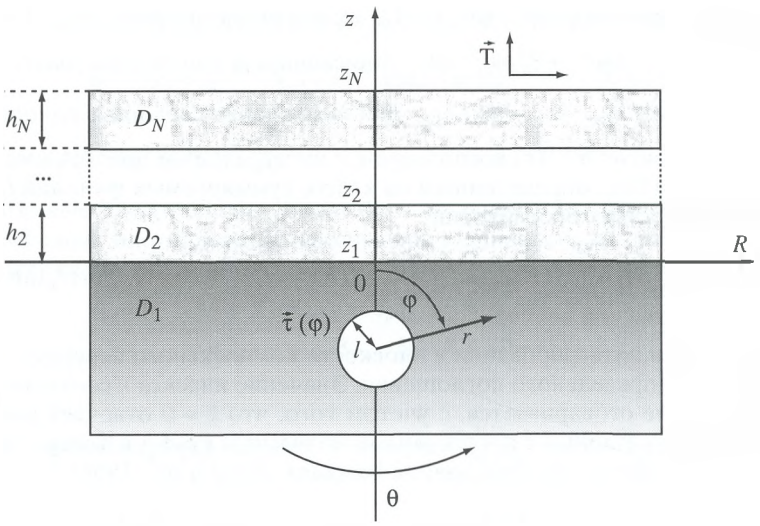


Рис. 5.22. Слоистая структура со сферической полостью в подстилающем полупространстве, моделирующая вулканическую постройку

Сферическая система координат связана с цилиндрической системой координат соотношениями

$$r = \sqrt{R^2 + (z+h)^2}, \quad \varphi = \operatorname{arctg}\frac{R}{z+h}. \tag{5.1}$$

На границе области считаем заданными вектор-функции напряжений:

$$z = z_N, \quad \mathbf{t}^{(N)} = \operatorname{col}\left\{\sigma_z^{(N)},\ \tau_{Rz}^{(N)}\right\} = \begin{cases}\mathbf{T}(R,\theta); & R \in \Omega \\ 0; & R \notin \Omega\end{cases} \tag{5.2}$$

$$\mathbf{t}^{(1)} = \operatorname{col}\left\{\sigma_r^{(1)},\ \tau_{r\varphi}^{(1)}\right\} = \tau(\varphi,\theta),\ \ \mathbf{r} = 1.$$

При постановке осесимметричной задачи в соотношениях (5.2) все функции не зависят от координаты θ. Ввиду громоздкости представлений, получаемых при построении решения пространственной задачи, ограничимся анализом задачи в осесимметричной постановке. Отметим, что алгоритм построения решения пространственной задачи идентичен изложенному ниже.

В соответствии с принципом суперпозиции представим амплитудные функции перемещений точек области D_1 (полупространство с полостью) в виде

$$\mathbf{u}^{(1)}(\mathbf{r}) = \mathbf{u}^{(1,1)}(\mathbf{r}) + \mathbf{u}^{(1,2)}(\mathbf{r}), \tag{5.3}$$

где $\mathbf{u}^{(1)}(\mathbf{r}) = \left\{u_R^{(1,1)},\ u_z^{(1,1)}\right\} = \nabla\varphi^{(1)} + \nabla\times(\psi^{(1)}\mathbf{e}_\theta)$ – поле излучаемых и отраженных волн от плоских границ области; $\mathbf{u}^{(1,2)}(\mathbf{r}) = \left\{u_r^{(1,2)},\ u_\varphi^{(1,2)}\right\} = \nabla\varphi^{(2)} + \nabla\times\left(\frac{-\partial\psi^{(2)}}{\partial\varphi}\mathbf{e}_\theta\right)$ – поле излучаемых и отраженных волн от сферической границы.

Соотношение (5.3) может быть спроецировано, например, на оси цилиндрической системы координат, что определяется формулами

$$u_R^{(1)} = u_R^{(1,1)} + u_r^{(1,2)}\sin\varphi + u_\varphi^{(1,2)}\cos\varphi, \tag{5.4}$$

$$u_z^{(1)} = u_z^{(1,1)} + u_r^{(1,2)}\cos\varphi - u_\varphi^{(1,2)}\sin\varphi.$$

Волновые потенциалы $\varphi^{(j)}$, $\psi^{(j)}$, $j = 1,2$ удовлетворяют уравнениям Гельмгольца $\Delta\varphi^{(j)} + \theta_{1j}^2\varphi^{(j)} = 0$, $\Delta\psi^{(j)} + \theta_{j2}^2\psi^{(j)} = 0$, записанным в соответствующих координатах. Здесь $\theta_{11} = \omega a / V_{P1}$, $\theta_{12} = \omega a / V_{S1}$. Для нахождения решения в однородных слоях, а также компонент $\mathbf{u}^{(1,2)}(\mathbf{r})$ воспользуемся интегральным преобразованием Ханкеля [*Янке и др.*, 1964], определенным на классе суммируемых функций L_p, $p \in [1,2]$ с введением следующих обозначений:

$$\bar{f}(u) = H_k[f(R)] = \int_0^\infty f(R)J_k(uR)RdR, \quad f(R) = H_k^{-1}[\bar{f}(u)] = \int_{\Gamma_+} \bar{f}(u)J_k(uR)udu.$$

Контур Γ_+ при интегрировании в плоскости комплексного переменного u определен принципом предельного поглощения. Значение индекса k соответствует 0 либо 1 и отдельно не оговаривается, с учетом того, что $k = 0$ отвечает компонентам волновых полей, связанных с продольными волнами, а $k = 1$ – с поперечными.

Используя свойства преобразования Ханкеля [*Янке и др.*, 1964]:

$$H_0[\Delta f] = \left(-u^2 + \frac{\partial^2}{\partial z^2}\right)H_0[f], \quad H_1[\Delta f\,\mathbf{e}_\theta] = \left(-u^2 + \frac{\partial^2}{\partial z^2}\right)H_1[f]\mathbf{e}_\theta,$$

$$H_1[\nabla f]\cdot\mathbf{e}_R = -uH_0[f], \quad H_0[\nabla f]\cdot\mathbf{e}_z = -\frac{\partial}{\partial z}H_1[f],$$

$$H_1[\nabla\times f\,\mathbf{e}_\theta]\cdot\mathbf{e}_R = -\frac{\partial}{\partial z}H_1[f], \quad H_0[\nabla\times f\,\mathbf{e}_\theta]\cdot\mathbf{e}_z = uH_1[f],$$

а также представляя волновые потенциалы для полупространства в виде:

$$\overline{\varphi}^{(1)} = C_1(u)\exp[\sigma_1, z], \quad \overline{\psi}^2 = C_2(\alpha,\beta)\exp[\sigma_{12}z], \quad \sigma_{1,j} = \sqrt{u^2 - \theta_{1j}^2}, \quad j = 1,2,$$

получим матричные соотношения для напряженно-деформированного состояния среды в пространстве преобразований Ханкеля:

$$u^{(1,1)}(u,z) = \mathrm{col}\{\overline{u}_R, \overline{u}_z\} = U^{(1,1)}(u,z)\cdot C(u), \tag{5.5а}$$

$$\bar{t}^{(1,1)}(u,z) = \mathrm{col}\{\overline{\sigma}_z, \overline{\tau}_{Rz}\} = B(u,z)\cdot C(u), \tag{5.5б}$$

где $U^{(1,1)} = \begin{pmatrix} -ue^{\sigma_{11}z} & -\sigma_{12}e^{\sigma_{12}z} \\ \sigma_{11}e^{\sigma_{11}z} & ue^{\sigma_{12}z} \end{pmatrix}$, $B = \begin{pmatrix} \varsigma_2^2\sigma^{\sigma_{11}z} & 2u\sigma_{12}e^{\sigma_{12}z} \\ -2u\sigma_{11}e^{\sigma_{11}z} & -\varsigma_2^2e^{\sigma_{12}z} \end{pmatrix}$, $\varsigma_2^2 = u^2 + \sigma_{12}^2$.

Для построения решения исходной краевой задачи с условиями (5.2) необходимо найти решение первой краевой задачи для полупространства с заданными условиями на границе:

$$\mathbf{t}^{(1,1)} = \mathbf{X}(R), \quad z = 0, \quad R \in (0,\infty). \tag{5.6}$$

Для этого, воспользовавшись представлением (5.5), получим

$$\mathbf{C}(u) = \mathbf{B}^{-1}(u,0)\cdot\overline{\mathbf{X}}(u),$$

$$\mathbf{B}^{-1}(u,0) = \begin{pmatrix} \zeta_2^2 & 2u\sigma_{21} \\ -2u\sigma_{11} & -\zeta_2^2 \end{pmatrix}\Delta_R^{-1} \equiv \mathbf{B}(u,0)\Delta_R^{-1}, \tag{5.7}$$

$$\Delta_R = \zeta_2^4 - 4u^2\sigma_{11}\sigma_{12}.$$

Таким образом, для перемещений $\mathbf{u}^{(1,1)}(\mathbf{r})$ имеем интегральное представление:

$$\mathbf{u}^{(1,1)}(\mathbf{r}) = \mathbf{Q}^{(1,1)}(\mathbf{X}, \mathbf{r}) = \int\limits_{\Gamma_+} duuJ_k(ur)\mathbf{Q}^{(1)}(u,z)\cdot\overline{\mathbf{X}}(u), \tag{5.8}$$

где $\mathbf{Q}^{(1)}(u,z) = \mathbf{U}^{(1,1)}(u,z)\cdot\mathbf{B}^{-1}(u,0)$.

Аналогичные представления могут быть получены для полей смещений в поверхностных слоях многослойного массива при заданных на их гранях системах распределенных усилий:

$$\mathbf{t}^{(j)} = \mathbf{X}_1(R),\ z = z_{j-1},\ \mathbf{t}^{(j)} = \mathbf{X}_2(R),$$
$$z = z_j,\ j = 2, 3, \ldots, N,\ R \in (0, \infty), \tag{5.9а}$$

$$\mathbf{u}^{(j)}(\mathbf{r}) = \mathbf{Q}^{(j)}(\mathbf{X}_1, \mathbf{X}_2, \mathbf{r}) = \int\limits_{\Gamma_+} duuJ_k(uR)\sum_{i=1}^{2}\mathbf{Q}_i^{(j)}(u,z)\cdot\overline{\mathbf{X}}_i(u). \tag{5.9б}$$

Вид матриц-функций $\mathbf{Q}_i^{(1)}(u,z)$ всегда может быть определен [*Бабешко и др.*, 1989]. В локальной системе координат, связанной с нижней гранью j-го слоя, имеем

$$Q_{11}^{(j)}\varsigma(u,z) =$$

$$= [4u^2\varsigma_{2j}^2 f_{12}(u,z) + 2\varsigma_{2j}^4 f_{21}(u,z) + \varsigma_{2j}^6 g_{12}(u,z) + 8u^2\sigma_{j1}^2 g_{12}(u,z)]\cdot\Delta_j^{-1}(u),$$

$$\sigma_{jk} = \sqrt{u^2 - \theta_{jk}^2},\quad \varsigma_{2j}^2 = u^2 + \sigma_{j2}^2,\quad z \in [0, h_j],$$

$$f_{mn}(u,z) = \operatorname{ch}\sigma_{jn}z - \operatorname{ch}\sigma_{jm}h_j\operatorname{ch}\sigma_{jm}(h_j - z),$$

$$g_{mn}(u,z) = \frac{\operatorname{sh}\sigma_{jn}z\operatorname{sh}\sigma_{jn}(h_j - z)}{\sigma_{jn}\sigma_{jm}},\quad n, m = 1, 2,$$

$$\Delta(u) = -8u^2\varsigma_{2j}^4 f_{12}(0) - [\varsigma_{2j}^8 + 16u^4\sigma_{j1}^2\sigma_{j2}^2]g_{12}(0).$$

Рассмотрим решение вспомогательной задачи о колебаниях упругого пространства со сферической полостью при заданном на его границе векторе напряжений:

$$\mathbf{t}^{(1,2)} = \mathbf{Y}(\varphi),\quad \mathbf{r} = 1. \tag{5.10}$$

Используя приведенный выше алгоритм определения волновых полей через волновые потенциалы, получим

$$\varphi^{(2)}(r,\varphi) = \sum_{n=0}^{\infty}\varphi_n^{(2)}h_n^{(1)}(\theta_{11}r)P_n(\cos\varphi),$$
$$\frac{\partial\psi^{(2)}(r,\varphi)}{\partial\varphi} = -\sum_{n=1}^{\infty}\psi_n^{(2)}h_n^{(1)}(\theta_{12}r)P_n^1(\cos\varphi). \tag{5.11}$$

Здесь $h_n^{(1)}(\theta_{1j}r)$ – сферические функции Ханкеля первого рода, $P_n^m(\cos\varphi)$ – функции Лежандра, $\varphi_n^{(2)}, \psi_n^{(2)}$ – константы, подлежащие определению из граничных условий задачи.

В результате поле смещений $\mathbf{u}^{(1,2)}(\mathbf{r})$ записывается в виде рядов

$$u_r^{(1.2)}(\mathbf{r}) = \sum_{n=0}^{\infty} \left\{ \varphi_n^{(2)} \frac{\partial}{\partial r} h_n^{(1)}(\theta_{11} r) + \psi_n^{(2)} r^{-1} h_n^{(1)}(\theta_{12} r) \right\} P_n(\cos\varphi),$$

$$u_\varphi^{(1.2)}(\mathbf{r}) = -\sum_{n=0}^{\infty} \left\{ \varphi_n^{(2)} r^{-1} h_n^{(1)}(\theta_{11} r) + \psi_n^{(2)} \frac{r^{-1}}{n(n+1)} \frac{\partial}{\partial r} [r h_n^{(1)}(\theta_{12} r)] \right\} P_n^1(\cos\varphi). \tag{5.12}$$

Соответственно, вектор напряжений на поверхности r = const может быть выписан в следующем виде:

$$\sigma_r^{(1.2)}(\mathbf{r}) = \sum_{n=0}^{\infty} \left\{ \varphi_n^{(2)} R_n(r, \theta_{11}, h_n^{(1)}(\theta_{11} r)) + \psi_n^{(2)} F_n(r, \theta_{12}, h_n^{(1)}(\theta_{12} r)) \right\} P_n(\cos\varphi), \tag{5.13}$$

$$\tau_{r\varphi}^{(1.2)}(\mathbf{r}) = -\sum_{n=0}^{\infty} \left\{ \varphi_n^{(2)} F_n(r, \theta_{11}, h_n^{(1)}(\theta_{11} r)) + \psi_n^{(2)} G_n(r, \theta_{12}, h_n^{(1)}(\theta_{12} r)) \right\} P_n^1(\cos\varphi),$$

где

$$R_n(r, \theta, f_n(\theta r)) = \left(\frac{2n(n-1)}{r^2} - \theta^2 \right) f_n(\theta r) + \frac{4\theta}{r} f_{n+1}(\theta r),$$

$$F_n(r, \theta, f_n(\theta r)) = \frac{2n(n-1)}{r^2} f_n(\theta r) - \frac{2\theta}{r} f_{n+1}(\theta r), \tag{5.14}$$

$$G_n(r, \theta, f_n(\theta r)) = \frac{1}{n(n+1)} \left[\left(\frac{2(n^2-1)}{r^2} - \theta^2 \right) f_n(\theta r) + \frac{2\theta}{r} f_{n+1}(\theta r) \right].$$

После удовлетворения граничному условию (5.2) константы $\varphi_n^{(2)}, \psi_n^{(2)}$ определяются через коэффициенты разложения вектора $\mathbf{Y}(\varphi)$ по функциям Лежандра:

$$\varphi_n^{(2)} = \frac{-Y_{1n} G_n(1, \theta_{12}, h_n^{(1)}(\theta_{12})) - Y_{2n} F_n(1, \theta_{12}, h_n^{(1)}(\theta_{12}))}{\Delta_n},$$

$$\psi_n^{(2)} = \frac{Y_{1n} F_n(1, \theta_{11}, h_n^{(1)}(\theta_{11})) + Y_{2n} R_n(1, \theta_{11}, h_n^{(1)}(\theta_{11}))}{\Delta_n}, \tag{5.15}$$

$$\Delta_n = -R_n(1, \theta_{11}, h_n^{(11)}(\theta_{11})) G_n(1, \theta_{12}, h_n^{(1)}(\theta_{12})) + F_n(1, \theta_{11}, h_n^{(1)}(\theta_{11})) F_n(1, \theta_{12}, h_n^{(1)}(\theta_{12})).$$

Константы разложения произвольной функции из $L_2(0, \pi)$ имеют вид:

$$Y_{1n} = \frac{2n+1}{2} \int_0^\pi Y_1(\varphi) P_n(\cos\varphi) d\varphi, \quad Y_{2n} = \frac{2n+1}{2n(n+1)} \int_0^\pi Y_2(\varphi) P_n^1(\cos\varphi) d\varphi. \tag{5.16}$$

Аналитические свойства рядов типа (5.12) и (5.13) хорошо изучены [*Сеге*, 1962; *Титчмарш*, 1960] и в главном определяются абсолютной и равномерной сходимостью по параметрам задачи для (5.12) в рассматриваемой области, включая границу, а для (5.13) – вплоть до границы.

Для вывода системы интегральных уравнений вида

$$\mathbf{X}_1 + \mathbf{M}_1(\mathbf{Y}, \mathbf{r}) = \mathbf{R}_1^{(k)},$$

$$\mathbf{X}_2 + \mathbf{M}_2(\mathbf{Y}, \mathbf{r}) = \mathbf{R}_2^{(k)},$$

$$\mathbf{Y} + \mathbf{N}(\mathbf{X}_1, \mathbf{X}_2, \mathbf{r}) = \mathbf{R}_3^{(k)},$$

где $\mathbf{R}_j^{(k)}$ – истинное распределение напряжений, соответственно, при $x = -x_{k-1}(j = 1)$. $x = -x_k(j = 2)$, $r = 1$ $(j = 3)$,

$$\mathbf{N}(\mathbf{X}_1, \mathbf{X}_2, \mathbf{r}) = \frac{1}{4\pi^2}\int_{\Gamma_1} d\alpha \exp(-i\alpha y)\int_{\Gamma_2} \exp(-i\beta z)\sum_{j=1}^{2} \mathbf{N}_j^{(k)}(x,\alpha,\beta)\cdot\overline{\overline{\mathbf{X}}}_j(\alpha,\beta)d\beta,$$

$$\mathbf{M}_j^{(k)}(\mathbf{Y},\mathbf{r}) = \frac{1}{2\pi}\int_{\Gamma_2} \exp(-i\beta z)\sum_{n=-\infty}^{+\infty} \mathbf{M}_{jn}^{(k)}(\beta, r)\cdot\overline{\mathbf{Y}}_n(\beta)\exp(in\varphi)d\beta$$

или

$$\mathbf{M}_j^{(k)}(\mathbf{Y},\mathbf{r}) = \sum_{n=0}^{+\infty}\sum_{m=-n}^{n} \mathbf{M}_{jnm}^{(k)}(r)\cdot\mathbf{Y}_{nm}P_n^{(m)}(\cos\varphi)\exp(im\theta)$$

воспользуемся формулами переразложения решений уравнения Гельмгольца в цилиндрической и сферической системах координат [*Ерофеенко*, 1973].

$$J_m(uR)\exp[\sigma z] = \sum_{n=m}^{\infty}(-1)^m i^n\frac{(2n+1)(n-m)!}{(n+m)!}P_n^m\left(\frac{i\sigma}{\theta}\right)j_n(\theta r)P_n^m(\cos\varphi), \tag{5.17}$$

$$h_n^{(1)}(\theta r)P_n^m(\cos\varphi) = \frac{i^{-(n+1)}}{\theta}\int_{\Gamma_+} P_n^m\left(\frac{i\sigma}{\theta}\right)\exp[-(z+h)\sigma]J_m(uR)\sigma^{-1}udu, \tag{5.18}$$

$$\sigma = \sqrt{u^2-\theta^2}, \quad u\in\Gamma_+, \quad \theta > 0, \quad R > 0, \quad z < 0.$$

Параметры R, z, r, φ соответствуют координатам в цилиндрической и сферической системах и связаны соотношениями (5.1), j_n – сферические функции Бесселя первого рода. Значения функций Лежандра $P_n^m(\cos\varphi)$ взяты с отрезка действительной оси, а $P_n^m(i\sigma/\theta)$ – из комплексной плоскости параметра u.

Разлагая третье уравнение системы в ряды по функциям Лежандра и используя ортогональность этой системы функций, получим следующую несвязанную систему линейных алгебраических уравнений относительно коэффициентов Y_{jn} введенных вспомогательных функций напряжений:

$$Y_{1n} + \varphi_n^{(1)}R_n(1,\theta_{11}, j_n(\theta_{11})) + \psi_n^{(1)}F_n(1,\theta_{12}, j_n(\theta_{12})) = \tau_{1n}, \quad n = 0,1,2,\ldots \tag{5.19}$$

$$Y_{2n} - \varphi_n^{(1)}F_n(1,\theta_{11}, j_n(\theta_{11})) - \psi_n^{(1)}G_n(1,\theta_{12}, j_n(\theta_{12})) = \tau_{2n}, \quad n = 1,2,\ldots$$

Выражения $\varphi_n^{(1)}, \psi_n^{(1)}$ являются функционалами относительно трансформант Ханкеля введенных функций напряжений

$$\overline{X}_j(u): \varphi_n^{(1)} = \int_{\Gamma_+}\Phi_n(u)udu, \quad \psi_n^{(1)} = \int_{\Gamma_+}\Psi_n(u)udu, \quad \Phi_n(u) = \Phi(u)i^n(2n+1)P_n\left(\frac{i\sigma_{11}}{\theta_{11}}\right),$$

$$\Psi_n(u) = -\Psi(u)i^n\frac{(2n+1)(n-1)!}{(n+1)!}P_n^1\left(\frac{i\sigma_{12}}{\theta_{12}}\right), \quad \cos\{\Phi(u),\Psi(u)\} = \mathbf{B}^{-1}(u,0)\cdot\overline{\mathbf{X}}(u). \tag{5.20}$$

Система уравнений (5.19) должна быть дополнена уравнениями, определяющими условия стыковки разнородных сред и выполнение граничного условия на дневной поверхности среды. Первая группа этих уравнений, отвечающих равенству векторов напряжений при переходе через границу $z = 0$, с использованием формул пе-

реразложения приобретает вид

$$\overline{\mathbf{X}}(u) = \overline{\mathbf{R}}(u) - \overline{\mathbf{B}}(u,0)\cdot \mathrm{col}\{\overline{\varphi}^{(2)}, \overline{\psi}^{(2)}\},$$

$$\overline{\varphi}^{(2)}(u) = \sum_{m=0}^{\infty} \frac{i^{-(m+1)}}{\theta_{11}} \varphi_m^{(2)} P_m\left(\frac{i\sigma_{11}}{\theta_{11}}\right) \exp[-h\sigma_{11}]\sigma_{11}^{-j}, \tag{5.21}$$

$$\overline{\psi}^{(2)}(u) = \sum_{m=1}^{\infty} \frac{i^{-(m+1)}}{\theta_{12}} \psi_m^{(2)} P_m^1\left(\frac{i\sigma_{12}}{\theta_{12}}\right) \exp[-h\sigma_{12}]\sigma_{12}^{-1}.$$

Здесь константы $\varphi_n^{(2)}$, $\psi_n^{(2)}$ определены соотношениями (5.15).

Оставшиеся уравнения путем использования матричного метода могут быть приведены к уравнению вида

$$\mathbf{Q}^{(1)}(u,0)\cdot\overline{\mathbf{X}}(u) + \overline{\mathbf{U}}^{(1,1)}(u,0)\cdot \mathrm{col}\{\overline{\varphi}^{(2)}, \overline{\psi}^{(2)}\} = \mathbf{P}(u)\cdot\overline{\mathbf{R}}(u) + \mathbf{S}(u)\cdot\overline{\mathbf{T}}(u), \tag{5.22}$$

где $\mathbf{P}(u)$, $\mathbf{S}(u)$ – матрицы, полученные перенесением граничного условия при $z = z_N$ на поверхность $z = 0$; $\overline{\mathbf{R}}(u)$ – трансформанта Ханкеля вектора усилий на поверхности $z = 0$; $\overline{\mathbf{T}}(u)$ – трансформанта Ханкеля заданного вектора усилий на поверхности $z = z_N$. Обращая уравнения (5.21) и (5.22) относительно функций $\overline{\mathbf{X}}(u)$, получим явное представление: $\overline{\mathbf{X}}(u) = \sum_{n=0}^{\infty} \mathbf{V}_n(u)\cdot\mathbf{Y}_n + \mathbf{M}(u)\cdot\overline{\mathbf{T}}(u)$.

Определитель системы при данном обращении на контуре интегрирования Γ_+ не равен нулю.

Из соотношений (5.19) и (5.20) можно получить следующее представление:

$$\mathbf{t}^{(1.1)}\big|_{r=1} = \sum_{n=0}^{\infty} \mathbf{A}_n P_n^m(\cos\varphi), \quad \mathbf{A}_n = \int_{\Gamma_+} \sum_{l,m=1}^{2} \mathbf{L}^{lmn}(u)\cdot\overline{\mathbf{X}}(u)\exp[-\sigma_{1l}h]du. \tag{5.23}$$

На практике значения функций $\mathbf{L}^{lmn}(u)$, $\mathbf{V}_n(u)$ определяются численно.

После исключения из (5.19) зависимости от $\overline{\mathbf{X}}(u)$, для определения $\mathbf{Y}_n$ получим бесконечную систему линейных алгебраических уравнений

$$\mathbf{Y}_n + \sum_{k=0}^{\infty} \mathbf{K}_{nk}\cdot\mathbf{Y}_k = \boldsymbol{\tau}_n + \boldsymbol{\sigma}_n, \quad n = 0,1,\ldots$$

$$\mathbf{K}_{nk} = \int_{\Gamma_+} \sum_{l,m=0}^{2} \mathbf{L}^{\ln m}(u)\cdot\mathbf{V}_k(u)\exp[-\sigma_{1l}h]du, \tag{5.24}$$

$$\boldsymbol{\sigma}_n = \int_{\Gamma_+} \sum_{l.m=0}^{2} \mathbf{L}^{\ln m}(u)\cdot\mathbf{M}(u)\cdot\overline{\mathbf{T}}(u)\exp[-\sigma_{1l}h]du.$$

Исследуем свойства системы (5.24). В результате изучения поведения функций, входящих в выражения для $\mathbf{B}(u, 0)$, $\mathbf{U}^{(1,1)}(u, 0)$, $\mathbf{V}_n(u)$, $\mathbf{M}(u)$ на контуре интегрирования Γ_+ и использования представления для $P_m(i\sigma_{1j}/\theta_{1j})$ через гипергеометрическую

функцию:

$$P_n^m(z)=\frac{2^n\Gamma(n+1/2)z^{n+m}}{(z^2-1)^{m/2}\Gamma(1+n-m)}F\left(-\frac{n+m}{2},\ \frac{1-n-m}{2},\frac{1-2n}{2},z^{-2}\right),\ |z|>1$$

для элементов матриц $\mathbf{V}_n(u)$ получаем равномерные по параметрам задачи h, θ_{ij}, h_j, γ_j оценки типа:

$$|V_n^{11}(u)|<\frac{\exp[-h|u|]|u|^{n+1}}{n!}\left\{C_3n^{-2}\left|F\left(-\frac{n}{2},\frac{(1-n)}{2};\frac{(1-2n)}{2};\frac{\theta_{11}^2}{(\theta_{11}^2-u^2)}\right)\right|+\right.$$

$$\left.+\ C_4\left|F\left(-\frac{(n+1)}{2},\ -\frac{n}{2};\ \frac{(1-2n)}{2};\ \frac{\theta_{11}^2}{(\theta_{11}^2-u^2)}\right)\right|\right\}.$$

Аналогично, для элементов $\mathbf{L}^{lmn}(u)$ можно получить при всех p, s, l оценки на Γ_+:

$$|L_{ps}^{lmn}(u)|\ <\ |u|^{n+1}\sum_{m=1}^{2}\left\{\frac{C_m}{(n+m)!}\left|F\left(-\frac{n+m}{2},\frac{1-n-m}{2};\ \frac{1-2n}{2};\frac{\theta_{l,m+1}^2}{\theta_{l,m+1}^2-u^2}\right)\right|\right\},$$

при $C_j=\text{const}$ ($j=1, 2, 3, 4,$)

Оценивая далее интеграл в выражении $\mathbf{K}_{nk}$ при $n,\ k\to\infty$, имеем

$$\|\mathbf{K}_{nk}\|\ =\left(\sum_{p,s=1}^{2}|K_{p,snk}|\right)^{0.5}<\frac{C(n+k+2)!}{h(k+1)!n!(2h)^{n+k+2}}.\qquad(5.25)$$

Отсюда $\sum_{n.k=0}^{\infty}\|\mathbf{K}_{nk}\|$ мажорируется рядом (C – некоторая константа):

$$\frac{C}{h}\sum_{n.k}^{\infty}\frac{(n+k)!}{k!n!(2h)^{k+n}}=\frac{C}{h-1}.\qquad(5.26)$$

Из оценки (5.26), а также выполнения требования $\tau(\varphi)\in L_2(0,\pi)$, следует квазирегулярность системы (5.24) в пространстве числовых последовательностей l_2 для полости, целиком погруженной в полупространство ($h>1$). При условии однозначной разрешимости исходной краевой задачи это определяет единственность решения системы (5.24) и возможность применения к ее исследованию метода редукции.

Практический расчет интегралов в (5.24) показывает, что данный метод исследования краевой задачи эффективен для длин продольных волн в среде, больших или соизмеримых с расстоянием $H=h+\sum_{j=2}^{N}h_j$ (случай мелкого и среднего заложения полости). При глубоком заложении полости решение системы можно получить с использованием асимптотических методов расчета интегралов.

Аналитическое представление решения краевой задачи позволяет сделать ряд практически важных выводов о генерации волн в полуограниченных средах с заглубленными источниками. Так, характеристики поверхностных и пограничных волн, распространяющихся вдоль плоских границ $z=z_k$, определяются распределением нулей и полюсов элементов матрицы-функции $\mathbf{V}_n(u)$. Их знаменатель совпадает со знаменателем подынтегральной функции представления волнового поля в виде интеграла Фурье–Бесселя для слоистой среды без неоднородности. Следовательно, заглубленные источники возбуждают поверхностные и пограничные волны с теми же фазовыми скоростями, что и источники на поверхности слоистого полупространства. Сущест-

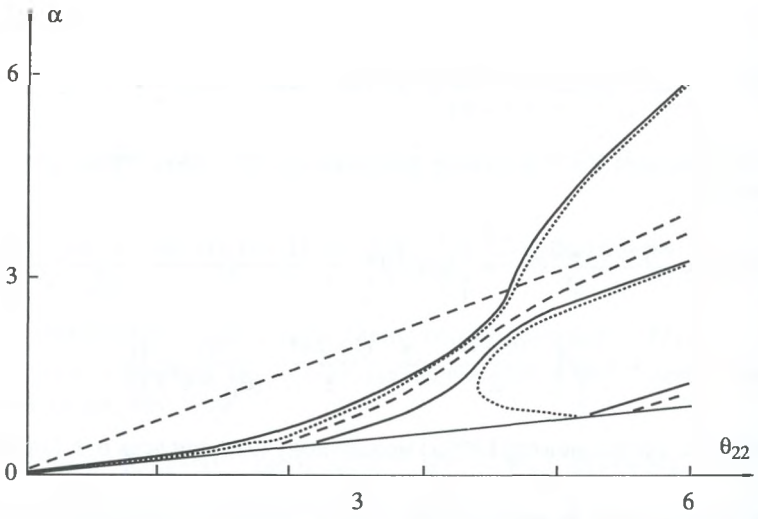


Рис. 5.23. Зависимость нулей и полюсов функции $V_{1\,10}$ при $\gamma = V_{S2}/V_{S1} = V_{P2}/V_{P1} = 0{,}2$

Распределение нулей и полюсов функции $V_{1\,10}$ не зависит от глубины залегания полости в полупространстве, а характеризуется соотношением упругих свойств среды и толщины слоя. Сплошная линия – распределение полюсов, штриховая линия – нули $M_{11}(u)$ при возбуждении среды с поверхности слоя, пунктирная линия – нули $V_{1\,10}$ при возбуждении среды осциллирующей полостью

венная разница достигается лишь за счет изменения свойств числителей элементов матрицы-функции $\mathbf{V}_n(u)$. Например, для двухслойной среды со сферической полостью при соотношении скоростей $V_{S1} > V_{S2}$, $V_{P1} > V_{P2}$, уменьшение V_{S2}, V_{P2}, при фиксированных V_{S1}, V_{P1} и постоянной интенсивности источника приводит к различным результатам. Для поверхностного источника амплитуды генерируемых поверхностных волн растут, для заглубленного – уменьшаются. Последнее свойство для заглубленной осциллирующей сферы находит свое объяснение в сближении нулей и полюсов выражения $\mathbf{V}_n(u)$ при уменьшении скоростей V_{S2}, V_{P2}(рис. 5.23).

Сферическая полость в произвольном слое. Пусть теперь сферическая полость расположена в произвольной компоненте слоистой структуры D_k, $k = 2,\ldots$ или N. Для слоя k величина $r = \sqrt{(z - z_{k-1} - h)^2 + R^2}$ имеет ограничение: $r > a$, где a – радиус сферического выреза, h – расстояние от нижней кромки k-го слоя до центра полости. На поверхности среды в ограниченной области Ω задано распределение осциллирующих усилий:

$$z = z_N, \quad \mathbf{t}^{(N)} = \{\sigma_z, \tau_{Rz}\} = \begin{cases} \mathbf{T}(R); & R \in \Omega \\ 0; & R \in \Omega, \end{cases} \tag{5.27}$$

а на поверхности полости, при задании произвольно распределенной системы усилий, закон их распределения можно представить в сферической системе координат (r, φ, θ) в виде разложения по полиномам Лежандра. Это позволяет, не ограничивая общности, привести решение задачи для произвольного члена разложения, например:

$$\sigma_r^{(k)} = p_0 P_l(\cos(\varphi)), \quad r = 1, \quad \varphi \in (0, \pi), \quad l = 0, 1, \ldots \tag{5.28}$$

При переходе через границы $z = z_j (j = 2,\ldots, N-1)$ вектора смещений и напряжений считаются непрерывными. Вектор смещений в области D_k, как и ранее, представим в виде суперпозиции цилиндрических и сферических волн:

$$\mathbf{u}^{(k)} = \mathbf{u}^{(k,1)} + \mathbf{u}^{(k,2)}. \tag{5.29}$$

Здесь $\mathbf{u}^{(k,1)}$ соответствует решению задачи для слоя без полости при заданных усилиях на его гранях [*Ляпин и др.*, 1999]:

$$\mathbf{t}^{(k)}\Big|_{z=z_{k-1}} = \mathbf{X}_1, \quad \mathbf{t}^{(k)}\Big|_{z=z_k} = \mathbf{X}_2, \tag{5.30}$$

$\mathbf{u}^{(k,2)}$ определяется решением задачи для безграничного пространства с полостью с заданным вектором усилий на поверхности $r = 1$:

$$\sigma_r = Y_1(\varphi), \quad \tau_{r\varphi} = Y_2(\varphi), \quad \varphi \in (0, \pi). \tag{5.31}$$

Функции $\mathbf{X}_i$, $\mathbf{Y}(i = 1, 2)$ должны быть определены из граничных условий исходной краевой задачи. Поле смещений в D_k представим в виде (5.3), в соответствии с которым и определим волновые потенциалы:

$$\varphi^{(k)} = \varphi^{(k,1)} + \varphi^{(k,2)}, \quad \psi^{(k)} = \psi^{(k,1)} + \psi^{(k,2)}.$$

Применяя интегральное преобразования Ханкеля можно представить компоненты перемещений для однородного слоя без полости следующим образом:

$$f^{(k,1)} = H_j^{-1}[\bar{f}_1^{(k,1)} \operatorname{sh}(\sigma_{k,j+1}(z - z_{k-1})) + \bar{f}_2^{(k,1)} \operatorname{ch}(\sigma_{k,j+1}(z - z_{k-1}))] =$$

$$= H_j^{-1}[\bar{f}_+^{(k,1)} \exp(\sigma_{k,j+1}(z - z_{k-1})) + \bar{f}_-^{(k,1)} \exp(-\sigma_{k,j+1}(z - z_{k-1}))],$$

где f – соответственно φ или ψ; $\sigma_{kj} = \sqrt{u^2 - \theta_{kj}^2}$, $j = 1, 2$; $\bar{f}_j^{(k,1)}, \bar{f}_-^{(k,1)}, \bar{f}_+^{(k,1)}$ – постоянные величины, определяемые через граничные условия на гранях слоя.

В первом случае ($k = 1$) векторное поле $\mathbf{u}^{(k,1)}(\mathbf{r})$ представляет собой решение соответствующей краевой задачи в однородном полупространстве с граничными условиями в напряжениях ($x = 0$):

$$\mathbf{t}^{(1)}\Big|_{s_1} = \mathbf{X}_1(y, z).$$

Если неоднородность расположена в слое ($k > 1$), то для определения $\mathbf{u}^{(k,1)}(\mathbf{r})$ к системе уравнений движения среды следует добавить краевые условия на гранях S_{k-1}: $x = -x_{k-1}$ и S_k: $x = -x_k$ слоя D_k :

$$\mathbf{t}^{(k)}\Big|_{s_{k-1}} = \mathbf{X}_1(y, z), \quad \mathbf{t}^{(k)}\Big|_{s_k} = \mathbf{X}_2(y, z).$$

Вектор-функция $\mathbf{u}^{(k,2)}(\mathbf{r})$ описывает поле смещений для бесконечного пространства с вырезом по форме неоднородности (γ – граница неоднородности) при заданном векторе напряжений. Для цилиндрической (сферической) полости $r = a$: $\mathbf{t}^{(k)}\Big|_\gamma = \mathbf{Y}(\varphi)$, $\varphi \in [-\pi, \pi)$, $(\mathbf{t}^{(k)}|_\gamma = \mathbf{Y}(\varphi, \theta)$, $\varphi \in [0, \pi]$, $\theta \in [-\pi, \pi))$.

Функции $\overline{\varphi}_\pm^{(k,1)}$, $\overline{\varphi}_m^{(k,1)}$ и $\overline{\psi}_\pm^{(k,1)}$, $\overline{\psi}_m^{(k,1)}$ можно выразить через трансформанты заданных усилий $\overline{X}_{ij}(u)$:

$$\overline{\varphi}_\pm^{(k,1)} = \sum_{i=k=1}^{k} \sum_{j=1}^{2} \Phi_\pm^{ij} \overline{X}_{ij}(u), \quad \overline{\varphi}_m^{(k,1)} = \sum_{i=k=1}^{k} \sum_{j=1}^{2} \Phi_m^{ij} \overline{X}_{ij}(u),$$

$$\overline{\psi}_\pm^{(k,1)} = \sum_{i=k-1}^{k} \sum_{j=1}^{2} \Psi_\pm^{ij} \overline{X}_{ij}(u), \quad \overline{\psi}_m^{(k,1)} = \sum_{i=k-1}^{k} \sum_{j=1}^{2} \Psi_m^{ij} \overline{X}_{ij}(u).$$

Функции $\Phi_{\pm}^{ij}$, Φ_{m}^{ij}, $\Psi_{\pm}^{ij}$, Ψ_{m}^{ij} имеют достаточно громоздкий вид и здесь полностью не приводятся. В качестве примера, иллюстрирующего их структуру и свойства, приведем выражение для $\Phi_{\pm}^{11}$:

$$\Phi_{\pm}^{11} = \frac{-\varsigma_2^2[4u^2\sigma_{k1}\sigma_{k2}(1-\operatorname{ch}\sigma_{k2}h_k\exp(\pm\sigma_{k1}h_k))\pm\varsigma_2^4\operatorname{sh}\sigma_{k2}h_k\exp(\pm\sigma_{k1}h_k)]}{2\sigma_{k1}\sigma_{k2}\Delta}.$$

Используя формулы переразложения решений уравнения Гельмгольца в цилиндрической и сферической системах координат

$$\exp(\pm\sigma(z-z_{k-1}))J_m(uR) =$$

$$= \exp(\pm\sigma h)\sum_{n=m}^{\infty}(\mp i)^{n-m}\frac{(2n+1)(n-m)!}{(n+m)!}P_n^m\left(\frac{i\sigma}{\theta}\right)j_n(\theta r)P_n^m(\cos\varphi),$$

$$z\in[z_{k-1},z_k],\quad R>0,\quad \sigma=\sqrt{u^2-\theta^2},$$

получим

$$\varphi^{(k.1)} = \sum_{n=0}^{\infty}\varphi_n^{(1)}j_n(\theta_{k1}r)P_n(\cos\varphi),\quad \psi^{(k.1)} = -\sum_{n=0}^{\infty}\psi_n^{(1)}j_n(\theta_{k2}r)P_n^1(\cos\varphi),$$

где $\varphi_n^{(1)} = i^n(2n+1)\int\limits_{\Gamma_+} uP_n(i\sigma_{k1}/\theta_{k1})[(-1)^n\overline{\varphi}_+^{(1)}(u)e^{\sigma_{k1}h}+\overline{\varphi}_-^{(1)}(u)e^{-\sigma_{k1}u}]du,$

$$\psi_n^{(1)} = -\frac{i^{n-1}(2n+1)}{n(n+1)}\int\limits_{\Gamma_+} uP_n^1(i\sigma_{k2}/\theta_{k2})[(-1)^{n-1}\overline{\psi}_+^{(1)}(u)e^{\sigma_{k2}h}+\overline{\psi}_-^{(1)}(u)e^{-\sigma_{k2}u}]du.$$

При этом $\overline{\varphi}_{\pm}^{(1)}$ и $\overline{\psi}_{\pm}^{(1)}$ имеют следующее асимптотическое поведение при $u\to\infty$:

$$\overline{\varphi}_+^{(1)}\sim\exp[-\sigma_{k1}(h_k+h)],\quad \overline{\varphi}_-^{(1)}\sim\exp[-\sigma_{k1}(h_k-h)],$$

$$\overline{\psi}_+^{(1)}\sim\exp[-\sigma_{k2}(h_k+h)],\quad \overline{\psi}_-^{(1)}\sim\exp[-\sigma_{k2}(h_k-h)],$$

что обеспечивает абсолютную сходимость контурных интегралов при определении оригиналов $\varphi^{(1)}$, $\psi^{(1)}$.

Соответственно, в сферической системе координат волновые потенциалы могут быть записаны в виде

$$\varphi^{(k.2)}(r,\varphi) = \sum_{n=0}^{\infty}\varphi_n^{(2)}h_n^{(1)}(\theta_{k1}r)P_n(\cos\varphi),$$

$$\psi^{(k.2)}(r,\varphi) = -\sum_{n=0}^{\infty}\psi_n^{(2)}h_n^{(1)}(\theta_{k2}r)P_n^1(\cos\varphi). \qquad (5.32)$$

Коэффициенты $\varphi_n^{(2)}$ и $\psi_n^{(2)}$ однозначно определяются через коэффициенты Y_{jn} разложения напряжений на полости $Y_j (j = 1, 2)$ по функциям Лежандра в соответствии с формулами (5.15), (5.16).

Для отыскания неизвестных функций $\mathbf{X}_i$, $\mathbf{Y}_i (i = 1, 2)$ воспользуемся граничными условиями (5.30), (5.31) и условиями стыковки разнородных сред. Считаем, что истинные напряжения на гранях слоя с неоднородностью равны:

$$\operatorname{col}\{\sigma_z,\tau_{Rz}\} = \mathbf{R}_i,\quad z = z_{k-2+i},\quad i = 1,2. \qquad (5.33)$$

Использование граничных условий с учетом соотношений (5.3) и условий жесткой стыковки сред приводит к системе функциональных уравнений вида

$$\overline{\mathbf{R}}_i(u) = \overline{\mathbf{X}}_i(u) + \sum_{n=0}^{\infty} [\mathbf{A}_{in}(u)\varphi_n^{(2)}(Y_{jn}) + \mathbf{B}_{in}(u)\varphi_n^{(2)}(Y_{jn})],$$

$$\{\sigma_r, 0\} = \mathbf{Y}(\varphi) + \sum_{n=0}^{\infty} \int_{\Gamma_+} [\varphi_n^{(1)}(\overline{\mathbf{X}}_i(u))\mathbf{F}_n(u) + \psi_n^{(1)}(\overline{\mathbf{X}}_i(u))\mathbf{G}_n(u)]du. \tag{5.34}$$

Выражения для $\mathbf{A}_{in}(u)$, $\mathbf{B}_{in}(u)$, $\mathbf{F}_n(u)$, $\mathbf{G}_n(u)$ в практических задачах, связанных с анализом магматических структур, могут быть представлены в квадратурах.

К системе (5.34) должны быть добавлены условия стыковки сред в преобразованиях Ханкеля, позволяющие представить неизвестные $\overline{\mathbf{R}}_i(u)$ через трансформанты заданных усилий на дневной поверхности среды $\overline{\mathbf{T}}(u)$. Такая процедура осуществлена на основе матричного метода последовательного исключения. При этом устойчивость численных расчетов достигается: а) за счет вынесения экспоненциально растущих множителей $\exp(\sigma_{kj}h_k)$ за рамки вычислительного процесса, например, при программировании выражений $\Phi_{\pm}^{ij}$, Φ_m^{ij}, $\Psi_{\pm}^{ij}$, Ψ_m^{ij}; б) за счет раскрытия неопределенностей при $u \to \infty$ в подынтегральных выражениях в процессе контурного интегрирования по Γ_+; в) проведением матричных операций на основе арифметики с вынесенными экспонентами.

Все это позволяет рассматривать слоистые структуры с достаточно большим числом слоев. Результаты численного эксперимента показали устойчивость алгоритма без накопления вычислительной погрешности при достаточно большом числе слоев [*Ляпин и др.*, 1999].

В общем случае оператор матричных (алгебраических) преобразований в соответствии с работой [*Собисевич и др.*, 2000] может быть представлен в виде

$$\overline{\mathbf{R}}_i(u) = \mathbf{W}_i[\overline{\mathbf{T}}(u)]. \tag{5.35}$$

Последовательно исключая из системы (5.34), с учетом соотношения (5.35), функции $\overline{\mathbf{R}}_i$, $\overline{\mathbf{X}}_i$ и разлагая полученное выражение по функциям Лежандра, получим бесконечную систему линейных алгебраических уравнений относительно коэффициентов $\mathbf{Y}_n$:

$$\mathbf{Y}_n + \sum_{m=0}^{\infty} \int_{\Gamma_+} \mathbf{K}_{nm}(u) \cdot \mathbf{Y}_m du = \{p_0\delta_{ni}, 0\}. \tag{5.36}$$

Таким образом, исходная краевая задача сведена к системе линейных алгебраических уравнений вида (5.36), после решения которой наведенные волновые поля в слоистой геологической среде определяются однозначно.

Необходимо только помнить, что при использовании аналитических методов построения решения для анализируемых вулканических структур представляется возможным разделить поле излучаемых волн по собственным частотам магматического очага или магматической камеры. При этом наиболее существенна обычно первая низкочастотная гармоника для продольных волн.

Интенсивность волновых процессов в поле продольных и поперечных волн всецело будет зависеть от резонансных особенностей магматической камеры и наличия летучих в магме, включая и выводной канал, структура которого изменяется по мере приближения к вершине вулкана. При этом наведенное сейсмическое поле, возникающее у дневной поверхности, определяется уже (в основном) степенью

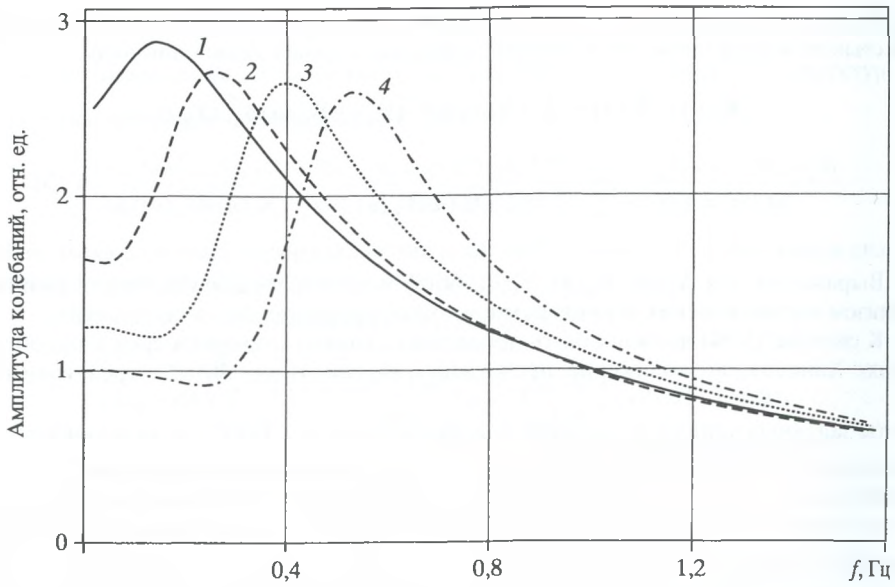


Рис. 5.24 Амплитудно-частотные характеристики точки вблизи магматического очага для различных сферических гармоник (*1–4*)

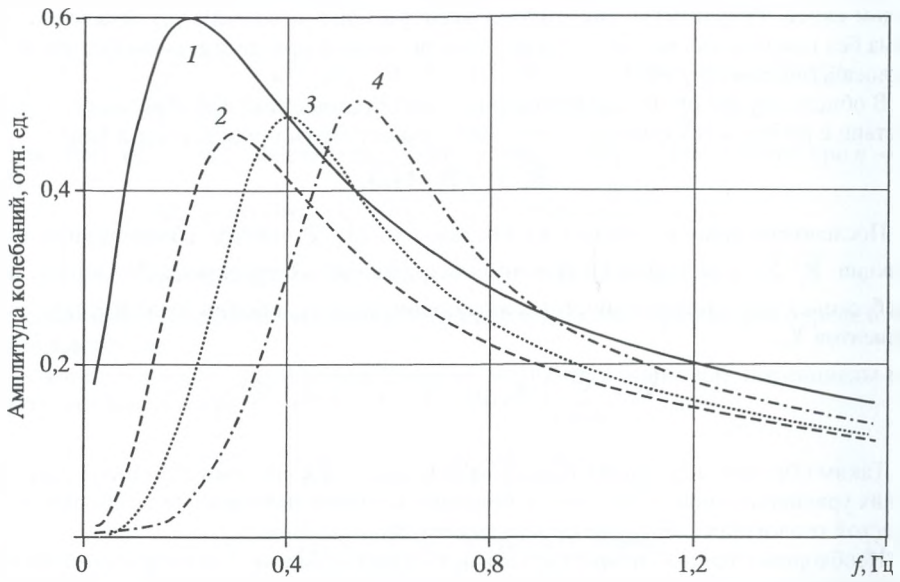


Рис. 5.25. Амплитудно-частотные характеристики сигнала в точке на дневной поверхности для различных сферических гармоник (*1–4*)

трансформации продольных волн на границах раздела слоистой геологической среды в окрестности вулканического центра.

В результате проведенного численного эксперимента получено, что для магматического очага вулкана Эльбрус первая собственная частота (частота главного резонанса) может быть определена в диапазоне 0,001–0,05 Гц, а для магматической ка-

меры – в диапазоне частот 0,02–0,2 Гц. Разнос частот определяется недостаточно точной исходной информацией о характерных размерах и внутренней структуре магматической камеры в первую очередь. Предлагаемые далее аналитические методы позволяют в некоторой степени ликвидировать этот пробел при наличии данных инфразвукового зондирования очага.

Поскольку при мониторинге вулкана Эльбрус естественно использовать мощные взрывы (например, на руднике Тырныаузского вольфрамо-молибденового месторождения) или землетрясения, то для корректного анализа экспериментального материала и получения достоверных выводов следует проанализировать амплитудно-частотную характеристику (АЧХ) наведенных инфразвуковых геоакустических полей, возникающих при воздействии импульсного сигнала типа дельта-импульса $\delta(t)$, в соответствующей многослойной структуре (см. рис. 5.22). Полученные для такого случая амплитудно-частотные характеристики отклика в дальней и ближней к источнику колебаний зоне, представлены на рис. 5.24 и рис. 5.25 соответственно.

Приведенные данные численного моделирования позволяют выполнить оценки резонансных особенностей АЧХ. Численные эксперименты показывают, что нижний диапазон резонансных частот слоистой среды существенно выше, чем резонансы, обусловленные наличием магматического очага. Последний результат указывает на то, что в процессе проведения натурных экспериментов возможно разделение резонансов различного происхождения (магматической камеры, многослойного полупространства и собственных колебаний Земли).

В качестве другого характерного результата на рис. 5.26 приведена АЧХ точки поверхности многослойного полупространства с полостью (магматическим очагом или магматической камерой) для случая, когда исследуется поле отраженных продольных волн. Источник возмущений здесь расположен на поверхности, т.е. в модельном эксперименте использован импульс типа $\delta(t)$. Полное решение задачи приведено в работе [*Ляпин и др.*, 1999].

В случае полости произвольной формы решение модельной задачи может быть выполнено, если использовать метод граничных интегральных уравнений. Однако эта технология связана с большим объемом расчетов и требует создания специализированного программного обеспечения. В связи с этим первые пробные расчеты тестировались по результатам аналитических решений для случая полости, близкой по форме к сферической [*Ляпин и др.*, 1999].

По данным численного эксперимента можно сделать следующие выводы. Аналогично, как и для полости сферической формы, здесь удается выделить резонансные структуры в спектрах инфразвуковых полей, формируемых продольными волнами, наведенными в магматическом очаге внешними воздействиями. Первый резонанс определен наибольшим геометрическим поперечным размером полости (для формы, близкой к эллипсоидальной – длиной большей полуоси). При сложной форме полости, когда имеет место наличие одного или нескольких неоднородных образований, способных резонировать в поле прямых волн, может генерироваться несколько низкочастотных гармоник продольных сейсмических волн. Тем не менее самой интенсивной здесь будет первая продольная волна, частота которой определяется основными параметрами магматических структур вулкана.

Задачи активного инфразвукового мониторинга магматического очага приводят к сложным модельным построениям. В первом приближении имеем следующую постановку задачи. В многослойном полупространстве с полостью заданной формы, заполненной вязкой жидкостью, действует поверхностный или заглубленный источник сейсмических колебаний. Для простоты определения частот резонирования предполагаем, что это источник гармонических колебаний с постоянной интенсивностью для всего диапазона генерируемых частот. При этом возможности использования сугубо аналитических методов существенно ограничены. При решении модельных задач необходимо использовать комплекс аналитических и прямых числен-

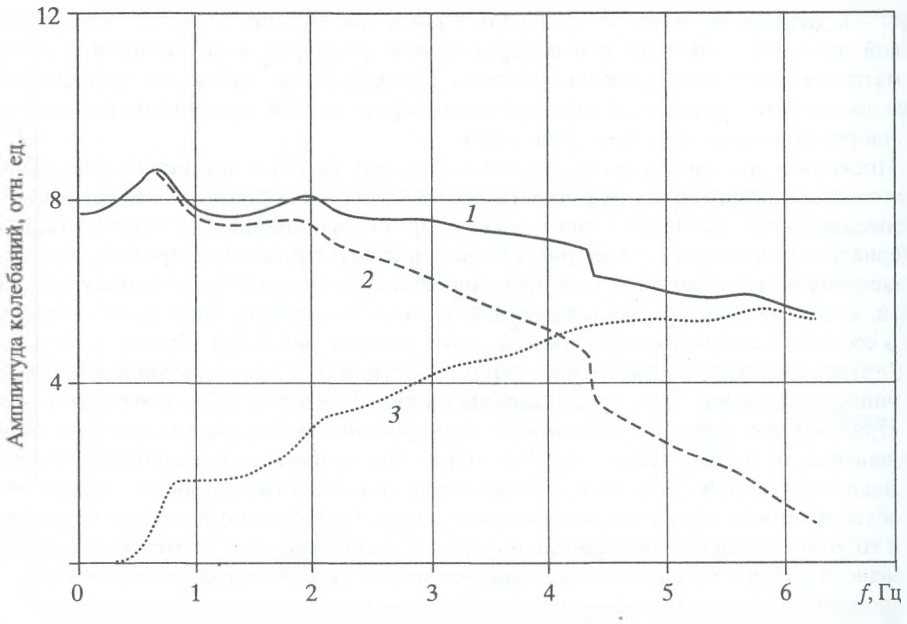


Рис. 5.26. Амплитудно-частотная характеристика сигнала в точке на поверхности вблизи источника:

1 – |*W*|, *2* – Re*W*, *3* – Im*W*

ных методов. В ряде работ использовались методы граничных интегральных уравнений и метод конечного элемента. Не останавливаясь на математических и технических деталях построения решения модельных задач и отсылая читателя к оригинальной литературе [*Ляпин и др.*, 1999; *Селезнев и др.*, 1996; *Собисевич и др.*, 2000], приведем лишь некоторые результаты, полученные при осуществлении численных экспериментов для отдельных частных случаев. Расчеты проведены применительно к вулкану Эльбрус в соответствии с данными табл. 5.9 (рис. 5.27, 5.28).

При наличии внешнего источника возмущений разделяем прямое поле волн, излучаемых источником в среде соответствующего строения без полости, и поле отраженных от полости волн. Прямое поле получаем при исследовании интегрального представления решения хорошо изученной модельной задачи об источнике в многослойном полупространстве.

Больший интерес представляет поле волн, отраженных от полости. Оно определяется также двумя типами волн. Первый тип – простое отражение от границы раздела многослойного полупространства и полости с вязкой жидкостью. Второй тип определяется резонированием внутреннего объема полости и излучением отдельных гармоник.

Установлено, что при реальных значениях параметров пород, окружающих магматический очаг, и самой магмы поле отраженных волн (включающее в основном продольные и обменные поперечные волны) существенно менее интенсивно, чем поле волн, излучаемых на резонансных режимах, характерных для магматического очага (особенности излучения описаны в работе [*Собисевич и др.*, 2000] на основе решения более простой модельной задачи). Здесь отчетливо просматривается первая гармоника, соответствующая основной резонансной частоте; она и определяет генерацию продольных волн. Излучение поперечных волн в рассматриваемом случае значительно слабее и зависит от вязкости расплава, заполняющего очаг, и переходных структур в окружающем пространстве.

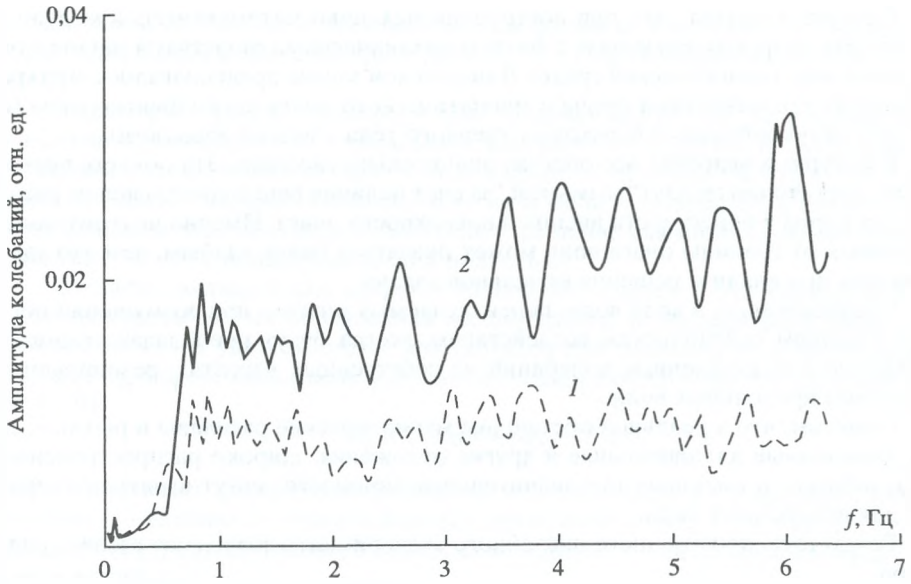


Рис. 5.27. Амплитудно-частотная характеристика сигнала в точке (на дневной поверхности) на удалении от источника, R = 20 км

1 – горизонтальные , *2* – вертикальные перемещения

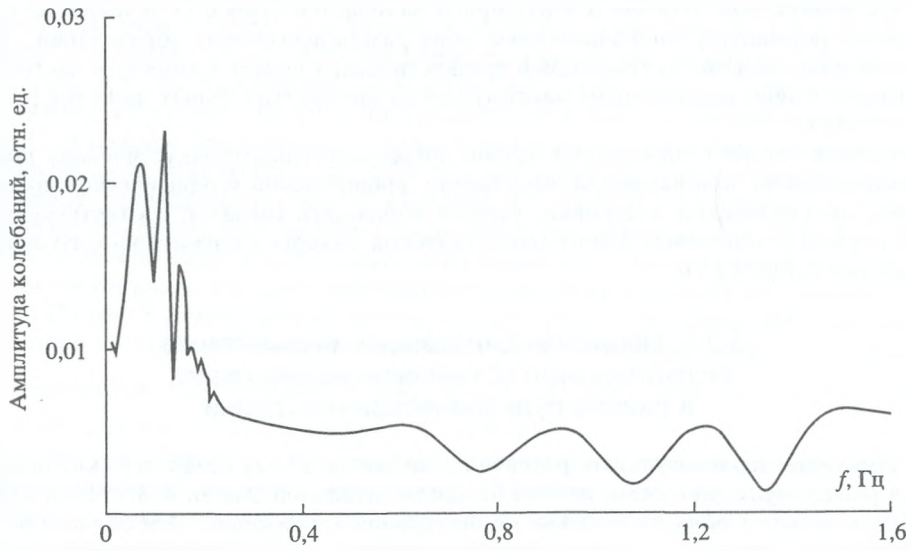


Рис. 5.28. Амплитудно-частотная характеристика наведенного в окрестности магматического очага инфразвукового сигнала

Точка наблюдения – на поверхности многослойного полупространства. Поверхностное воздействие δ-импульсом

Следует отметить, что при построении механико-математической модели возникает ряд вопросов, связанных с физико-механическими свойствами магмы и окружающей очаг геологической среды. В модельной задаче предполагалось, что граница раздела геологической среды и магматического очага четко фиксирована (происходит скачкообразный переход от твердого тела к вязкой жидкости).

В натурных условиях все обстоит значительно сложнее. Эта область представляется достаточно сильно "размытой" за счет наличия переходного слоя из расплавленных пород в окрестности внешней поверхности очага. Именно поэтому поле отраженных от границы очага волн может оказаться более слабым, чем это удается получить при анализе решения модельной задачи.

Следовательно, в поле волн, переизлучаемых очагом, при возмущении последнего внешним сейсмическим воздействием, всегда будут преобладать гармоники, связанные с возбуждением колебаний на собственных частотах, резонирующих с частотами продольных волн.

Отметим, что в реальной обстановке магматические расплавы и рыхлые, сильно обводненные аллювиальные и другие отложения, широко распространенные в Приэльбрусье и имеющие там значительные мощности, могут играть роль фильтров для поперечных волн.

Результаты проведенного численного эксперимента позволяют сделать ряд выводов.

В спектре геоакустических "шумов", зарегистрированных вблизи магматического очага, можно ожидать присутствие частот, соответствующих резонансным особенностям самого очага, магматической камеры и магматических структур других масштабов.

Максимального значения эти шумы достигнут в период, когда в магматической камере начнется резкое повышение давления, связанное с приближением момента начала извержения. Именно в этот период начинается бурное выделение летучих, которые формируют многочисленные поля разномасштабных образований. Этот процесс сопровождается генерацией геоакустических шумов в широком частотном диапазоне с явно выраженным максимумом на предпочтительных частотах [*Собисевич*, 2002].

Помимо этого в наведенных крайне низкочастотных геоакустических полях, формирующихся при активном импульсном зондировании геофизической среды в районе вулканической постройки, удается наблюдать сигналы, соответствующие ряду первых резонансных частот магматической камеры и магматического очага в диапазоне 0,001–0,2 Гц.

5.3.1. Процессы дилатансии, вызываемые заглубленными объемными источниками в районе вулканической постройки

Известно, что в результате развития разномасштабных геофизических процессов в районе вулканического центра на заключительной стадии подготовки извержения возникают области высокой концентрации напряжений. Эти области в первую очередь возникают в районе магматического очага и магматической камеры. Концентрация напряжений вызывает значительные реологические изменения в среде и формирует аномальные зоны, в которых наблюдается генерация физических полей. При этом наиболее универсальным механизмом развития изменений в геологической среде вулканической постройки является раскрытие трещин в зонах повышенных значений сдвиговых и растягивающих напряжений.

Начальную стадию раскрытия трещин и последующее состояние геологической среды, при котором развиваются процессы разрушения сплошности, большинство

сейсмологов связывают с состоянием дилатансии и образованием "пограничного слоя" дилатансии в слоистой среде [*Brace et al.*, 1966; *Николаевский*, 1982; *Alekseev*, 1993].

Рассмотрим процесс трансформации "пограничного слоя" дилатансии в геологической среде на примере однородного, изотропного, упругого полупространства и построим модель, позволяющую учесть и слоистость среды [*Alekseev*, 1993]. Кроме того, проведем численный эксперимент на модели, учитывающей слоистость с использованием решений, полученных ранее (решение для многослойного полупространства с заглубленной сферической полостью).

Согласно современным представлениям, дилатансия – это нелинейное разуплотнение среды за счет образования трещин сдвига. К области дилатансии относят множество точек упругой среды, для которых при заданном поле напряжений σ_{22}, σ_{33}, σ_{13}, σ_{23} в среде выполнено условие (для однородного упругого полупространства $z > 0$):

$$D_\tau \equiv \tau - \alpha(P + \rho g z) - Y \geq 0, \tag{5.37}$$

где ρ – плотность пород в теле вулканической постройки, g – ускорение свободного падения, z – глубина, P – геостатическое давление $P = -(\sigma_{11} + \sigma_{22} + \sigma_{33})/3$, α – коэффициент внутреннего трения, Y – сцепление породы, τ – интенсивность касательных напряжений

$$\tau = \frac{\sqrt{3}}{2}[(\sigma_{11} - \sigma_{22})^2 + (\sigma_{22} - \sigma_{33})^2 + (\sigma_{33} - \sigma_{11})^2 + 6(\sigma_{12}^2 + \sigma_{13}^2 + \sigma_{23}^2)^2]^{1/2}.$$

Условие (5.37) совпадает с критерием Шлейхера–Надаи разрушения материала под действием скалывающих нагрузок, который удовлетворительно описывает начало процесса разрушения горных пород. Критерий применим и в стадии "предразрушения" (при нагрузке, достигающей 60–90% от критической) для качественного описания формы областей активизации, где происходит раскрытие трещин.

На примере простейшей модели геологической среды – первоначально однородного, изотропно-упругого полупространства, следуя работам академика РАН А.С. Алексеева представляется возможным показать сложный характер зон дилатансии. Если обратиться к рис. 5.29, отражающему результаты численного моделирования, проведенного учеными ИВМиМГ СО РАН В.Е. Петренко и А.С. Белоносовым (эти результаты любезно предоставил авторам академик РАН А.С. Алексеев), то можно заметить, что дилатансия проявляется уже в случаях, когда источником тектонических напряжений является единичная сосредоточенная сила.

На рис. 5.29 изображена граница области $D_\tau = 0$ для единичной силы, расположенной на глубине $h = 15$ км. Параметры упругого полупространства здесь были следующими: $v_P = 6000$ м/с, $v_S = v_P/\sqrt{3}$, $\lambda = \mu = \rho v_S^2 = 3,48 \cdot 10^{10}$ Па, $\rho = 2900$ кг/м^3, $g = 9,8$ м/с^2, $Y = 310$ Па, $\alpha = 0,5$; $F = 5 \cdot 10^{16}$ Н.

Внутри области $D_\tau \geq 0$ касательные напряжения доминируют над сжимающими. Сопротивление среды скалывающим усилиям за счет сцепления здесь преодолено, и сложились условия, благоприятные для роста трещин. Интересным фактом оказывается образование двух зон дилатансии: "очаговой" – в окрестности точки приложения силы, и "пограничной" – в слое вблизи свободной поверхности. Поле напряжений от источника может содержать сильный вклад касательных напряжений на фоне слабого влияния сжимающих напряжений и гидростатического давления в связи с близостью поверхности, свободной от внешних нагрузок (напряжений).

В зависимости от ряда параметров, таких как h – глубина источника, F – интенсивность источника, ϑ – угол ориентации силы в источнике, величина Y – сцепление элементов среды, "пограничная" зона дилатансии ведет себя довольно изменчиво.

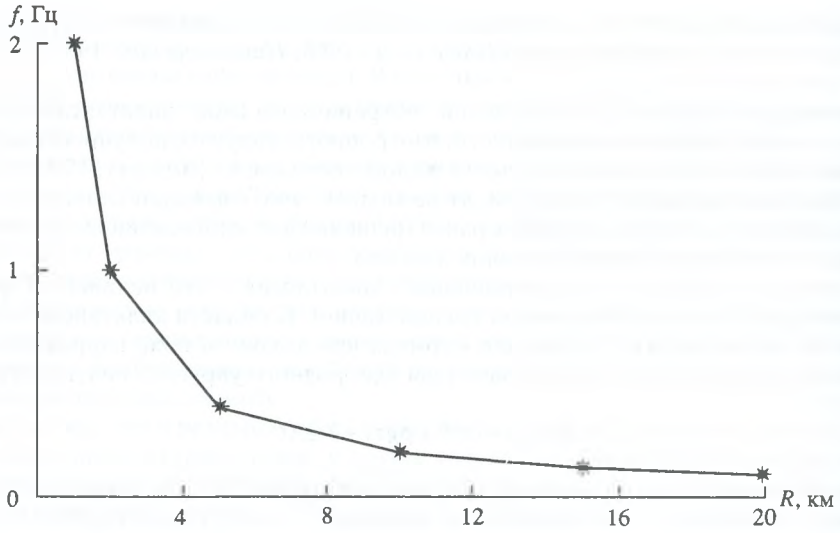


Рис. 5.29. Теоретическая зависимость основной частоты f "резонанса" магматической камеры (очага) при моделировании неоднородностью с характерным размером R

Она может исчезать при увеличении глубины источника или соединяться с "очаговой" зоной при увеличении интенсивности источника.

В некоторых случаях "пограничная" зона имеет значительную горизонтальную протяженность до 200 км и более, а также весьма сложную форму в проекции на поверхность Земли.

Поскольку с поверхностными зонами дилатансии естественно связывать зоны аномальных значений различных геофизических полей, то для исследования источников этих аномалий требуется более надежно учитывать положение и структуру дилатансных зон.

Условие разуплотнения пород земной коры с учетом механизмов образования трещин путем растяжения среды может быть записано в виде некоторого критерия:

$$D_\sigma \equiv \begin{cases} 0,5\sigma_1(1-\sin\varphi) - 0,5\sigma_3(1+\sin\varphi) - Y\cos\varphi, & \text{если } -\sigma_3 \geqslant \sigma_P, \\ -\sigma_3 - \sigma_P; & \text{если } \sigma_3 < \sigma_P, \end{cases} \tag{5.38}$$

где σ_1 и σ_3 – наибольшее и наименьшее главные напряжения, φ – угол внутреннего трения, Y – сцепление, σ_P – прочность среды при растяжении.

Приведенный критерий определяет зоны дилатансии в условиях, когда среда выдерживает большие скалывающие напряжения, но меньше сопротивляется растягивающим усилиям.

Таким образом, понятие пограничного слоя дилатансии сегодня становится определяющим в проблеме анализа наведенных волновых процессов в районе вулканической постройки и при построении интегрального предвестника развития самого процесса извержения. Несмотря на то, что существование "пограничных" зон дилатансии в реальных условиях пока является дискуссионным, внесение этой гипотезы в сферу практического анализа накопленного обширного материала по мониторингу аномалий различных геофизических полей настоятельно диктуется попыткой найти причины пространственно-временной подвижности аномалий геофизических полей (в первую очередь сейсмических) и желанием установить механизмы их трансформации.

Для краткосрочного прогноза разномасштабных вулканических процессов особое значение имеет контроль за изменением плотности трещин в очаговых зонах.

Достоверность метода может быть улучшена за счет результатов наблюдений за "пограничной" зоной дилатансии и связанными с нею аномальными полями, поскольку надежность и точность оценки функции плотности трещин в "очаговой" зоне зависит от информации об аномалиях полей в "пограничных" зонах.

Задача для сферического источника. Рассмотрим многослойное полупространство с плоскопараллельными границами раздела упругих параметров, плоская граница которого (дневная поверхность) свободна от усилий, а вдоль поверхности Ω (круговой цилиндр или сфера радиусом a), заглубленной в среду, задана распределенная по некоторому закону система усилий ($\boldsymbol{\sigma} = \mathbf{F}$). Вектор-функция $\mathbf{F}$ зависит от координат, связанных с поверхностью Ω (сферических или цилиндрических), и может изменяться во времени по гармоническому закону или произвольно (т.е. рассматриваются случаи статического нагружения, возбуждения установившихся гармонических колебаний и воздействия динамического нестационарного импульса).

Математическое моделирование исследуемого процесса выполнено с использованием методов решения краевых задач для слоистого полупространства с заглубленными полостями, основанных на методах и алгоритмах, описанных выше. Следует отметить, что при действии статической нагрузки на поверхность все функции нагружения не зависят от времени, в системе отсутствуют интегралы, соответствующие интегрированию по времени или параметру ω (в общем случае можно получить все соотношения для статического нагружения предельным переходом при $\omega \to 0$ в соответствующих выражениях). В общем случае функции, определяющие ядра интегральных операторов приведенной системы определяются конкретной рассматриваемой краевой задачей. Однако для всех типов задач структура интегро-функциональных уравнений остается одинаковой, и операторы системы имеют общие свойства, определяющие оптимальную методику построения решения. Для областей типа слоистого полупространства с заглубленной полостью канонической формы (сфера, круговой и эллиптический цилиндр, эллипсоид) определяющим свойства операторов системы является положение полости в среде по отношению к границам раздела слоев. Если границы полости и слоев (полупространства) не пересекаются и не соприкасаются, всегда можно доказать, что операторы системы вполне непрерывны в пространстве суммируемых функций [*Бабешко и др.*, 1998]. Это и определяет широкие возможности методики построения решения полученной выше системы интегро-функциональных уравнений.

Результаты численного эксперимента, проведенного с помощью созданного программного комплекса [*Собисевич*, 2002] позволяют сделать следующие выводы:

1. Моделирование геофизической среды в районе вулканической постройки "нормального" строения (жесткость слоев, лежащих выше магматической камеры {область Ω} возрастает с глубиной) показывает, что при статическом и динамическом нагружении слоистого полупространства с заглубленной поверхностью Ω (цилиндрической или сферической формы) различными системами усилий (центр расширения, распределенное давление с равнодействующей, ориентированной вертикально вверх или под некоторым углом) как статического, так и динамического (осциллирующего) характера в приповерхностном слое всегда имеет место "пограничный слой" дилатансии (рис. 5.30 и 5.33, цв. вклейка).

2. В слоистом полупространстве вулканической постройки "аномального" строения (один из слоев, лежащих выше области Ω, имеет большую жесткость, чем расположенный ниже) характер распределения напряжений и смещений значительно сложнее. Возможна ситуация частичного или полного "экранирования", характеризуемая отсутствием в приповерхностных слоях "пограничного слоя" дилатансии. При этом в более жестком слое растягивающие усилия (статические или динамические, осциллирующие) могут оказаться больше, чем в вышележащих слоях (рис. 5.34–5.36, цв. вклейка).

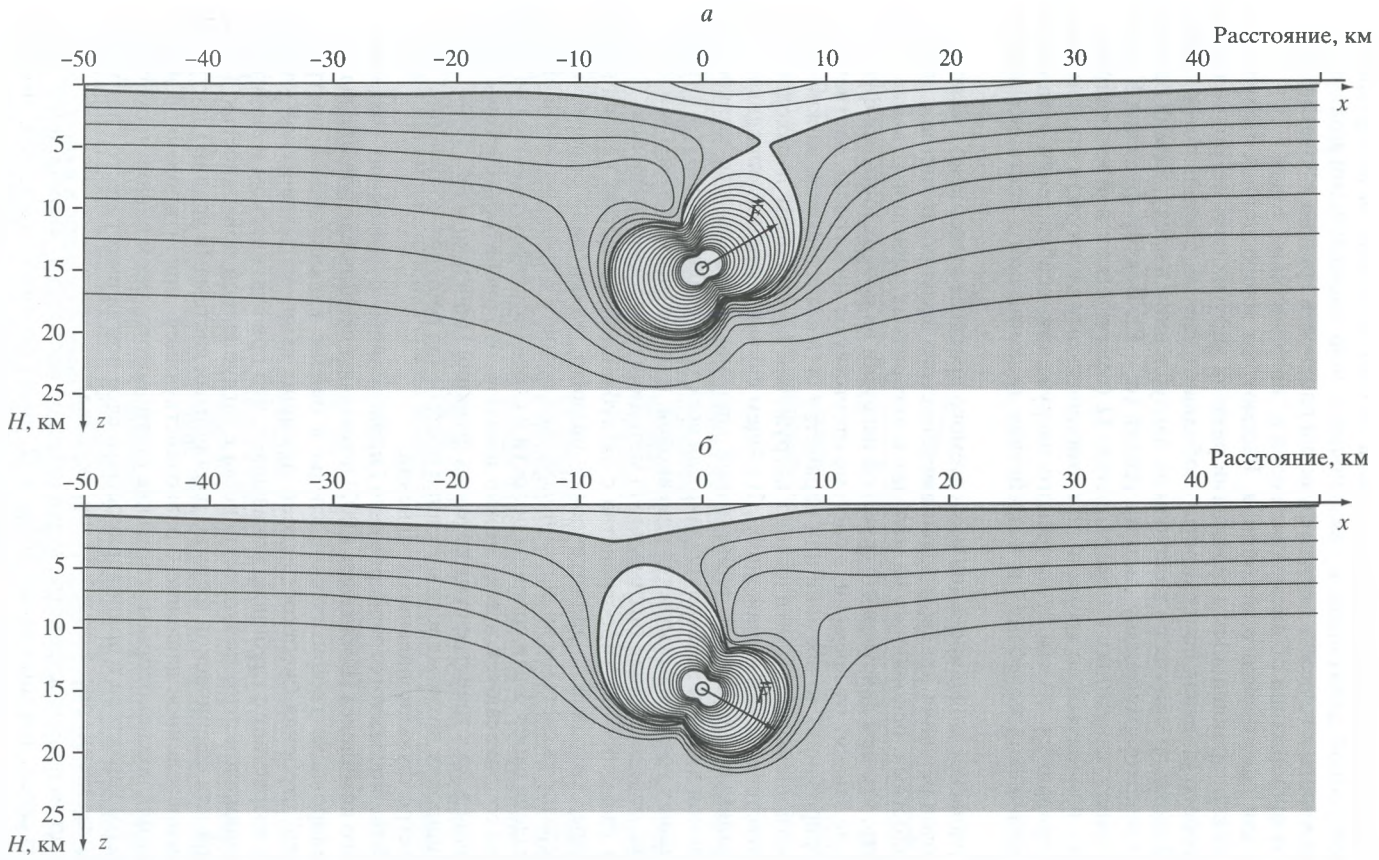


Рис. 5.30. Формы областей дилатансии на поверхности и вблизи источника в сечении $y = 0$

Источник расположен на глубине $H = 15$ км. Сила $\vec{F} = F \cdot \vec{n}$, $\vec{n} = (\cos(\alpha), 0, \sin(\alpha))$, $F = 5 \cdot 10^{16}$ Н. Расчет выполнен для двух вариантов направления действия силы: $\alpha = -30°$ (*а*) и $+30°$ (*б*) [*Alekseev*, 1993]

Для аналогичной структуры в "мягком" поверхностном слое также наблюдается аналогичный эффект, но он имеет локальный характер (локализован вблизи границ раздела слоев) и слабее (по сравнению со структурой "нормального" строения). При достаточной интенсивности нагружения уровень этих напряжений может достичь критического и привести к появлению локализованного не "пограничного", а заглубленного слоя дилатансии. Следует отметить, что такой заглубленный слой имеет существенно меньшую протяженность, чем поверхностный [*Ляпин, Собисевич*, 2000].

5.3.2. Результаты модельных экспериментов

Итак, согласно современным теоретическим представлениям и экспериментальным данным, природа вулканических извержений в основном определяется физическими и реологическими свойствами магмы и спецификой геологического строения вулканической системы в целом. Касаясь рассмотренных выше предвестников вулканических извержений, следует принимать во внимание, что они имеют место и определяются рядом основных механизмов, предшествующих извержению. Первый из них – выход вулканических газов, растворенных под высоким давлением в магматической камере, второй – взаимодействие поднимающейся магмы с подземными водными резервуарами или сильно обводненными породами, третий – динамические процессы в окрестности магматического очага, связанные с образованием зон дилатансии. Во всех случаях исследователь сталкивается с проблемой генерации сейсмических и акустических шумов в широком диапазоне частот. Конечно, при этом возможны и различные комбинации этих и других механизмов. Более того, как показывают наблюдения, очень часто они присутствуют на протяжении одного извержения.

Два первых механизма схематически представлены на рис. 5.37, цв. вклейка и рис. 5.38. Рисунок 5.37 иллюстрирует схему вулканической системы, находящейся в стадии взрывного извержения, вызванного дегазацией молодой магмы. Резервуар магмы (обычно магматическая камера) расположен на глубине, варьирующей между несколькими километрами и 15–20 км ниже уровня моря. Эта область является своеобразной физико-химической лабораторией, где протекают очень сложные процессы. Дифференциация магмы и формирующиеся парогазовые образования в смеси с магмой являются лишь частью этих процессов. Так как давление магмы внутри вулканической системы уменьшается по причине открытия разрыва в структуре вулканической постройки или просто благодаря изменениям в глубинной питающей системе, растворенный газ начинает выделяться, формируя мелкомасштабные газовые и парогазовые структуры. В этот момент смесь магмы и газа, поднимающаяся вдоль вулканического канала, является источником шумов в звуковом диапазоне частот. Генерируемые сейсмоакустические поля всегда могут быть зафиксированы и проанализированы для уточнения структуры предвестников начинающегося извержения. Во временной области этот процесс может быть весьма скоротечным. Тем не менее изучение этого явления представляет известный научный интерес.

Происходящая далее декомпрессия, связанная с подъемом магмы, ведет к интенсификации выделений газовой компоненты, что является причиной образования ансамблей пузырьковых полей, объединяющихся уже в крупные полости, которые продолжают расти. На некоторой глубине, обычно несколько сотен метров ниже поверхности, жидкая фаза с ранее растворимыми флюидами больше не остается неизменной. Она поднимается и трансформируется.

По мере подъема происходит разделение магмы. В результате этого процесса появляется газовая фаза с расплавом и твердыми частицами. Поток начинает ускорять газово-пирокластическую смесь, которая выбрасывается в атмосферу со скоростью, достигающей сотен метров в секунду. Условия выхода на дневную поверх-



Рис. 5.38. Дегазация из магматического резервуара [*Macedonio et al.*, 2000]

ность, такие как геометрия кратера, давление на выходе, скорость движения, температура и содержание газа в смеси, и определяют эволюцию, масштаб и тип взрывного извержения.

На рис. 5.39 приведена схема, отражающая сценарий развития процесса активизации вулкана, в котором взрывное извержение может быть вызвано взаимодействием поднимающейся магмы с внешними резервуарами, заполненными водой или сильно обводненными породами.

Точный механизм, при котором в результате взаимодействия магмы и флюидов (воды) генерируются мощные взрывы и многофазные потоки, до конца еще не изучен. Особенности условий взаимодействия высокотемпературных магматических потоков и воды, относительное количество магмы и воды, вовлеченное во взаимодействие, и энергия внешних структур вулканической постройки играют главную роль в определении типа и размера таких событий. Необходимым условием здесь является подъем магмы на определенную глубину, где она внедряется в водные горизонты. В результате такого взаимодействия происходит образование в замкнутых объемах большого количества водяного пара. Резкое нарастание давления в системе является в конечном итоге причиной мощного взрыва. Подобное извержение характеризуется мгновенным выбросом большого количества вулканического вещества и может сопровождаться образованием опасных пирокластических потоков.

Чтобы представить масштабы такого события, достаточно обратиться к рис. 5.40, на котором в качестве примера приведена фотография взрывного извержения вулкана Шивелуч на Камчатке.

Попытаемся более глубоко проникнуть в физику процесса внедрения магмы в флюидонасыщенные слои. В этой связи естественно обратиться к опытам, которые в первом приближении моделируют структуру потока при внедрении плазменной струи в флюидонасыщенные слои. В этих опытах в качестве генераторов нагретых газовых потоков были использованы отслужившие свой срок пороховые ракетные двигатели.

На рис. 5.41–5.43 представлены кадры кинограммы, характеризующие процесс истечения струи газа из ракетного двигателя в воду. Прежде всего обратимся к рис. 5.41, где истечение высокотемпературной газовой струи происходит непосредственно в жидкость, а высокотемпературное потенциальное ядро, всегда возникающее при истечении нагретой газовой струи из цилиндрического канала, взаимодействует непосредственно с водой. Такой эксперимент, по нашему мнению, в общих чертах достаточно полно отражает процесс внедрения магматического расплава в раствор флюидов, которые встречаются на его пути в теле вулканической постройки.

Принимая во внимание, что во всех модельных опытах скорость киносъемки составляла 48 кадров в секунду, представляется возможным оценить динамические



Рис. 5.39. Взаимодействие магмы с водой [*Macedonio et al.*, 2000]

особенности и условия развития многофазного потока, проанализировать пузырьковые поля, определяющие уровни генерируемых шумов на всех наблюдаемых стадиях развития. Струя на первом этапе создает парогазовую каверну. Вокруг высокотемпературного потенциального ядра начинают формироваться пузырьковые поля. Этот процесс завершается достаточно быстро. Уже на исходе первой секунды происходит "схлопывание" парогазовой каверны, которая и является источником крупномасштабных парогазовых пузырьковых образований. В кинокадрах, представленных на рис. 5.42, истечение происходит сначала в короткую трубу, имитирующую часть магматического канала на участке, где еще отсутствуют флюиды, а затем в жидкость. Сопоставляя этот опыт с предыдущим, когда труба отсутствует, нетрудно заметить, что во втором случае резко изменился характер и структура парогазового потока. Формирование крупномасштабных парогазовых образований закончилось раньше, а это значит, что изменился и спектр шума, генерируемого в окружающую среду. Представление о развитии многофазного потока на значительном удалении (на расстоянии порядка 20 диаметров выходного отверстия), дают кинокадры на рис. 5.43.

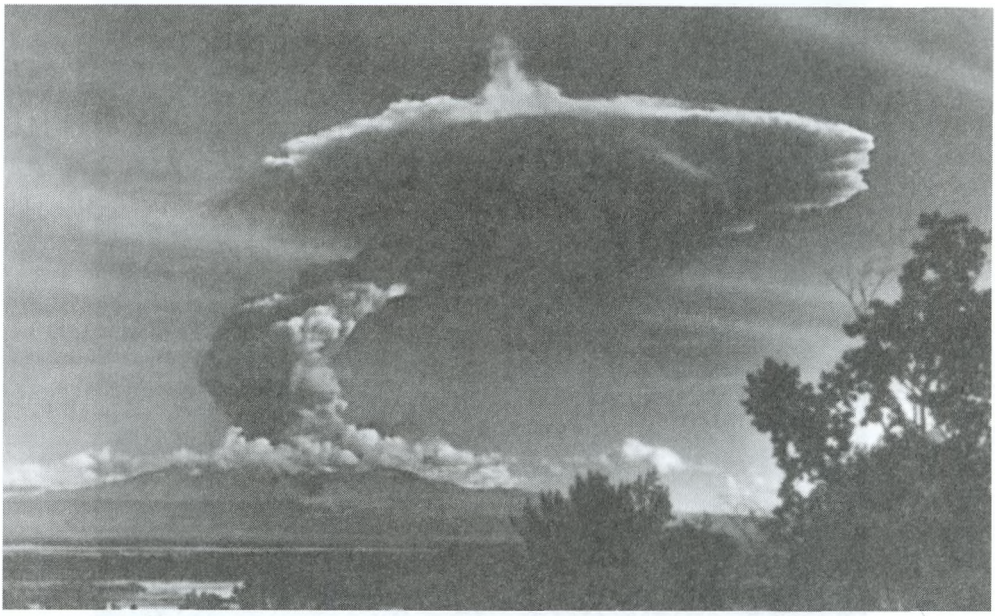


Рис. 5.40. Взрыв на вулкане Шивелуч 29 августа 2000 года

Высота вулканического облака около 10 км. Фотография выполнена с расстояния 40 км. Мощность взрыва порядка 0,5 Мт. [Фотография любезно предоставлена академиком РАН С.А. Федотовым]

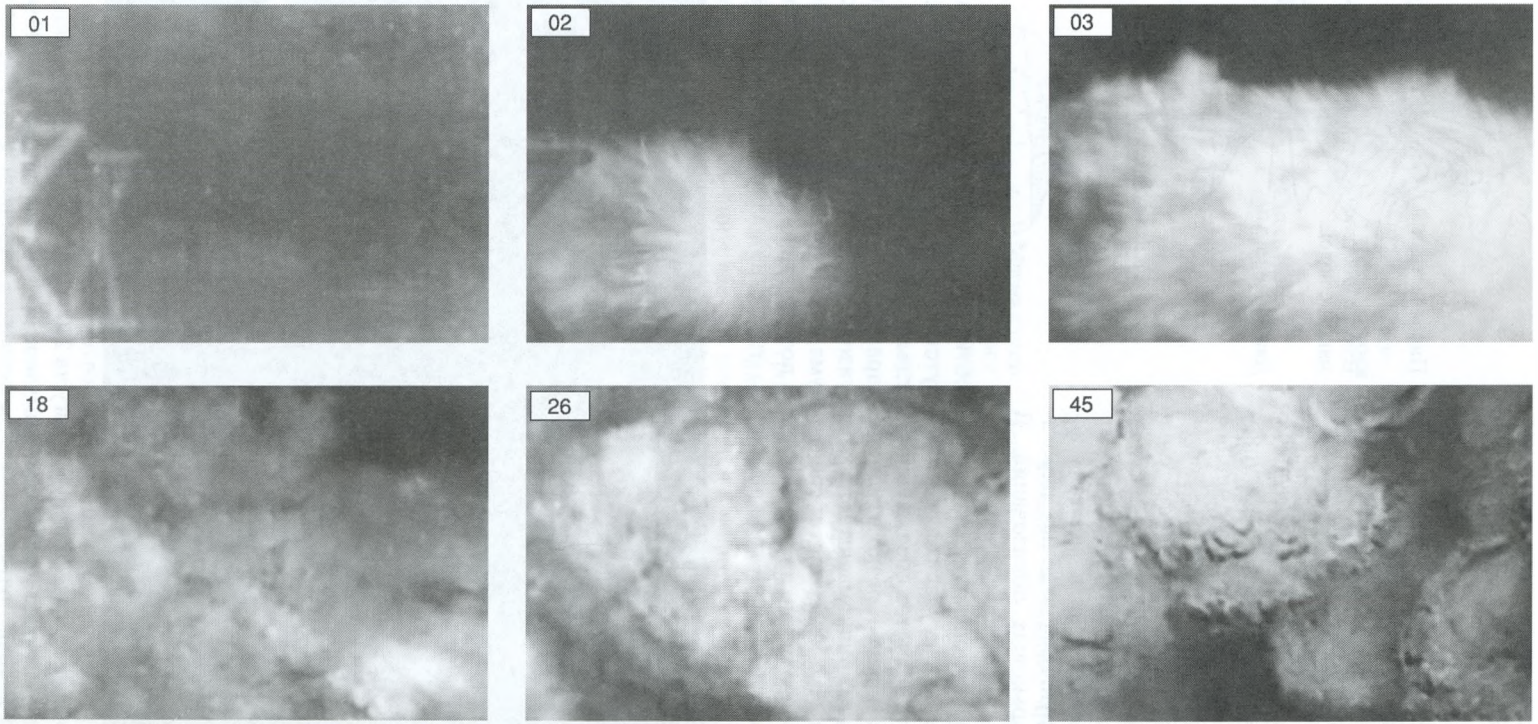


Рис. 5.41. Процесс истечения струи из ракетного двигателя в воду [*по данным Л. Собисевича*]

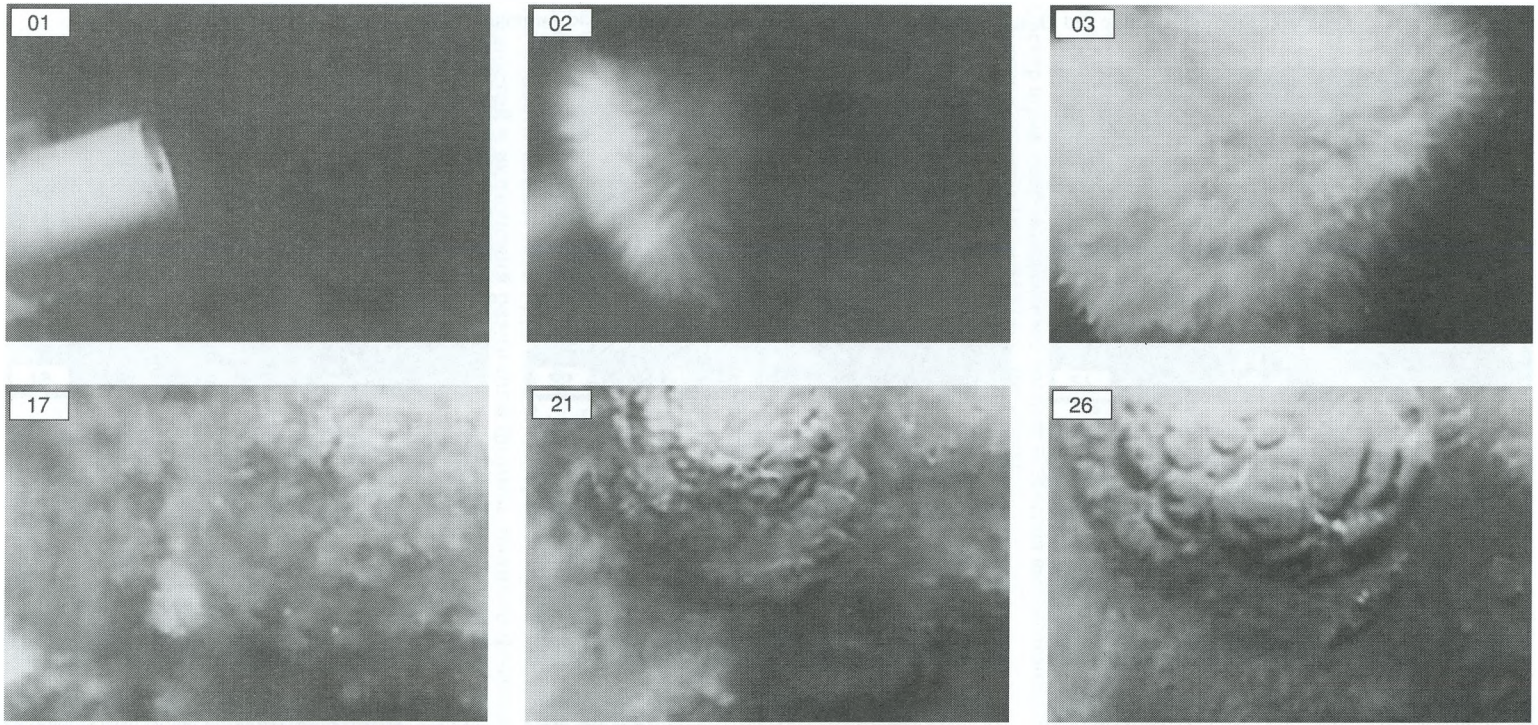


Рис. 5.42. Процесс истечения струи из ракетного двигателя в воду
Труба на снимке имитирует выводящий канал магматического образования

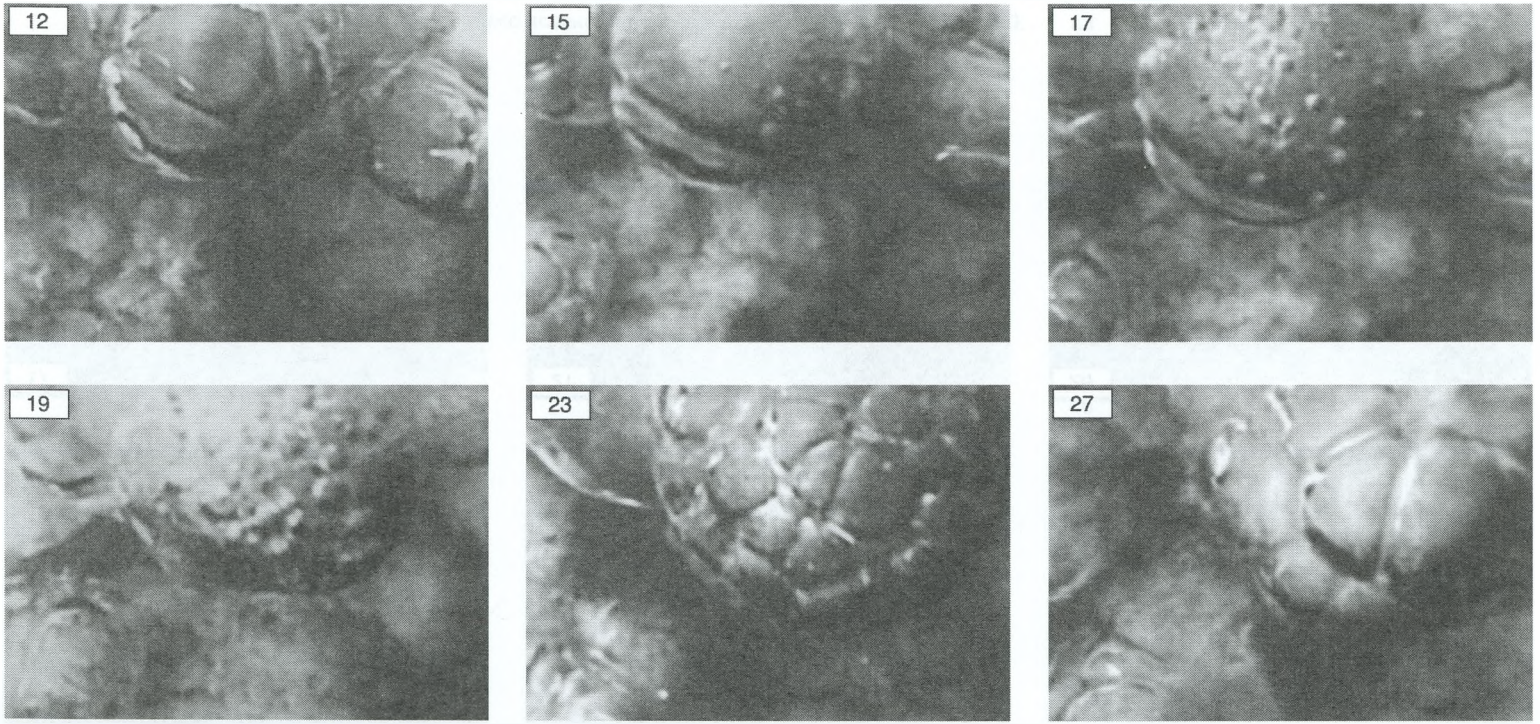


Рис. 5.43. Процесс формирования резонансных структур при истечении струи из ракетного двигателя в воду

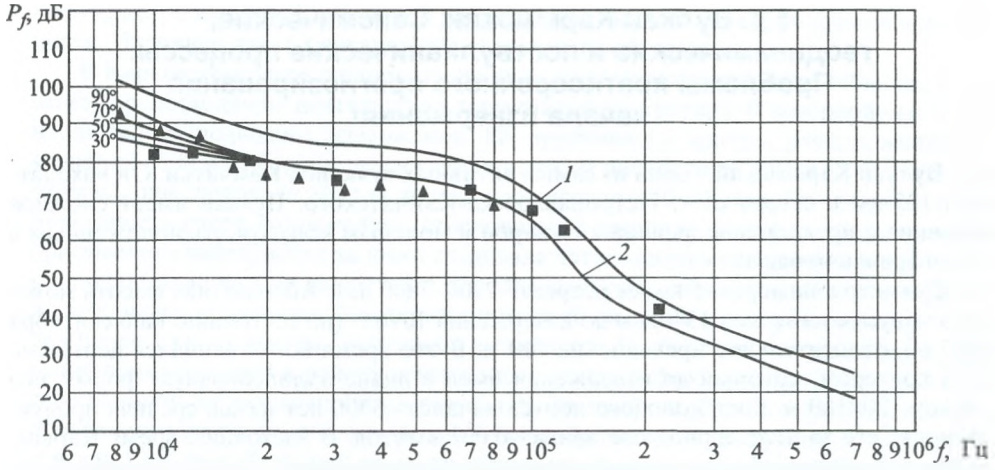


Рис. 5.44. Спектр шума, сопровождающего процесс истечения высокотемпературной струи из ракетного двигателя в воду: $U_{ср}$ = 350 (*1*) и 300 м/с (*2*)

Установлено, что этот процесс сопровождается генерацией геоакустических полей вплоть до ультразвуковых частот. Здесь удается наблюдать характерную структуру пузырьковых образований, ответственных за генерацию акустических полей в широком диапазоне частот.

Чтобы убедиться в этом, обратимся к рис. 5.44, где представлены экспериментальные и расчетные данные, отражающие уровни спектральной плотности шума, генерируемого высокотемпературной газовой струей, истекающей в жидкость. Можно видеть, что в звуковом диапазоне частот величины спектральной плотности звукового давления в поле шума многофазной струи достигают 100 дБ. Совершенно очевидно, что в реальных условиях, когда происходит извержение вулкана, эти значения будут значительно выше и могут достигать 160–190 дБ. Такие значения уровней шума могут быть зафиксированы на значительных удалениях.

Ранее было показано, что реальная геофизическая среда в окрестности вулкана весьма неоднородна по своей структуре. К основным типам неоднородностей можно отнести слоистость грунтов, анизотропию различной степени, наличие пор, полостей и включений различной формы, наличие флюидонасыщенных слоев. Поскольку магматическая камера при определенных допущениях может рассматриваться как изолированная полость в слоистой геофизической среде, то, используя такое допущение, можно приступить к решению поставленной задачи; отметим только, что в настоящее время практически отсутствуют работы, связанные с изучением влияния изолированных отдельностей, полостей или групп полостей на резонансные характеристики слоистой геофизической среды. В то же время экспериментальные данные, полученные в результате сейсмических наблюдений в горных породах вулкана Эльбрус свидетельствуют о наличии существенного влияния неоднородностей на резонансные свойства геологических структур в широком диапазоне частот [*Собисевич*, 2001]. Именно поэтому представляется необходимым исследовать и расширить круг очерченных выше проблем на основе построения и анализа модельных задач механики сплошной среды для слоистого полупространства, содержащего заглубленные полости и упругие включения.

5.4. Вулкан Карымский. Сейсмические, геодинамические и поствулканические процессы. Проблемы краткосрочного прогнозирования начала извержения[1]

Вулкан Карымский – один из самых активных вулканов Камчатки. Он находится в 125 км к северу от г. Петропавловска-Камчатского. Вулкан имеет сложное строение и представлен древней кальдерой и молодым конусом, расположенным в ее центральной части.

Диаметр кальдеры ~5 км, ее возраст ~7700–7800 лет. Абсолютная высота молодого конуса составляла 1546,4 м до извержения 1996 г. (по состоянию на 6 сентября 1995 г.), относительное превышение 700 м. В это время конус венчался центральным кратером, который до извержения имел в плане эллипсовидную форму, его размер 120×160 м. Рост молодого конуса начался ~5300 лет назад, средняя продуктивность его за этот период составила ~0,002 км^3/год. В настоящее время Карымский – это типичный андезитовый стратовулкан центрального типа, сложенный потоками лавы с прослоями пирокластики.

Характерная черта эруптивной деятельности Карымского вулкана – продолжительные вершинные эффузивно-эксплозивные извержения.

Извержению 1996–2000 г. предшествовал ряд характерных событий. Первые признаки активизации были замечены в сентябре 1993 г., когда И.К. Дубровская и В.Н. Двигало при проведении тепловой и аэрофотосъемок, обнаружили прогретые площадки и фумаролы, которые не фиксировались с 1982 г. Ими было сделано официальное заключение о "пробуждении" вулкана. Таким образом, первые признаки готовящегося извержения были отмечены более чем за два года до его начала.

О подготовке извержения свидетельствовали и сейсмологические предвестники. В апреле 1995 г. в этом районе начался "рой" вулканических землетрясений. Изучение полученных данных позволило ученым ДВО РАН сделать заключение о значительном повышении вероятности нового извержения вулкана Карымский. По этим данным был дан прогноз начала извержения вулкана [*Федотов*, 1996; 1997; *Извержения*..., 1998].

Извержение вулкана Карымский началось в ночь с 1 на 2 января 1996 г., в это время были отмечены первые яркие сполохи в районе вулкана. Облет, проведенный во второй половине дня 2 января, позволил значительно детализировать картину начавшегося извержения [*Федотов*, 1997; *Муравьев и др.*, 1997; *Озеров*, 1997].

В этот период извержение происходило одновременно из двух эксплозивных центров, находящихся на расстоянии 6 км друг от друга: из вершинного кратера Карымского вулкана и из кальдерного озера (северный сектор) вулкана Академии Наук.

На вулкане Карымском оно происходило из нового субтерминального кратера, который образовался на юго-западном склоне в 80 м от кромки главного кратера, диаметр эруптивного образования достигал 25 м. Наблюдался почти непрерывный подъем из жерла газо-пеплового столба на высоту 500–1200 м, на поверхности которого формировался рисунок типа "цветной капусты". От поднимающейся колонны извержения на юг простирался темный шлейф, из которого постоянно выпадала тефра, его длина достигала 50–70 км. Шлейф распространялся на высоте 2–2,5 км над уровнем моря и имел ширину 2–3 км, склоны вулкана и борта кальдеры в южном направлении, вплоть до Карымского озера, были покрыты мощным слоем пепла. Особенно большое количество пирокластики выпало на южном склоне вулкана – здесь отмечены короткие пепловые лавины длиною 500–700 м. На кромке глав-

[1] В составлении разделов 5.4 и 5.5, кроме членов авторского коллектива, участвовали А.Ю. Озеров, Г.А. Карпов и другие сотрудники Института вулканологии ДВО РАН.

ного кратера вулкана Карымский наблюдалась лишь слабая фумарольная деятельность. Излияние лавы 2 января 1996 г. еще не происходило.

В Карымском озере одновременно происходили вулканические события, по масштабу превосходящие деятельность терминального кратера. В северной части озера наблюдалось подводное извержение. Из эруптивного центра, расположенного на удалении ~500 м от берега, происходили мощные дискретные фреато-магматические взрывы, они следовали друг за другом с интервалом 10–15 мин. Во время эксплозий поверхность озера воздымалась, стреловидные широкие фонтаны воды и пара выбрасывались вверх, вслед за ними следовали тугие, нагруженные пеплом облака пара, поднимающиеся на высоту 2–4 км. При наиболее сильных взрывах выбрасывалось большое количество бомб (размером от 10 см до 2 м), радиус их разлета составлял более 1 км от центра эруптивной активности. На береговой полосе, непосредственно примыкающей к району извержения, в снегу зафиксировано большое количество воронок, образовавшихся в результате их падения. В результате эксплозий на поверхности озера отмечались волны – своеобразные микроцунами. Высота их достигала 10 м, они с большой скоростью прокатывались по всему зеркалу озера, сильные всплески этих волн в отдельных местах достигали высоты 50–60 м.

Ослабела эксплозивная активность в Карымском озере 3 января 1996 г. В первой половине дня в районе прорыва магмы еще отмечалось интенсивное парообразование. Белые облака поднимались на высоту до 1000 м, но их плотность была уже значительно ниже, чем 2 января, а пепел полностью отсутствовал. Кроме этого, наблюдалось слабое парение над всей поверхностью озера. Изменился и химический состав воды. В 11 ч утра в северной части озера четко прослеживалась черная овальная полоса новых отложений, образовавшихся вокруг эруптивного центра. Во второй половине дня 3 января эксплозивная активность в озере Карымском полностью прекратилась. За время извержения температура воды в озере поднялась до 25 °С.

С окончанием извержения в Карымском озере 3 января изменился режим эруптивной деятельности и на вулкане Карымский. Размеры нового субтерминального кратера значительно увеличились, и он соединился с центральным, не действующим кратером. Диаметр образовавшегося кратера достигал уже 90 м. Из него происходили одиночные эксплозии на высоту 1–1,3 км. Вечером в основании газо-пепловых столбов отмечались электрические разряды (молнии). Выбросы следовали с интервалом 3–5 мин. Склоны центрального конуса были практически полностью покрыты пеплом. Максимальное количество пепла отложилось в юго-западном секторе вулкана; мощность пеплового слоя на удалении 3 км от вершинного кратера составляла 30 см.

С 4 января вся эруптивная деятельность в Карымском вулканическом центре, продолжавшаяся в течение 9 лет, происходила только из вершинного кратера Карымского вулкана и значительно изменялась во времени. В целом извержение характеризовалось стромболианским типом эксплозивной и эксплозивно-эффузивной активности разной силы. Временами оно приобретало черты извержения пелейского типа.

5.4.1. Описание извержения вулкана Карымский и его продуктов 1998–2000 гг.

Эруптивная деятельность вулкана Карымский в 1998–2000 гг. значительно изменялась во времени. Общий ход извержения приведен на рис. 5.45. Для рассматриваемого периода деятельности вулкана количество землетрясений почти полностью соответствует количеству взрывов, происходящих в вершинном кратере. Представленный график дает возможность проследить общую динамику эксплозивной активности.

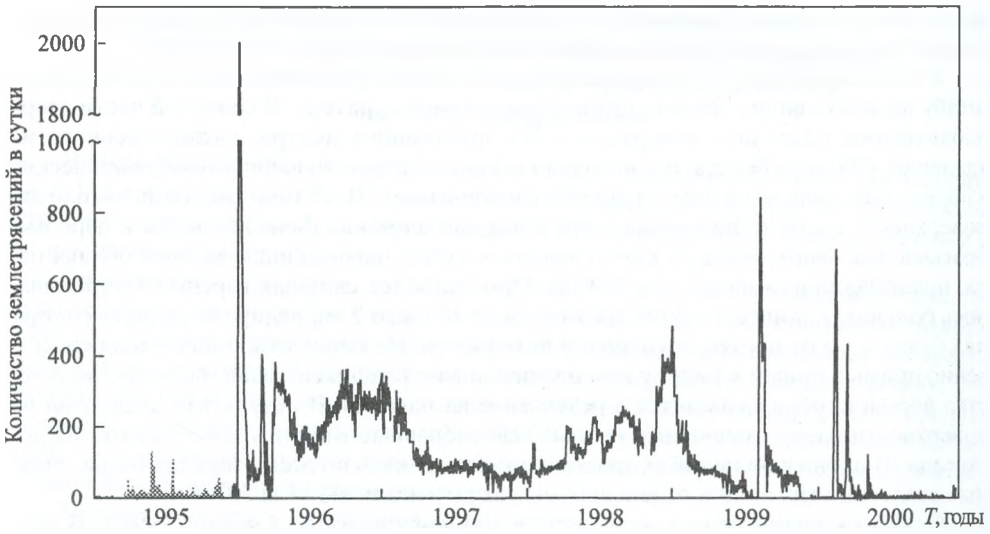


Рис. 5.45. Ежесуточное количество вулканических землетрясений, зафиксированных сейсмической станцией "Карымская" в 1995–2000 гг.

Серым цветом показаны землетрясения в течение 1995 г., предваряющие извержение вулкана, черным – взрывные вулканические землетрясения 1996–2000 гг.

В течение всего 1998 г. эруптивная деятельность вулкана характеризовалась закономерным ступенчатым увеличением количества взрывов. В начале января их количество составляло 32–60 в сутки, а к концу декабря – 350–390 в сутки. После пика эксплозивной активности (430–480 взрывов/сут), произошедшего в начале января 1999 г., началось резкое (вторая–третья декады января 1999 г.), а затем (февраль–июль 1999 г.) постепенное уменьшение интенсивности эксплозивной активности. В середине июля на вулкане происходили лишь единичные взрывы (2–10 в сутки). С 25 июля эруптивная деятельность на вулкане полностью прекратилась. В течение последующих девяти дней какие-либо признаки извержения отсутствовали, вулкан был спокоен. Ряд исследователей, проводивших анализ динамики эруптивного процесса в реальном времени, приняли начавшуюся паузу за окончание извержения. Как выяснилось несколько позже, это предположение оказалось ошибочным.

3 августа 1999 г. в районе вершинного кратера было зарегистрировано одно взрывное землетрясение, 4 августа – два. Затем в течение семи дней вулкан вышел на пик эксплозивной деятельности – 12 августа зафиксировано 840 взрывов в сутки. Высокий уровень активности сохранялся всего несколько дней, затем в течение полумесяца он резко снизился. В начале сентября кривая количества взрывов выполаживается, и в течение 2,5 месяцев на вулкане наблюдается закономерный процесс ослабления эксплозивной деятельности. С 19 ноября в вершинном кратере происходили лишь единичные взрывы, а 22 ноября эруптивная активность вновь прекратилась. Наступил продолжительный перерыв в динамике извержения, он продлился около трех месяцев. Мало у кого из исследователей вулкана в это время возникали сомнения в том, что извержения прекратились. Во второй раз были опровергнуты наши представления о том, как должно заканчиваться извержение, и вулкан произвел в 2000 г. пять мощных коротких эруптивных всплесков.

Первый всплеск начался 8–10 февраля 2000 г. В течение пяти–шести дней взрывы достигли своего апогея (696 взрывов/сут) и затем столь же быстро прекратились. Второй всплеск произошел в марте 2000 г., он во многом повторял предыдущий, однако максимум взрывов был несколько ниже (432 взрывов/сут). Затем последовало



Рис. 5.46. Мощный эксплозивный выброс из вершинного кратера вулкана Карымский, сентябрь 1998 г., вид с запада (*Фото А.Ю. Озерова*)

Высота эруптивной колонны над кромкой кратера 300 м

еще два более слабых всплеска активности – 14 апреля (36 взрывов/сут) и 8 мая (120 взрывов/сут). После этого интервал между единичными взрывами увеличился до нескольких недель. Сильный единичный взрыв на высоту 600–700 м (здесь и далее высота взрыва указывается над кромкой вершинного кратера) произошел 25 июня. Вслед за ним наступила самая продолжительная пауза в динамике эруптивного процесса, и вновь, после почти полугодового периода полной тишины, происходит неожиданный резкий очень короткий (40 мин) эпизод активизации 21 декабря 2000 г. Согласно сейсмическим данным, произошло около десяти сильных взрывов. Конус вулкана вновь был покрыт пеплом, а от кратера вниз по склонам наблюдались широкие полосы, по-видимому, следы пирокластических потоков.

Описанная эксплозивная активность вулкана характеризовалась дискретными газо-пепловыми выбросами на высоту 100–500 м над кромкой кратера, в редких случаях до 800–1000 м (рис. 5.46). В нижней части поднимающейся эруптивной колонны наблюдались раскаленные бомбы, размер которых достигал 2 м, в редких случаях 10 м. Бомбы монолитные, плотные, часто имели раковистый излом, в результате остывания на них образовывалась поверхность типа "хлебной корки". На поверхности отдельных вулканических бомб наблюдались экструзивные борозды, процарапанные в результате подъема сильно вязкой магмы вдоль неровных стенок выводного канала.

Газо-пепловые выбросы продуцировали большое количество тефры. Как правило, количество рыхлого материала было пропорционально силе взрыва. Эруптивные облака слабых выбросов (100–200 м) имели обычно светло-серые и серые оттенки. Облака взрывов средней силы (300–500 м) имели темно-серый цвет, а цвет эруптивных облаков сильных выбросов (800–1000 м) приближался к черному из-за большой пепловой нагрузки. Пепел взрывов распространялся под воздействием ветра на рас-

стояние 10–50 км, а в периоды сильной активности длина шлейфов достигала 100–250 км. Мощность отложений тефры значительно уменьшалась с удалением от вулкана. Например, в результате эруптивных активизаций в феврале и марте 2000 г. у южного основания конуса (1,2 км от вершины) выпало 65 кг тефры на 1 м^2, на п-ове Новогодний (5,8 км от активного кратера) уже 0,694 кг/м^2, а в районе источников Академии Наук (9,3 км от кратера) – 0,187 кг/м^2. Пепловые шлейфы, в соответствии с "розой ветров", протягивались в основном в восточном и западном направлениях.

По аэрофотограмметрическим данным, объем пирокластического материала, накопившегося в пределах конуса вулкана Карымский за весь период извержения 1996–2000 г., оценивается в 0,0274 км^3. Следует указать, что общее количество тефры, поступившей в ходе извержения и распространившейся за пределы кальдеры в 1,5–2 раза больше указанного объема.

Важная особенность эксплозивной деятельности вулкана – существование двух уровней временной периодичности в динамике эксплозивного процесса (минуты-часы и секунды). Выброс и следующий за ним интервал покоя соответствуют большому периоду, который обычно составлял 5–60 мин в зависимости от уровня эруптивной активности. Собственно выбросы, представляющие поступление магматического вещества на поверхность, начинались как очень резко, так и постепенно. Кроме этого, было отмечено, что непосредственное развитие взрывов также имело несколько сценариев. Одни из них затухали монотонно и быстро, в течение 10 с. В ходе других, продолжительных взрывов (20–40 с, реже до 1 мин и более) наблюдались интервалы относительного усиления и ослабления активности. Интервалы покоя между эксплозиями характеризовались полным отсутствием какой-либо активности в вершинном кратере и, как правило, продолжались значительно дольше самих взрывов.

В ходе продолжительных взрывов иногда возникали модуляции интенсивности акустического шума и видимого объема выделяющегося газа с характерным периодом в 1 с. Эти колебания определяют второй (короткий) уровень периодичности активности вулкана. Обычно наблюдались цуги, состоящие из 10–20 односекундных периодов.

В течение описываемого извержения (1998–2000 гг.) на склонах вулкана наблюдались лавовые потоки. Они изливались из эффузивной бокки на внешней привершинной части вулкана в юго-западном секторе. Шлаковые конуса или насыпные пирокластические валы на истоке лавового потока не образовывались.

В 1998–1999 гг. было отмечено извержение нескольких порций лавовых потоков. Движение последней эффузивной порции этого периода закончилось не позже начала сентября 1999 г. Все потоки двигались по юго-западному склону вулкана, формируя широкое лавовое поле (рис. 5.47). Морфология и динамика движения этих лавовых потоков имели много общих черт. На всем протяжении потоков были хорошо выражены бортовые валы, между которыми и происходило движение раскаленного лавового материала. Мощность эффузивных порций постепенно увеличивалась в направлении от истока (первые метры) к фронтальной части (20–25 м). Ширина потоков на истоке (на высоте ~1500 м) составляла 10–20 м, в нижней части склона (на высоте 900–1000 м) – 100–200 м. Отдельные порции лавовых потоков в 1998 и 1999 гг. достигали длины ~1 км. Структура поверхности потока крупноглыбовая, размер наиболее крупных обломков достигал 7–10 м.

Лавовые потоки в процессе этого извержения текли очень медленно. Как правило, визуально движение во фронтальных частях потоков практически не фиксировалось даже при продолжительном, в течение нескольких часов, наблюдении. На то, что потоки "живые", указывали камнепады, эпизодически происходившие в разных частях потоков. Промежутки между камнепадами составляли 5–15 мин. При падении глыб (размер которых от 0,5 до 2–3 м) выделялось небольшое количество пыли рыжеватого оттенка – вторичного пепла. Средняя скорость движения фронтальной части лавовых потоков составляла несколько метров в сутки.

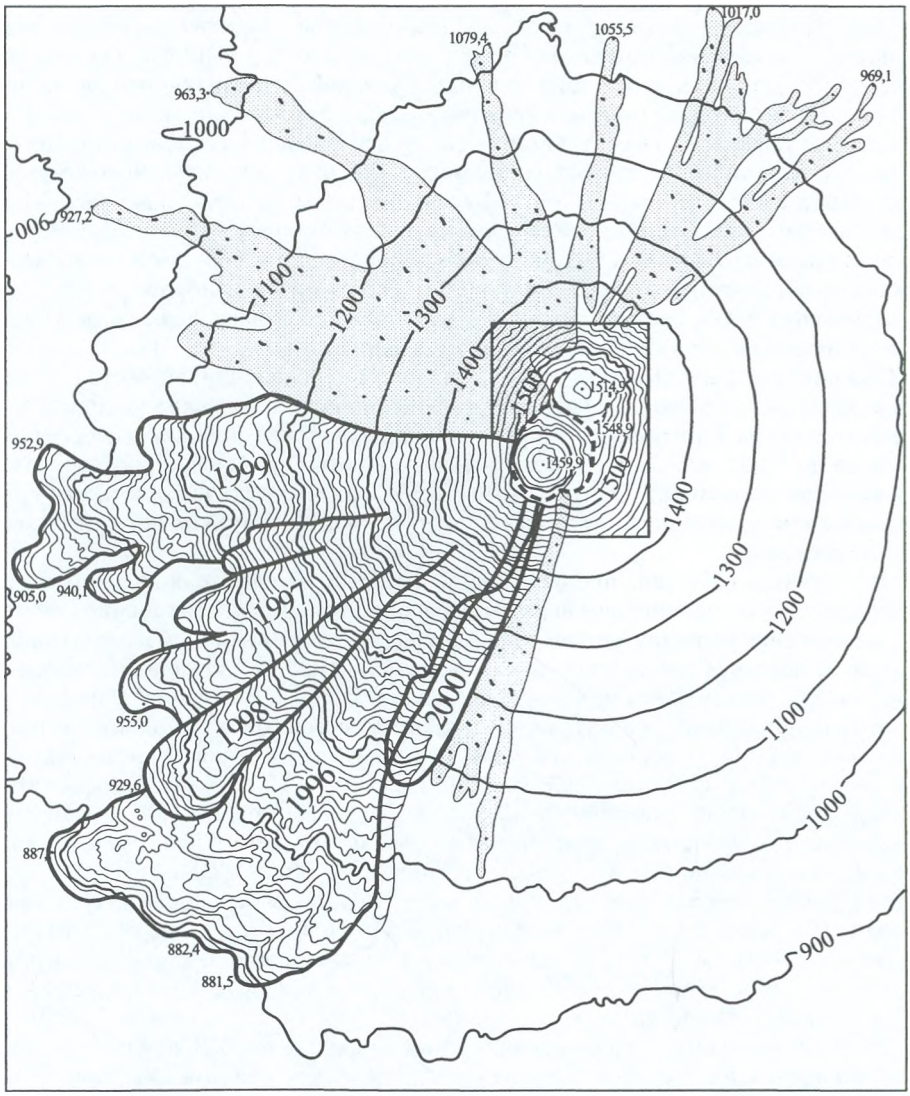


Рис. 5.47. Схема распространения лавовых потоков извержения 1996–2000 г.
Серым цветом показаны пирокластические потоки, образовавшиеся в 2000 г.

В начале 2000 г. во время либо февральской, либо мартовской активизации произошло излияние еще одного лавового потока на южный склон вулкана. Его морфология отличалась от потоков, наблюдавшихся ранее. Ширина потока на всем протяжении была 70–100 м, бортовые валы отсутствовали, мощность потока составляла 5 м, длина 650–700 м. Анализ параметров потока и активности вулкана в этот период позволяет полагать, что этот поток был одним из самых "стремительных" в ходе описываемого извержения. Он образовался всего за несколько дней и двигался, по-видимому, со средней скоростью 50–100 м/сут.

Объем эффузивного материала, поступивший на поверхность в период с июня 1998 г. по сентябрь 2000 г., по данным аэрофотограмметрических исследований, составил 0,0119 км^3, а за весь пятилетний период извержения объем излившейся лавы достиг 0,0229 км^3.

Из-за большой удаленности вулкана режимные наблюдения за ходом извержения носили дискретный характер. Кроме этого, отсутствие явно выраженных визуальных эффектов, обычно сопровождающих движение лавовых потоков, не позволило создать полной картины движения разных эффузивных порций.

Следует указать, что в отдельные моменты извержения на склонах вулкана отмечались пирокластические потоки. Например, 10 июля 1999 г. эксплозивные события происходили с интервалом около 1 ч. Фиксировались мощные, сильно нагруженные пеплом выбросы с большим количеством крупных бомб размером до 10 м. Выбросы достигали высоты 700–900 м. Во время этих эксплозий бомбы покрывали все склоны вулкана до абсолютных отметок 1000–1100 м. В результате наиболее мощных взрывов отмечалось такое достаточно редкое явление, как коллапс эруптивной колонны, что и приводило к образованию пирокластических потоков (рис. 5.48).

Они распространялись в основном в западном направлении, но иногда покрывали и южный склон вулкана. Наиболее длинные пирокластические потоки достигали атрио вулкана Карымский. Скорость распространения пирокластических потоков была до 10–15 м/с. За пять лет извержения пирокластические потоки отмечались всего несколько раз. Однако их появление свидетельствует о том, что при таком характере эруптивного процесса вулкан неожиданно может перейти в крайне опасное состояние.

Эруптивные события, происходившие на вулкане, привели к значительным морфологическим изменениям вершины вулкана Карымский. В течение описываемого извержения вершину венчал двойной кратер, напоминающий в плане цифру 8. Старый, не действующий, северо-северо-восточный кратер вулкана (диаметр 120 м) в ходе извержения менялся незначительно, в основном за счет выпадающих на него новых порций тефры. Все эруптивные события происходили в новом, активном, юго-юго-западном кратере, образовавшемся в 1996 г. Средний диаметр этого кратера к маю 1998 г. достигал 90 м, глубина составляла 25 м. Кратер был открыт в юго-западном направлении, абсолютная отметка дна составляла 1509,4 м. Исток лавы находился на внешнем склоне вулкана, в 40 м юго-западнее кромки активного кратера. Высота вулкана в это время составила 1543,2 м.

К апрелю 1999 г. благодаря мощной эксплозивной деятельности диаметр активного кратера увеличился в 1,3 раза и достиг 125 м. Абсолютная высота вулкана увеличилась до 1554,6 м. Этому способствовало обилие тефры, образовавшейся в результате взрывов. Уровень дна кратера не изменился. Эффузивная бокка по-прежнему находилась на внешнем склоне вулкана.

Фотограмметрические измерения, проведенные в апреле 2000 г., показали, что размер кратера вновь значительно увеличился. К этому времени его диаметр составил 190 м. Глубина кратера понизилась на 40 м до отметки 1469,6 м. Абсолютная высота вулкана уменьшилась на 6,2 м до отметки 1548,4 м. Можно предположить, что диаметр кратера увеличился либо благодаря мощнейшим эксплозивным активизациям в августе 1999 г. и в феврале 2000 г., либо вследствие начавшихся просадок, вызванных опусканием магматической колонны. Не исключается, конечно, и совокупное воздействие этих двух факторов.

Исследования, проведенные 26 сентября 2000 г., показали, что за пять прошедших месяцев внутренняя поверхность активной эксплозивной воронки претерпела значительные изменения. Дно кратера опустилось еще на 9,7 м (до отметки 1459,9 м), на крутых участках образовались сплошные оползни, покрывшие ~50 % поверхности склонов. Появились крутые обрывы. Следует указать, что сотрудники полевых отрядов, проводившие исследование у подножья вулкана в августе–октябре 2000 г., часто отмечали звуки обвалов внутри активного кратера. Причем движение материала на внешних склонах вулкана в это время вообще не фиксировалось. Все это указывает на то, что просадки в кратере, вызванные оттоком магматического вещества, продолжались.



Рис. 5.48. Пирокластический поток, распространяющийся по западному склону вулкана Карымский 10 июля 1999 г., вид с юго-запада (*Фото А.Ю. Никифорова*)

Высота эруптивной колонны 700 м над кромкой кратера

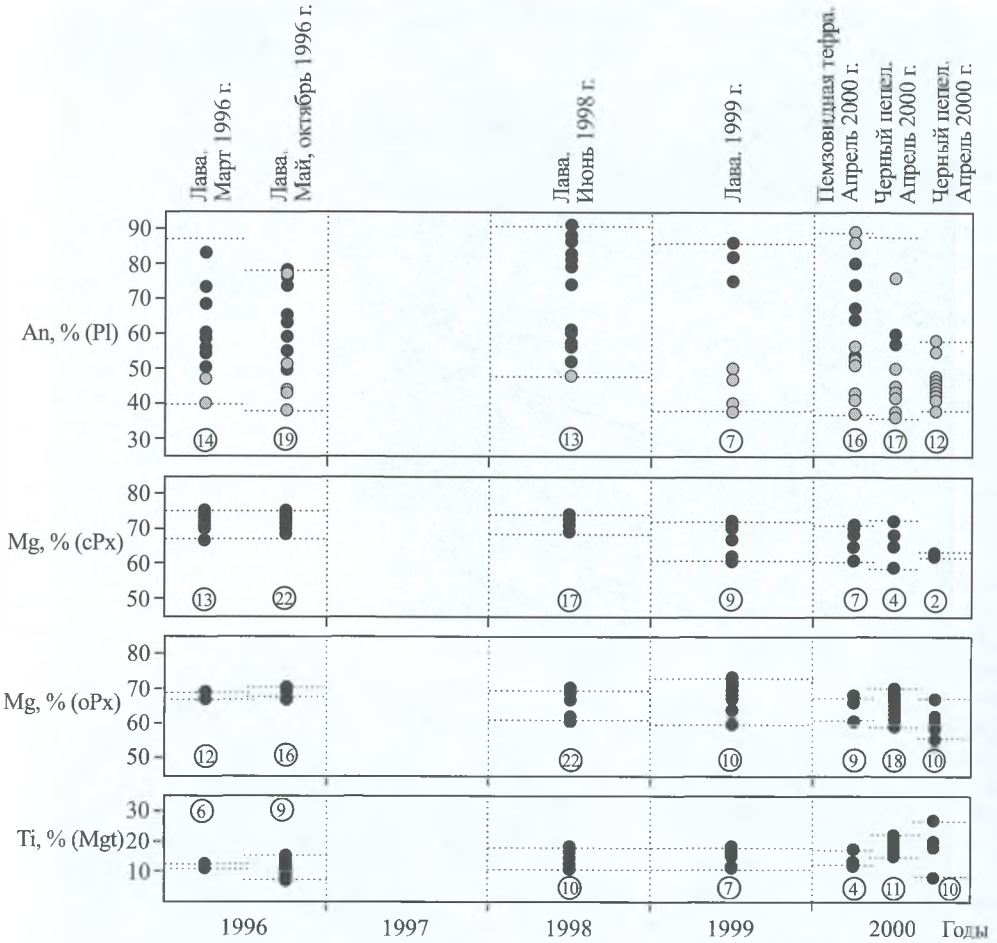


Рис. 5.49. Химический состав минеральной ассоциации андезитов, поступивших на поверхность в ходе извержения вулкана Карымский в 1996–2000 гг.

Цифры в кружках – количество проанализированных минеральных зерен, черные кружки – составы ядер фенокристаллов, серые – составы микролитов

К 26 сентября 2000 г. вершину вулкана Карымский венчал двойной кратер. Диаметр старого, неактивного, северного кратера составлял 110–120 м, внутренняя его часть была пологой. Высота кромки в северной части 1528,9 м, в южной 1548,9 м. Дно кратера имело абсолютную отметку 1515,1 м. Диаметр нового, активного кратера, располагающегося в южной части вершины, был 180–190 м. Он представлял собой крупное чашеобразное углубление, открытое на юго-запад. Внутренняя часть кратера имела крутые стенки. Высота северо-восточного гребня 1548,9 м, западного 1496,4 м. Дно кратера находилось на отметке 1459,9 м.

Продукты извержения – пепел, бомбы и породы лавовых потоков – отвечают по химическому составу андезитам (SiO_2 – 61,5, TiO_2 – 0,8, Al_2O_3 – 16,7, Fe_2O_3 – 2,4, FeO – 5,1, MnO – 0,1, MgO – 2,0, CaO – 5,3, Na_2O – 3,7, K_2O – 1,6, P_2O_5 – 0,2). Химический состав пород оставался постоянным в ходе извержения (за редким исключением появления светлых пеплов, анализ которых проводится). Поступающие на поверхность андезиты в основном плотные, реже пористые разности темного цвета. Главный породообразующий минерал в них – плагиоклаз; его количество изменяет-

ся в пределах 20–25 %, размер отдельных зерен 3–5 мм. В крайне подчиненном количестве отмечены фенокристаллы клино- и ортопироксена размером до 2–3 мм. Магнетит присутствует в виде акцессорного минерала.

Начато сравнительное микрозондовое исследование пород, поступивших из вершинного кратера вулкана Карымский в 1996–2000 гг. Первые результаты представлены на рис. 5.49. Результаты анализов показывают, что плагиоклаз кристаллизовался в широком интервале составов An_{91-38}. Как правило, в ядрах фено- и субфенокристаллов содержание анортитовой составляющей выше, чем в их краевых частях и микролитах. Интервал кристаллизации клино- и ортопироксенов находится в более узких пределах (Mg = 75–60). Следует указать, что для пород 1996 и 1998 г. микролиты будут исследоваться в ближайшем будущем. К концу извержения содержание TiO_2 в магнетите несколько увеличивается. Это может свидетельствовать об изменении окислительно-восстановительного режима кристаллизации.

Анализ графиков показывает, что в ходе извержения минеральный состав андезитов, поступающих на поверхность, оставался в основном постоянным и существенного фракционирования в ходе извержения не происходило [*Федотов и др.*, 2002].

5.4.2. Сейсмические явления, связанные с извержениями в Карымском вулканическом центре в 1996–2000 гг.

Карымский вулканический центр за время детальных сейсмологических наблюдений, начиная с 1962 г., характеризуется как район постоянной, высокой местной сейсмичности [*Токарев, Фирстов*, 1967; *Токарев и др.*, 1969; *Токарев, Фирстов*, 1977; *Токарев*, 1989; *Леонов, Иванов*, 1994]. В январе–феврале 1978 г. там произошел рой землетрясений, самое сильное событие которого имело магнитуду $M_{LH} = 5{,}5$ [*Зобин и др.*, 1983]. На основе изучения пространственного распределения землетрясений в районе вулкана Карымский в 1985 г. было обнаружено наличие под ним на глубинах 4–10 км асейсмичной области, которая идентифицировалась как периферический магматический очаг [*Широков и др.*, 1988]. Ранее наличие такого очага было показано по гравиметрическим данным [*Зубин и др.*, 1971]. Однако до 1996 г. не было замечено определенной связи местных землетрясений с извержениями вулкана Карымский. 2 января 1996 г. в Карымском вулканическом центре началось одновременное извержение двух вулканов, предварявшееся и сопровождавшееся мощной местной сейсмичностью с магнитудой $M_S = 6{,}6$ [*Муравьев и др.*, 1997; *Федотов*, 1997; *Гордеев и др.*, 1998; *Zobin, Levina*, 1998]. Местные землетрясения продолжаются в этом районе и в настоящее время.

Предвестники, прогнозы и начало одновременных извержений. В период с октября 1982 г. до 2 января 1996 г. вулкан Карымский находился в покое (устные сообщения В.В. Степанова и В.В. Ящука). Первые признаки его пробуждения были обнаружены в августе 1993 г. по результатам аэрофотосъемок в видимом и инфракрасном диапазонах (отчет по проекту 1.2.1. ГНТП № 18 за 1993 г., В.Н. Двигало, И.К. Дубровская). Ретроспективно также было показано, что начиная с 1985 г. местные землетрясения стали преимущественно концентрироваться в районе вулканов Карымский и Академии Наук, а не рассеиваться по всей сравнительно широкой сейсмоактивной области в Карымском вулканическом центре, как было в 1962–1994 гг. Землетрясения, как обычно, происходили роями, но продолжительность их не превосходила двух-трех недель. Состояние вулкана контролировалось радиотелеметрической сейсмостанцией КОМСП ГС РАН "Карымская", установленной на склоне вулкана Карымский.

В марте 1995 г. в этом районе начался предваряющий рой вулканических землетрясений, который без перерывов продолжался в течение девяти месяцев вплоть до

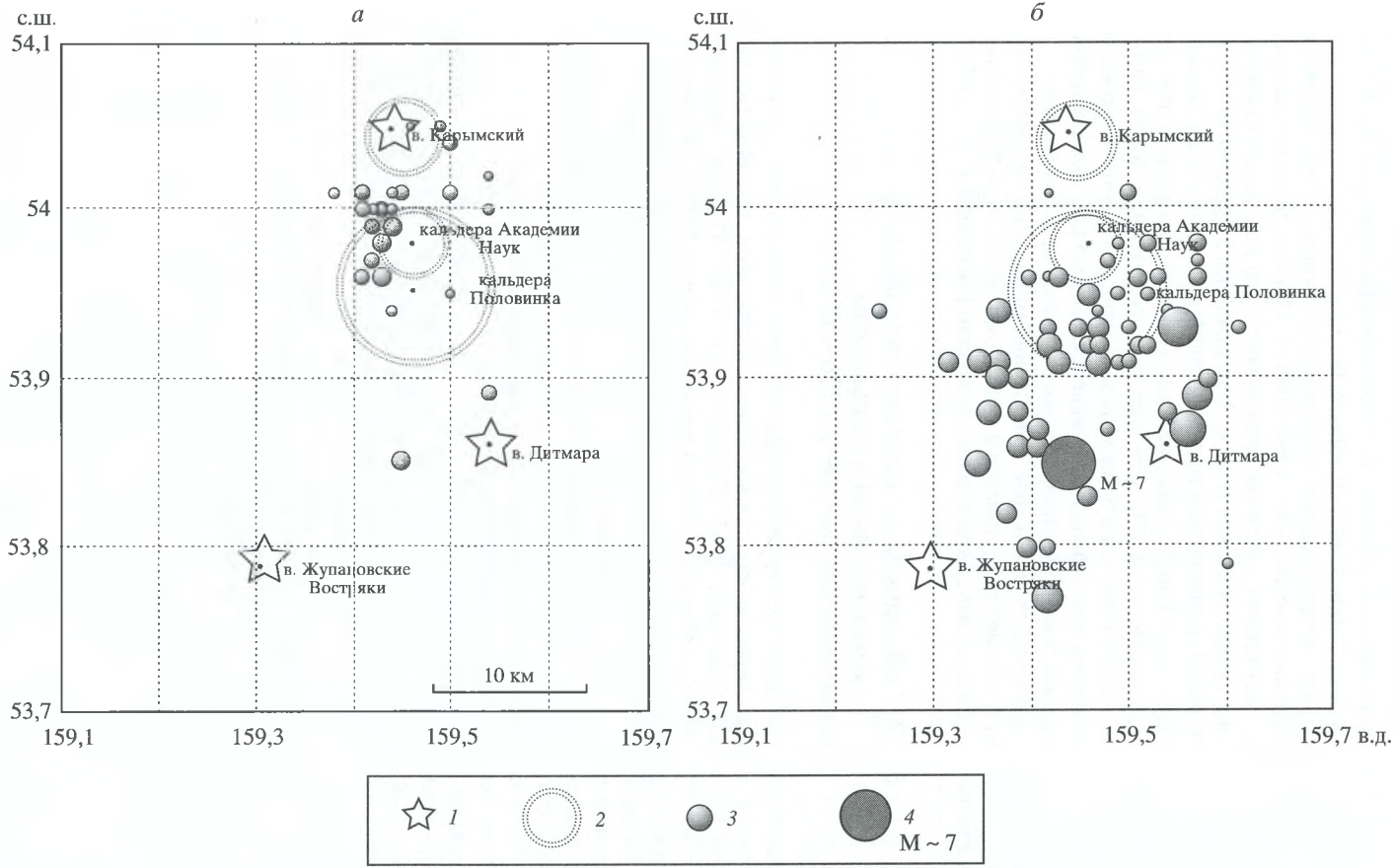
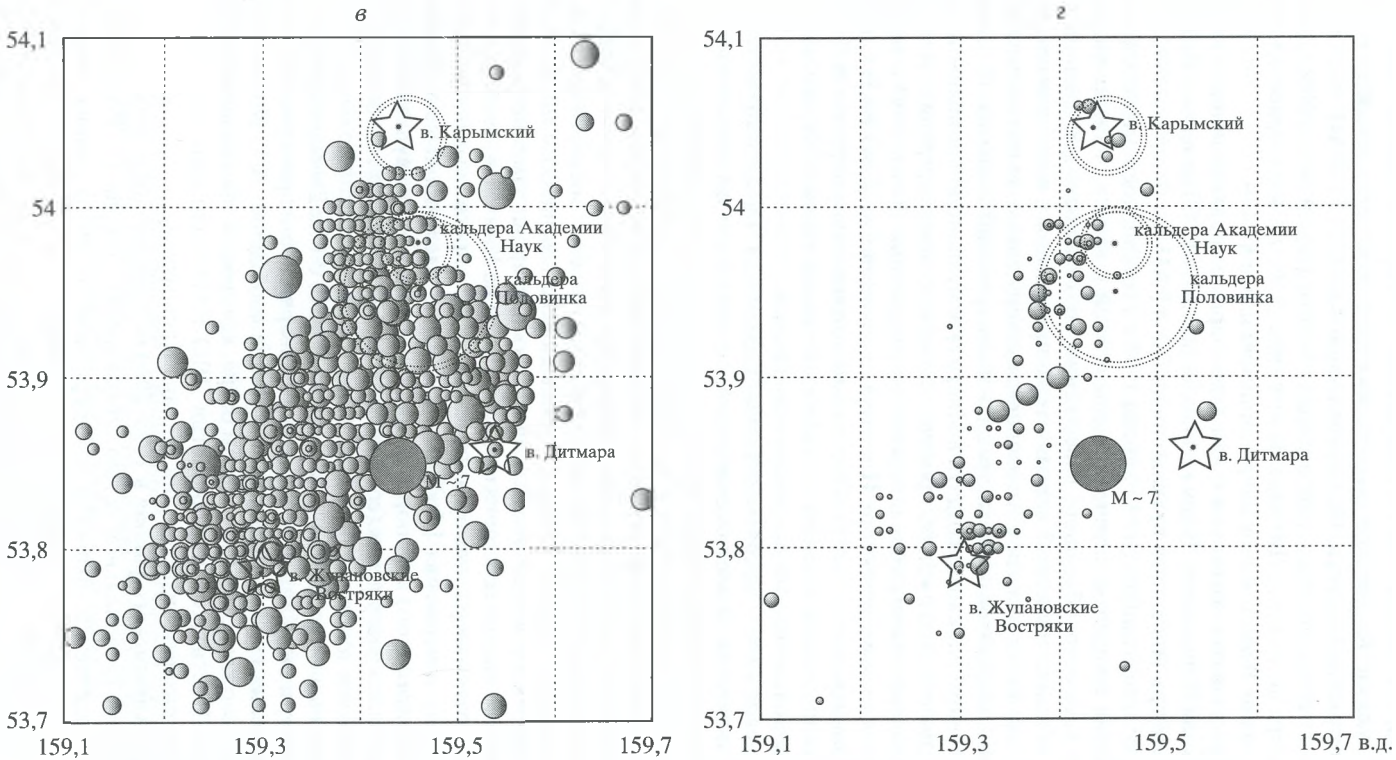


Рис. 5.50. Распределение эпицентров землетрясений в связи с одновременными извержениями и землетрясением с магнитудой M ~ 7 в Карымском вулканическом центре за период 1995–2000 гг. (определения КОМСП ГС РАН):

а) с 1.01 по 31.12.1995 г. (в течение одного года до начала одновременных извержений); б) 1.01.1996 г. с 00 ч до 09 ч 56 мин (в течение 10 ч форшоковой активности);



в) с 1.01 по 31.12.1996 г. (в течение одного года после землетрясения 1.01.1996 г. с магнитудой M~7 и начала одновременных извержений); г) с 1.01.1997 по 20.1.2000 г. (во время продолжения извержения вулкана Карымский и ослабления сейсмической активности в очаге землетрясения с магнитудой M ~ 7).

Максимальный энергетический класс $K_s^{max} = 9$ (*а*), 12 (*б*), 14,3 (*в*), 9,3 (*г*); *1* – вулканы, *2* – кальдеры, *3*, *4* – эпицентры землетрясений

начала извержений 1–2 января 1996 г. [*Извержения...*, 1998]. В отдельные дни на расположенной на вулкане Карымский радиотелеметрической сейсмостанции отмечалось до 120 землетрясений в сутки. По определениям КОМСП ГС РАН, они охватывали вытянутую в меридиональном направлении область длиной около 20 км, от вулкана Двор на севере до вулкана Дитмара на юге (рис. 5.50, *а*). Землетрясения происходили на глубинах от 0 до 10 км, их энергетический класс $K_S \leq 9$.

На основании развития этого роя были даны первые среднесрочные прогнозы извержения вулкана Карымский. В служебных записках А.В. Сторчеуса и В.В. Иванова на имя директора Института вулканологии ДВО РАН (от 7 апреля 1995 г.) и в Камчатский центр мониторинга (от 13 апреля 1995 г.) сообщалось, что извержение вулкана Карымский ожидается в течение первых дней и недель, а также указывались ожидаемые параметры будущего извержения, его опасность для авиации и населения. В служебной записке от 7 апреля также предлагались мероприятия, которые необходимо провести в связи с готовящимся извержением: выдать предупреждение для авиации, организовать регистрацию землетрясений Карымской сейсмостанции в расширенном варианте, создать в Институте вулканологии полевой отряд для изучения будущего извержения, просить областную администрацию выделить средства для финансирования работ по прогнозу извержения. 30 мая 1995 г. прогноз был подтвержден в письме директора Института вулканологии ДВО РАН С.А. Федотова на имя командующего Северо-Восточным пограничным округом В.Л. Бекетова. В последующие восемь месяцев прогноз извержения вулкана Карымский подтверждался еженедельно вплоть до начала извержений.

К вечеру 1 января 1996 г. на сейсмостанции "Карымская" начался катастрофический рост числа и энергии землетрясений, которые следовали настолько часто, что сливались в сплошную запись. Поэтому В.В. Ящук в своих телефонограммах в 18 ч 15 мин (время местное) оперативному дежурному МЧС по Камчатской области и директору Института вулканологии сообщает об усилении сейсмичности в Карымском районе и о вероятном начале извержения вулкана Карымский. Позднее, вечером того же дня, в Карымском районе произошло два землетрясения энергетических классов $K_S = 11$ и 12, которые ощущались в г. Петропавловске-Камчатском силой 2–3 балла (рис. 5.50, *б*). Директор Института С.А. Федотов подтвердил администрации Камчатской области свою оценку сейсмической обстановки на Камчатке, сообщил о том, что велика вероятность извержения вулкана Карымский, и просил выделить вертолет для полета к району извержения [*Федотов*, 1997]. На следующий день (2 января 1996 г.) утром из Елизовского аэропорта сообщили о том, что над вулканом Карымский отмечается облако извержения (сообщение В.Н. Плоцкого по телефону). Полет вертолета МЧС в район извержения состоялся днем 2 января.

Все указанные выше прогнозы реализовались в ночь с 1 на 2 января 1996 г. с началом извержения вулкана Карымский. Однако 2 января, спустя примерно 12–14 ч после начала извержения вулкана Карымский (устное сообщение А.Г. Коваленкова), началось второе извержение – в Карымском озере, которое не прогнозировалось.

В дальнейшем Институтом вулканологии ДВО РАН было дано несколько успешных прогнозов развития извержения вулкана Карымский.

Сейсмичность Карымского района в 1995–2000 гг. Сейсмичность района контролируется Камчатской региональной сетью сейсмических станций ГС РАН, которая без пропусков определяет координаты землетрясений из этого района, начиная с энергетического класса $K_S > 8{,}0$, с конца 1980-х годов ($K_S \geq 7{,}5$). Одна из станций располагается непосредственно на вулкане Карымский и может регистрировать более слабые ($K_S \geq 4{,}0$) местные события (без определения их координат). Сейсмические станции региональной сети располагаются сравнительно далеко от исследуемого района, поэтому точность определения координат местных землетрясений была сравнительно невысокой (средняя ошибка ~10 км, максимальная до 20 км). Расстояние между двумя центрами извержений в 1996 г. было равно 6 км, следовательно, разрешаю-

щая способность Камчатской региональной сети была недостаточна для различения сейсмичности, связанной с указанными двумя центрами извержений. Таким образом, проводить сравнение определений координат землетрясений с тектоникой и вулканической активностью в этом районе следует с большой осторожностью и рассматривать полученные данные как предварительные.

В марте 1995 г. в Карымском районе начался рой слабых местных землетрясений, который не прекращался вплоть до начала извержения 2 января 1996 г. Энергетический класс событий $K_S \leqslant 9$. Согласно определениям КОМСП ГС РАН, эпицентральная область землетрясений охватывала кальдеры Академии Наук и Карымскую и имела диаметр ~10 км, глубина очагов от 0 до 10 км (рис. 5.50, *а*). При этом большинство определений было приурочено к западному и северо-западному бортам кальдеры вулкана Академии Наук.

1 января в 14–16 ч (время местное) в Карымском районе началось резкое усиление сейсмичности (мощный форшоковый рой). Форшоки охватывали огромную территорию от вулкана Жупановские Востряки (на юге) до северного борта кальдеры вулкана Академии Наук (на севере) размером примерно 25×17 км (рис. 5.50, *б*). Глубина, на которой произошло событие, была от 0 до 65 км, в основном от 0 до 30 км. Завершился рой в этот же день в 9 ч 57 мин сильнейшим коровым землетрясением с магнитудой около $M \sim 7$ ($K_S = 14{,}3$). На континентальной Камчатке событие такой силы за время сейсмологических наблюдений с 1962 г. отмечалось впервые.

Согласно предварительным определениям В.В. Иванова, учитывающим поправки за неоднородности скоростных свойств среды, эпицентр основного толчка лежал примерно в 25 км к югу от вулкана Карымский (обозначен на рис. 5.50, *б–г* в виде зачерненного кружка). Через 8–10 ч после этого события началось извержение вулкана Карымский, а вскоре произошло кратковременное подводное извержение базальтов в Карымской кальдере.

Сразу после основного толчка происходил мощный и очень продолжительный афтершоковый процесс. Эпицентры афтершоков захватили еще большую площадь (примерно 40×17 км). Глубины событий были от 0 до 65 км.

Возможно, некоторые из этих землетрясений были связаны с внедрением базальтов по дайке, питавшей подводное извержение, однако недостаточное разрешение региональной сети не позволяет этого утверждать определенно. 1–2 января 1996 г. форшоки следовали настолько часто, что сливались в сплошной непрерывный фон даже на станциях, удаленных на 100 км от района.

На сейсмостанции "Карымская" 3 и 4 января 1996 г. отмечалось около 2000 событий в сутки, в дальнейшем интенсивность и сила форшоков быстро спадала во времени, однако афтершоки отмечались еще 2–3 года после основного толчка.

В последующем (в 1997–2000 гг.) в рассматриваемом районе отмечалась более слабая сейсмичность, события следовали реже, их энергия была существенно меньше, чем в 1996 г. ($K_S \leq 9{,}3$) (рис. 5.50, *г*). Они занимали диапазон глубин 0–60 км, в основном 0–20 км [*Федотов и др.*, 2002].

5.4.3. Деформации, связанные с сильным (M = 7,0) землетрясением, прорывом магм и извержениями в Карымском вулканическом центре в 1996–2000 гг.

Для изучения современных движений земной поверхности в ныне активном Карымском вулканическом центре Камчатки в 1971–1977 гг. был создан геодезический полигон Институтом вулканологии ДВО РАН совместно с Дальневосточным подразделением Федеральной службы геодезии и картографии Российской Федерации (рис. 5.51).

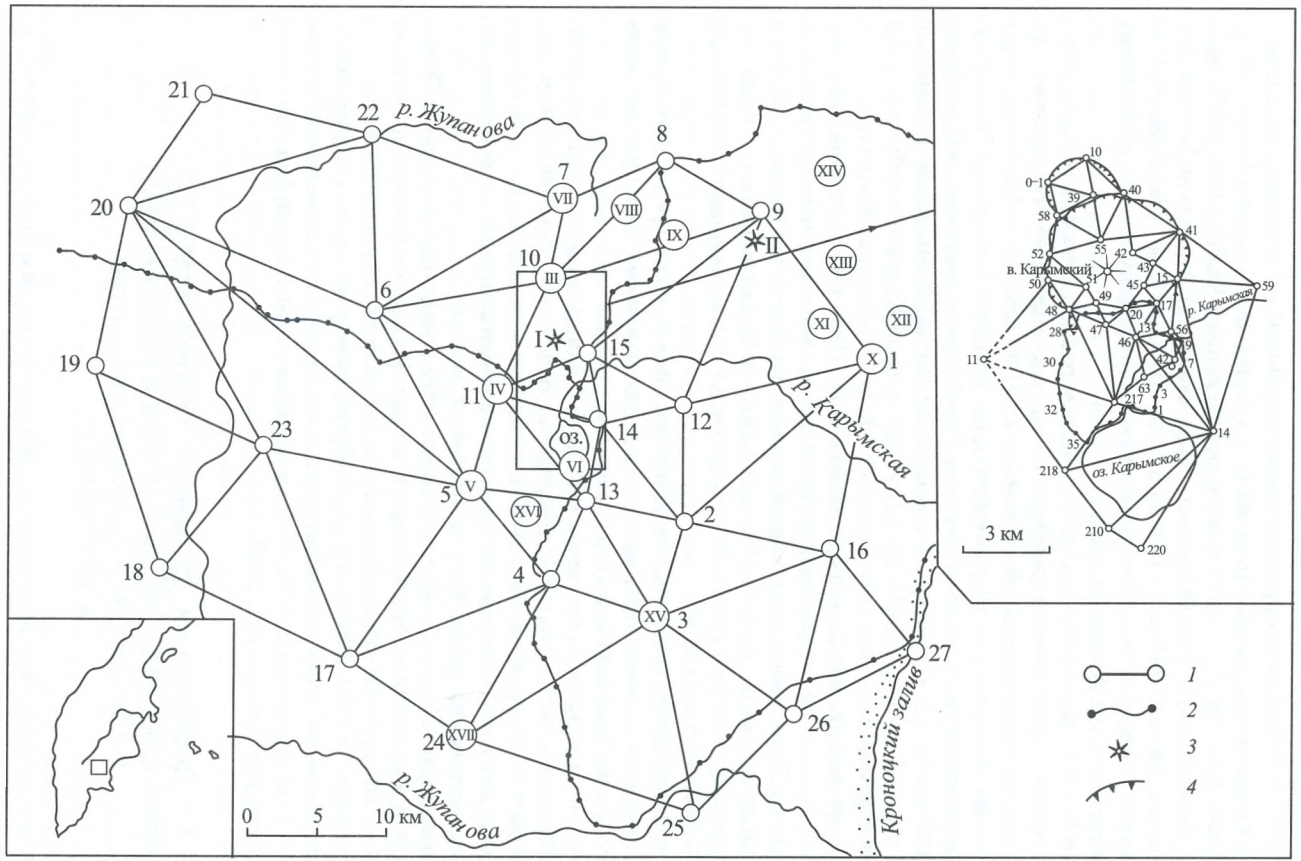


Рис. 5.51. Схема геодезических измерений в Карымском вулканическом центре:

1 – сторона линейно-угловой триангуляции; *2* – линии высокоточного нивелирования; *3* – действующие вулканы; *4* – кальдера вулканов Карымский и Академии Наук; цифры в кружках вулканы Карымской группы: I – Карымский, II – Малый Семячик, III – Двор, IV – Разлатый, V – Крайний, VI – Академии Наук и Однобокий, VII – Соболиный, VIII – Ступенчатый бастион, IX – Сухой, X – Прибрежный Южный, XI – Стена, XII – Прибрежный Северный, XIII – Массивный, XIV – Березовый, XV – Дитмара, XVI – Белянкина, XVII – Жупановские Востряки. Цифры 1–27 на рис. означают позиции установки геодезических инструментов

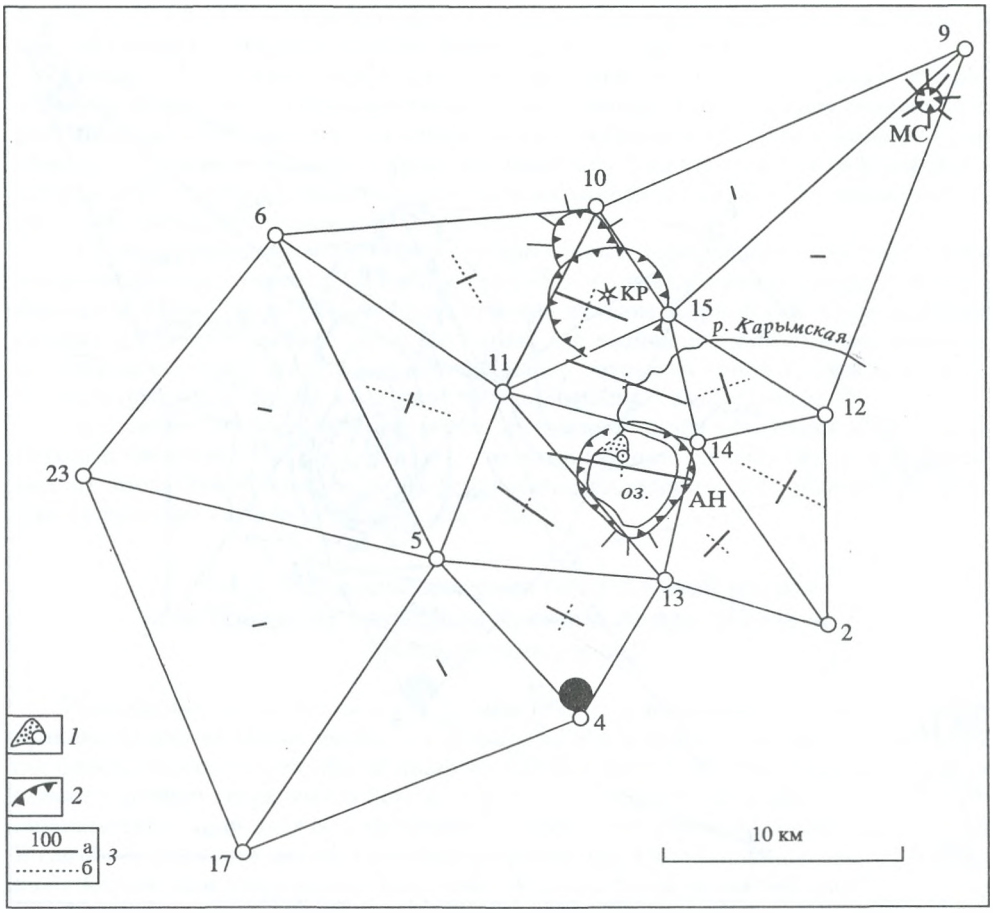


Рис. 5.52. Направления главных осей плоской деформации и их величины в Карымском вулканическом центре в период 1988–(1996–1999) гг.

1 – кратер подводного извержения в кальдере Академии Наук и новый полуостров, образовавшийся при извержении; *2* – кальдера; *3* – направления главных осей деформации и их величины в ед. 10^{-6}: а – растяжение, б – сжатие. Черным кружком отмечен эпицентр землетрясения с магнитудой $M = 7{,}0$; КР – в. Карымский, АН – в. Академии Наук, МС – в. Малый Семячик

Многолетние наблюдения на этом полигоне подтвердили высокие скорости деформаций земной поверхности, особенно в средней зоне вулканического центра. После сильного ($M = 7{,}0$) землетрясения, происшедшего 1.01.1996 г., и последовавшего за ним одновременного извержения двух вулканов – Карымского и Академии Наук, которые сопровождалось видимыми разрывами земной поверхности, возникла необходимость выявления области и границ распространения значимых ((1–3) · 10^{-6} и более) горизонтальных и вертикальных подвижек, необходимых для понимания механизма питающих магматических систем, определения глубины залегания близповерхностных очагов магмы и давления в них. Первые же инструментальные измерения обнаружили горизонтальные подвижки в виде растяжения величиной до 6 · 10^{-4} и вертикальные подвижки разного знака суммарной амплитудой до 1,5 м [*Магуськин и др.*, 1997]. Повторные измерения на ранее заложенных геодезических пунктах, относительное местоположение которых было известно с точностью (1–2) · 10^{-6}, были продолжены в

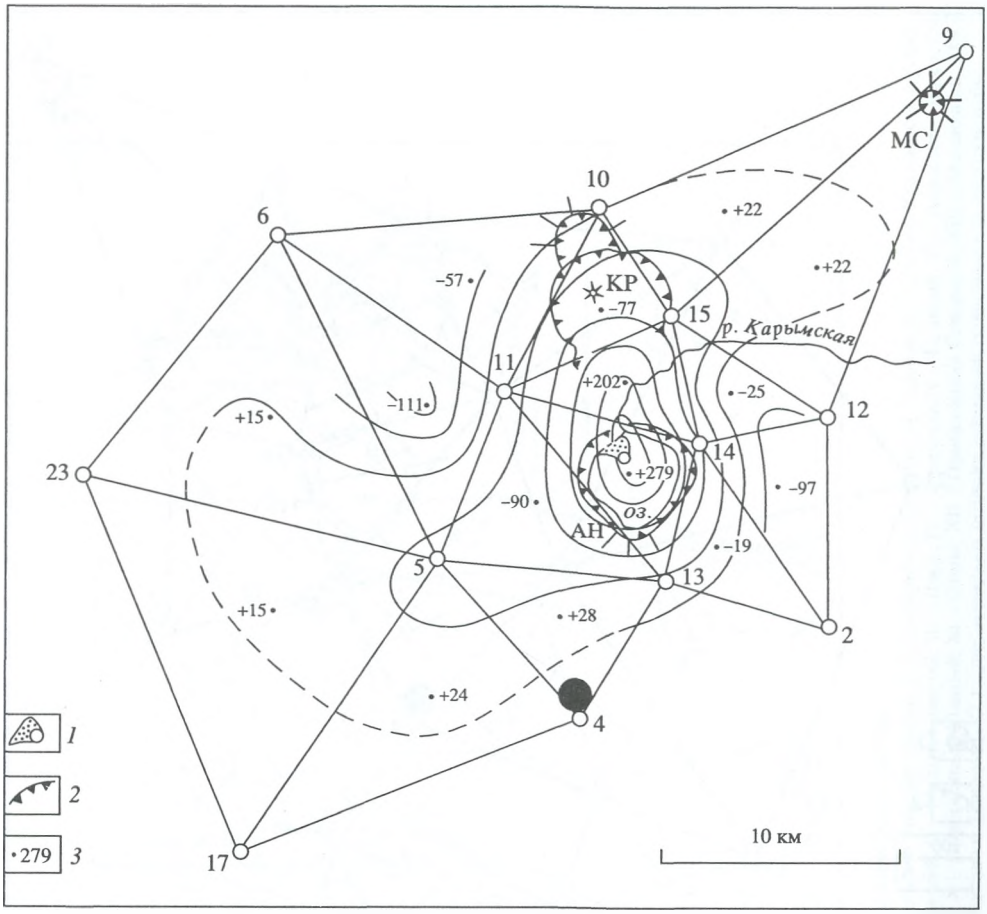


Рис. 5.53. Относительные изменения площадей плоских фигур (треугольников) в Карымском вулканическом центре в период 1988–(1996–1999) гг.:

1, *2* – см. обозначения на рис. 5.52; *3* – дилатация, в ед. 10^{-6}; *4* – изолинии равных дилатаций

1996–2000 гг. Количество таких пунктов на полигоне более 160, около 100 из них имеют относительную высотную отметку с точностью первых миллиметров и более 60 пунктов – относительное плановое положение с точностью первых сантиметров. На некоторых из этих пунктов были выполнены высокоточные гравиметрические наблюдения. В инструментальной вулканологии это редкая удача, когда "театр" предстоящих вулканических и сейсмических событий заранее покрыт сетью повторных высокоточных геодезических измерений. Повторение измерений на всех этих пунктах после упомянутых выше событий – важнейшая научная задача. Благодаря поддержке в то время Министерства промышленности, науки и технологий удалось выполнить некоторое количество повторных геодезических измерений. Часть результатов этих работ представлено на рис. 5.52 и 5.53.

Ориентировка главных осей плоской деформации в конечных элементах (в треугольниках) показывает, что подъем магмы в периферический очаг вулкана Карымский и последующее за ним вершинное извержение этого вулкана, а также прорыв магмы на дне кальдерного озера вулкана Академии Наук сопровождались растяжением земной поверхности по направлению запад–восток. Максимальные растя-

жения до $234{,}4 \cdot 10^{-6}$ наблюдались на площади от места подводного извержения до южной границы кальдеры вулкана Карымский (см. рис. 5.52).

На рис. 5.53 показано изменение площадей (дилатасии) плоских фигур. Эти данные очерчивают область положительных деформаций, максимальное значение ее в районе подводного кратера в кальдере вулкана Академии Наук. К сожалению, данных пока недостаточно, чтобы уверенно наметить границу нулевых деформаций (в данном случае границу между областями растяжения и сжатия). Ее примерное положение показано утолщенной изолинией.

По предварительным данным, горизонтальные деформации оказались несимметричными как относительно центра подводного извержения к кальдере вулкана Академии Наук, так и относительно кратера вулкана Карымский. Судя по форме равных дилатаций (см. рис. 5.53), источник, где возникают избыточные давления, вызывающие горизонтальные и вертикальные смещения точек земной поверхности, имеет сложную форму и вытянут по направлению северо–восток.

Расстояние от земной поверхности до центра такого источника может колебаться в пределах 7–22 км. Отметим, что возникающие горизонтальные деформации от избыточного давления в сферических, цилиндрических и линзообразных очагах примерно схожи [*Федотов и др.*, 2002].

5.4.4. Палеоизвержения базальтовой магмы в пределах кальдеры вулкана Академии Наук (Карымском озере)

Извержение, происшедшее 2–3 января 1996 г. в Карымском озере (в кальдере вулкана Академии Наук), необычно тем, что на поверхность были выброшены породы базальтового состава. Все вулканические постройки, сформировавшиеся в этом районе в среднем, верхнем плейстоцене и голоцене имеют более кислый состав лав и пирокластики – от андезито-базальтов до риолитов [*Вулканологический...*, 1980]. В связи с этим возник целый комплекс вопросов: происходили ли подобные извержения в Карымском озере ранее? Как часто? Каковы были их последствия?

Сразу после извержения были пересмотрены результаты проведенных в этом районе ранее тефрохронологических исследований [*Брайцева*, 1997]. Был сделан вывод, что извержение базальтов в Карымском озере происходило и в середине голоцена, около 6500 лет назад [*Брайцева*, 1997]. В развитие этих работ летом 1996 г. А.Б. Белоусов и М.Г. Белоусова провели изучение многочисленных новых обнажений почвенно-пирокластического чехла, вскрывшихся по берегам озера после извержения 2–3 января, что позволило выделить еще два извержения базальтовой пирокластики, которые произошли в озере одно за другим около 4800 лет назад [*Белоусов и др.*, 1997]. Интервал между этими извержениями, как отмечалось, был небольшим, вероятно, менее 100 лет.

Таким образом, сделанные специалистами по тефростратиграфии выводы позволили говорить, что извержение 1996 г. не было единственным в данном районе, и что только в голоцене базальты прорывались на поверхность в Карымском озере не менее трех раз.

В предыдущие годы были изучены многочисленные разрезы пемзовых отложений и почвенно-пирокластического чехла, расположенные по бортам кальдер вулканов Академии Наук и Карымский [*Леонов, Иванов*, 1994; *Гриб*, 1997; *Леонов*, 1997]. Основываясь на результатах этих работ, а также проведенных в последние годы исследований, в настоящее время можно, с одной стороны, более подробно рассмотреть особенности извержений, происшедших в Карымском озере около 4800 лет назад, а с другой – оценить количество и частоту подобных извержений за последние 100 000 лет.

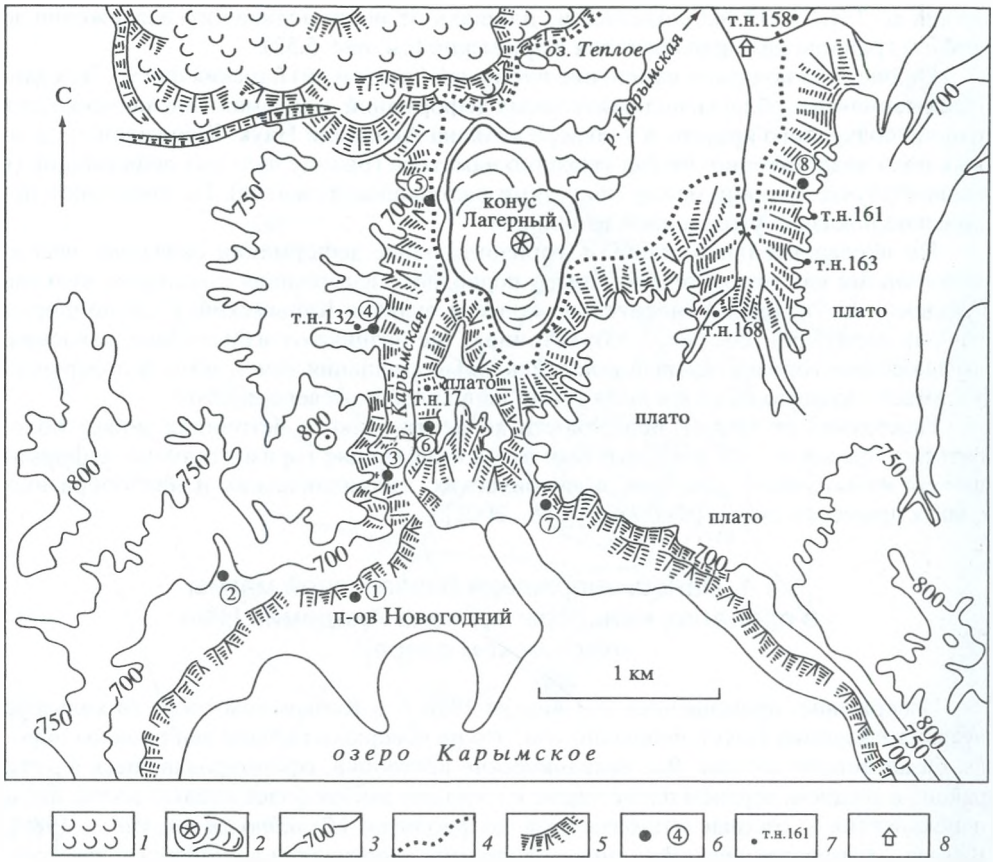


Рис. 5.54. Схема расположения изученных разрезов и точек наблюдения:

1 – лавовые потоки вулкана Карымский; *2* – конус Лагерный и его лавовые потоки; *3* – изолинии рельефа; *4* – границы долины Ключевой; *5* – обрывы, крутые склоны; *6* – места расположения и номера разрезов; *7* – места расположения и номера точек наблюдения, где были встречены фреатомагматические отложения, связанные с извержениями, происшедшими в Карымском озере около 4800 лет назад; *8* – стационар Института вулканологии

Особенности извержений, происшедших в Карымском озере около 4800 лет назад. Как уже отмечалось, около 4800 лет назад в Карымском озере, примерно в том же месте, где произошло извержение 2–3 января 1996 г., произошло два сближенных по времени извержения, в результате которых на поверхность были выброшены базальтовые шлаки [*Белоусов и др.*, 1997]. В разрезах почвенно-пирокластического чехла на расстоянии от 2 до 4 км к северу и северо-востоку от предполагаемых центров извержений нами были встречены два характерных слоя песчаников, содержащих аккреционные лапилли. Точки наблюдений (т.н.), где были встречены эти слои, показаны на рис. 5.54.

Наиболее полно разрез почвенно-пирокластического чехла был вскрыт в т.н. 158. Здесь на глубине ~4 м от поверхности и примерно в 2 м выше пемзовых туфов, связанных с Карымской кальдерой, залегают два слоя плотных зеленовато-серых песчаников: нижний слой, мощностью 10 см, верхний – 40 см. Они разделены слоем почвы мощностью 15 см. Два описанных слоя песчаников и по возрасту, и по характерному парному расположению соответствуют двум сближенным по времени извержениям базальтовой пирокластики в Карымском озере [*Белоусов и др.*, 1997].

Для песчаников характерно присутствие многочисленных округлых стяжений – аккреционных лапиллей, а также пустот, оставшихся от захороненных и впоследствии разрушившихся веток деревьев и кустов. Сохранность следов веток, их тонкой структуры свидетельствует о том, что пепел при формировании этих слоев был мокрый. Все это позволяет рассматривать эти песчаники как фреатомагматические отложения, образовавшиеся в результате распространения к северу и северо-востоку от центров извержения, расположенных в Карымском озере, насыщенных водой пирокластических волн.

То, что песчаники были встречены только к северу от Карымского озера и только в районе наиболее низкого расположения борта кальдеры, свидетельствует, что пирокластические волны распространялись преимущественно в этом направлении через понижение в рельефе. Как видно на рис. 5.54, именно к северу от кальдеры сформированы обширные плато, полого погружающиеся к северу и северо-востоку. Без сомнения, одной из основных причин формирования плато была фреатомагматическая деятельность, происходившая в Карымском озере в голоцене.

Несогласное залегание песчаников на нижележащих отложениях было описано нами в т.н. 168 (см. рис. 5.54). Песчаники здесь облекают нижележащий рельеф и круто, под углом 38°, падают вниз по склону.

Другим следствием извержений, происшедших около 4800 лет назад в Карымском озере, было формирование лахара, распространившегося по долине р. Карымская [*Белоусов и др.*, 1997].

Проведенное нами дешифрирование крупномасштабных аэрофотоснимков на рассматриваемый район показало, что всю западную, приближенную к реке Карымской, часть лавовых потоков конуса Лагерный перекрывают отложения, которые были вынесены при крупном паводке со стороны Карымского озера. Поскольку возраст конуса и его потоков оценивается в 5000 лет [*Брайцева*, 1997], то лахар, перекрывший потоки, скорее всего, был связан именно с извержениями, происшедшими около 4800 лет назад.

Кроме описанных особенностей извержений, происшедших в Карымском озере 4800 лет назад, необходимо отметить связанное с ними разрывообразование. Свидетельства этого были обнаружены нами при раскопке участка, где 2–3 января 1996 г. сформировался разрыв VIII [*Извержения...*, 1998]. Этот разрыв имел простирание 15–17°, характер взброса и амплитуду вертикальной подвижки 3–4 см (было поднято западное крыло). При раскопке обнаружилось, что по этому же разрыву около 4–5 тыс. лет назад произошла значительно более крупная подвижка, которая также имела характер взброса (было поднято западное крыло), но амплитуда вертикального смещения составляла 92 см.

Сравнивая извержения, происшедшие в Карымском озере 4800 лет назад и 2–3 января 1996 г., можно отметить, что хотя они имеют много общего (близкие центры извержений, катастрофический характер, формирование лахаров, прошедших по долине р. Карымская, однотипное разрывообразование), но последнее извержение было меньше по масштабу и не сопровождалось формированием фреатомагматических отложений за пределами п-ва Новогодний, который образован такими отложениями.

Оценка частоты извержений базальтовой магмы в районе Карымского озера в последние 100 000 лет. На рис. 5.55 приведены изученные нами разрезы, в которых были встречены слои шлаков базальтового состава или фреатомагматические отложения (маломощные слои переслаивающихся песчаников и гравелитов, содержащих аккреционные лапилли). Последние отложения нами также рассматриваются как следствие извержений базальтов в Карымском озере, так как, с одной стороны, они часто встречаются совместно со шлаками, с другой – песчаники часто содержат включения шлаков и лав базальтового состава. Кратко опишем некоторые из этих разрезов.

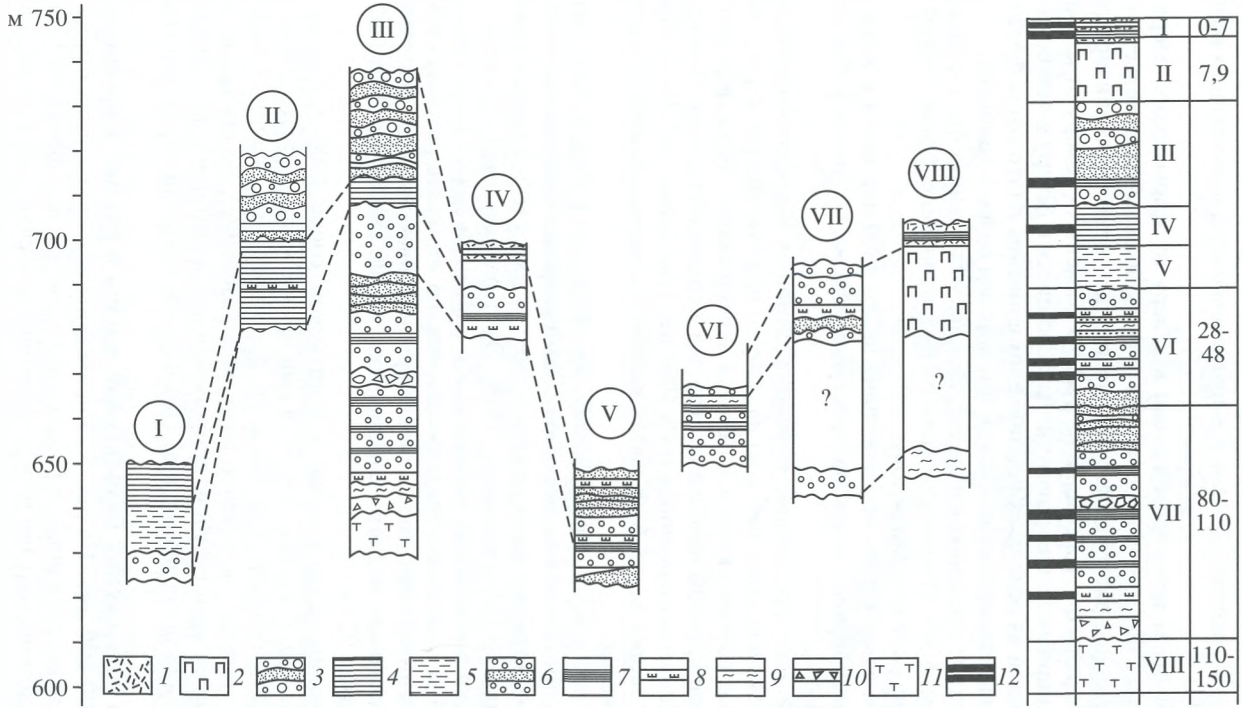


Рис. 5.55. Сопоставление разрезов и сводная колонка изученных отложений в районе Карымского озера:

1 – почвенно-пирокластический чехол, голоцен; *2* – пемзовые отложения, связанные с формированием кальдеры вулкана Карымский, ранний голоцен; *3* – тефра, взрывные отложения, связанные с кальдерой в. Академии Наук, поздний плейстоцен; *4* – озерные отложения древнего озера, заполнявшего кальдеру вулкана Академии Наук, поздний плейстоцен; *5* – агломератовые пемзовые туфы, вложенные в кальдеру вулкана Академии Наук, поздний плейстоцен; *6* – агломератовые пемзовые туфы, связанные с формированием кальдер вулканов Академии Наук и Однобокий, верхний плейстоцен; *7* – слои фреатомагматических отложений; *8* – слои шлаков базальтового состава; *9* – слои игнимбритов; *10* – слои брекчий; *11* – плотные гидротермально-измененные агломератовые и псефитовые туфы, средний-верхний плейстоцен; *12* – слои шлаков базальтового состава и фреатомагматических отложений на сводной колонке. В сводной колонке приведены пачки (I–VIII) и возраст (тыс. лет) отложений, между которыми установлены стратиграфические и угловые несогласия. Возраст приведен по данным работ [*Вулканологический...*, 1980; *Брайцева и др.*, 1997]

В разрезе 2 слой черных шлаков (мощностью 1 м) встречен в толще слоистых озерных отложений, залегающих с наклоном 18° в сторону озера.

В разрезе 3, расположенном в истоках р. Карымской (здесь вскрыт один из наиболее полных разрезов отложений пирокластики, связанной с кальдерами вулканов Однобокий и Академии Наук), в основании встречен слой базальтовых шлаков (мощностью до 2 м). Кроме того, в этом разрезе среди пемзовых агломератовых туфов в пяти местах были встречены слои тонкослоистых песчаников (мощностью от 0,6 до 2 м) – предполагаемые фреатомагматические отложения.

В разрезе 4 слой псефитового шлакового туфа (мощностью 3 м) встречен в основании 20-метровой пачки белых агломератовых пемзовых туфов.

В разрезе 5 вскрыт разрез, аналогичный разрезу 4, но в верхней его части обнаружен еще один слой базальтовых шлаков. Мощность этих слоев базальтовых шлаков составляла 1,5–2 м. Отмечалось, что базальты в значительной степени загрязнены кислым материалом, который присутствовал в виде примазок, тонких прослоев, включений и кристаллических фрагментов.

В разрезе 6, расположенном недалеко от истоков р. Карымской по правому борту, вскрыт сложный разрез белых пемзовых агломератовых туфов, среди которых встречены два прослоя песчаников (мощностью 1 и 0,2 м) – предполагаемых фреатомагматических отложений. Кроме того, в верхней части этого разреза был встречен слой плотных игнимбритов (мощностью 1 м).

В разрезе 7 слой черных шлаков (мощностью 3 м) встречен в средней части толщи агломератовых пемзовых туфов. Шлаки представлены порфировыми Pl-cPx-Ol-базальтами, близкими к базальтам извержения 1996 г.

В правой части рис. 5.55 приведена сводная колонка отложений, вскрытых в описанных разрезах. Выделено восемь пачек, между которыми установлены стратиграфические и угловые несогласия. Самая нижняя (8) пачка – это так называемые "дикие" туфы, подробное описание которых приведено в работе [*Вулканологический*..., 1980]. Залегающие выше отложения пачек 5–7 ранее не разделялись и рассматривались как единая толща "благородных" туфов [*Вулканологический*..., 1980]. Нами эта толща разделена на три пачки, из которых нижняя (пачка 7), как предполагаем, связана с кальдерой вулкана Однобокого, а верхние (пачки 5 и 6) – с кальдерой вулкана Академии Наук. Их возраст оценен соответственно в 80–110 и 28–48 тыс. лет [*Вулканологический*..., 1980].

Показанная в верхней части сводной колонки пачка 2 – это пемзовые туфы, связанные с Карымской кальдерой. Их возраст, по последним данным, 7,9 тыс. лет [*Брайцева и др.*, 1997]. Самую верхнюю часть колонки занимает средне-верхнеголоценовый почвенно-пирокластический чехол, строение которого подробно описано в работах [*Брайцева*, 1997; *Белоусов и др.*, 1997; и др.].

С левой стороны от сводной колонки показаны слои шлаков и фреатомагматических отложений. Как видно из рисунка, за последние 100 000 лет произошло 15 извержений, сопровождавшихся выбросом базальтовых шлаков и формированием фреатомагматических отложений, т.е. в среднем происходило одно извержение в каждые 7 тыс. лет. Эта оценка, конечно, очень приблизительная. Работы по выявлению палеоизвержений базальтовой магмы в данном районе только начаты и, надо полагать, их развитие в дальнейшем может значительно уточнить эту цифру. Но ряд выводов вполне определенно можно сделать уже сейчас: базальты в районе Карымского озера извергались многократно, при этих извержениях не было излияний лавы, извержения были, по-видимому, небольшими и быстро заканчивались (сохранившиеся прослои шлаков имеют очень небольшую мощность), многие извержения сопровождались фреатомагматической деятельностью, в результате которой на склонах кальдеры формировались прослои фреатомагматических отложений.

В заключение отметим, что, хотя извержение, происшедшее 2–3 января 1996 г. в Карымском озере, было неожиданным для ученых, но, как свидетельствуют полу-

ченные данные, оно было, по-видимому, одним из подобных событий, происходивших в верхнем плейстоцене и голоцене.

Сравнивая извержение 2–3 января 1996 г. с наиболее близкими по времени извержениями, происшедшими в Карымском озере около 4800 лет назад, надо отметить, что последнее извержение при всей грандиозности фреатомагматических взрывов было небольшим. В то же время имеющиеся данные позволяют предположить, что сценарий, по которому происходят такие извержения, каждый раз повторяется. Возможно, что при каждом прорыве базальтов происходит возобновление подвижек по издавна существующим здесь разломам, при этом повторяется и характер этих подвижек. Обычен, вероятно, и сход больших лахаров по долине р. Карымской. При крупных извержениях в Карымском озере возможно формирование пирокластических волн, которые перехлестывают через перемычку, имеющуюся между впадиной Карымского озера и расположенной севернее впадиной Карымской кальдеры, и распространяются на несколько километров в северном и северо-восточном направлениях. Надо также отметить, что извержения, подобные извержению 2–3 января 1996 г., могут оставлять небольшие следы в разрезе, и при изучении разрезов древних отложений могут быть пропущены. Поэтому оценка частоты подобных извержений, сделанная выше, может быть занижена.

5.4.5. Динамика биогидрохимических параметров экосистемы Карымского озера и подводного кратера Токарева

Природный катаклизм – подводное фреатомагматическое извержение в Карымском озере 2–3 января 1996 г. – можно рассматривать как гигантский естественный эксперимент, в результате которого гидрохимическая система крупного озера в очень короткий срок была выведена из равновесия [*Karpov et al.*, 1996; *Вакин, Пилипенко*, 1998; *Извержения...*, 1998]. Произошло резкое изменение химического состава большого объема воды.

Можно выделить следующие процессы, участвующие в формировании нового типа раствора:

1) растворение газообразной части продуктов извержения;

2) извлечение водно-растворимых комплексов из твердых продуктов извержения как в процессе извержения, так и после его завершения, так как извергшееся магматическое вещество в большинстве своем попало в озерный бассейн (а также промывается поверхностными водотоками в настоящее время);

3) смешение вод разных типов (попадающих в озеро из очагов наземной разгрузки гидротерм, атмосферных осадков и воды озера). Гипотетически можно предположить приток ювенильных вод из апикальной зоны внедрившегося расплава.

К сожалению, строгая количественная оценка величин всех обозначенных составляющих минерального состава воды озера практически невозможна. Е.А. Вакин и Г.Ф. Пилипенко [1998] попытались сделать некоторые количественные расчеты, исходя из концентраций элементов-индикаторов – Cl^-, SO_4^{2-}, HCO_3^-, Na^+, Ca^{+2}, Mg^{+2}, определяющих химический тип воды и величины разгрузки различных типов вод, и пришли к выводу, что "большая часть гидрохимического стока из озера обеспечивается растворенными компонентами продуктов извержения и веществами, извлеченными из горных пород в ходе гипергенных процессов, инициированных извержением".

По результатам наших экспериментов, с подводными осадконакопителями в акваторию Карымского озера в 1999 г. попадало порядка 100 т пепла в сутки от извергавшегося вулкана Карымский. В 1996 г. интенсивность эксплозивной деятельности этого вулкана была на порядок выше, к тому же в озеро с латеральным стоком при-

вносилось вещество, вымываемое из базальтового материала молодого п-ова Новогоднего (и кратера Токарева).

Нами в составе окклюдированных газов вулканических бомб подводного извержения был обнаружен SO_2. В составе минеральных продуктов постмагматической стадии деятельности в одной из взрывных воронок в северном секторе озера обнаружены самородная сера, сульфаты – гипс, кокимбит, вольтаит, галотрихит-пиккерингит, алуноген, эпсомит, а также свободная серная кислота [*Вергасова и др.*, 1998].

По данным анализа водной вытяжки из пробы пеплов андезитодацитового состава, отобранной 3 января 1996 г., в ней содержалось (мг/л): H^+ – 0,42, Na^+ – 133,4, K^+ – 23,5, Ca^{2+} – 872,0, Mg^{2+} – 54,4, $Fe^{2+} + Fe^{3+}$ – 24,0, Cl^- – 163,5, SO_4^{2-} – 2643,0, pH 3,07. В воднорастворимом комплексе пеплов преобладают сульфат-ион, а также кальций, натрий, магний. Естественно, раствор имел кислую реакцию, причем очень близкую к той, которая наблюдалась в озере сразу после подводного извержения 1996 г.

По данным режимных наблюдений, солевой состав воды озера с 1996 г. качественно не изменился (табл. 5.10), но заметно понизились общая минерализация, содержание Ca и SO_4^{2-} в поверхностном слое воды как в кратере вулкана Токарева, так и в основной акватории озера (рис. 5.56). Очень медленно повышается pH воды. В вертикальном профиле водной толщи озера наблюдается еще более четкая картина изменений.

Из рис. 5.57 и 5.58, объединивших материалы, опробованные в 1996 г. и 2000 г., видно, что к 2000 г. довольно резко упало содержание в озере таких компонентов, как Na, Ca, Mg. Содержание сульфат иона также заметно снизилось в акватории озера, но в кратере вулкана Токарева остается близким к уровню 1996 г. Содержание хлора в 2000 г., наоборот, увеличилось, особенно в кратере.

Кроме того, обнаружилось, что если в 1996 г. на глубине 30 м отмечены прямо противоположные значения содержания сульфат-иона в воде кратера вулкана Токарева (пониженные значения) и в акватории озера (резко повышенные значения), то в 2000 г. в обеих зонах наблюдаются согласованные вариации.

Определенная стратификация отмечена в распределении содержания ряда элементов. Так, в кратере вулкана Токарева к интервалам глубин 10–300 м приурочено увеличение содержания в воде K, Ca и стабильно высокое содержание Cl, Mg. Общая минерализация также имеет тенденцию к увеличению именно на глубине 30 м.

Наконец, кривая температуры в центре кратера вулкана Токарева в 2000 г. также имеет характерный профиль (см. рис. 5.58). Здесь слой воды с более-менее постоянной температурой (эпилимнион) прослеживается до глубины 20 м.

Затем, до глубины порядка 40 м температура резко снижается (металимнион) и далее до дна кратера (глубина 56 м) снова идет слой постоянной температуры (гиполимнион).

Эта картина характерна для нормальных пресноводных глубоких озерных водоемов. Хорошее согласование с распределением температуры по глубине имеет и плотность воды. Причем в разных секторах оз. Карымского как по акватории (станции 2, 4), так и в кратере вулкана Токарева (станция 3) наблюдается хорошее соответствие температуры и плотности воды, что естественно, хотя глубины эпилимниона и металимниона колеблются в пределах 8–10 м.

Следует обратить также внимание на то обстоятельство, что в 1996 г. в кратере вулкана Токарева эпилимнион совершенно не выражен. Более того, практически с поверхности (точнее с глубины 5 м) шло монотонное уменьшение температуры с глубиной. Это свидетельствует об отсутствии стратификации воды в кратере в 1996 г.

Таблица 5.10

Химический состав воды оз. Карымское, мг/л (результаты режимных наблюдений)

Номер пробы*	Станция	Глуб., м	Дата	*T*, °C	pH	Na	K	Ca	Mg
**	–	0,0	19,06,84	1,0	7,0	10,4	1,6	1,6	0,5
22а-01/96	2	0,0	22,01,96	19,0	3,2	75,0	7,3	66,0	14,4
22к-01/96	3	0,0	22,01,96	20	3,7	74,3	7,6	64,0	17,2
21а-07/97	2	0,0	21,07,97	14	3,4	62,0	7,0	55,0	7,7
21к-07/97	3	0,0	21,07,97	16,3	4,2	63,5	6,8	50,1	9,7
3а-08/98	2	0,0	03,08,98	14,5	3,7	74,9	9,1	46,1	14,6
3к-08/98	3	0,0	03,08,98	15,5	3,7	65,0	8,5	42,0	9,7
5а-09/99	2	0,0	05,09,99	10,8	4,0	64,8	7,1	40,1	9,7
5к-09/99	3	0,0	05,09,99	11,2	4,0	64,0	7,7	40,1	10,9
81-00-ИВ	3	0	30,06,00	13,88	4,30	66,1	7,07	36,07	10,21
80-00-ИВ	3	10	30,06,00	10,44	4,28	68,5	7,80	36,07	7,78
79-00-ИВ	3	20	30,06,00	4,98	4,16	68,5	7,30	40,88	7,78
78-00-ИВ	3	30	30,06,00	4,30	4,16	74,6	7,80	40,00	10,2
77-00-ИВ	3	40	30,06,00	4,24	4,2	72,0	7,80	39,27	9,73
76-00-ИВ	3	55	30,06,00	4,17	4,16	71,0	7,70	40,08	10,21
88-00-ИВ	7	6	30,06,00	11,8	4,79	69,0	7,40	36,47	10,70
74-00-ИВ	7	6	30,06,00	11,6	4,4	67,6	7,15	36,07	10,21
67-00-ИВ	2	0	29,06,00	14,12	4,28	64,9	6,80	35,27	10,21
66-00-ИВ	2	5	29,06,00	11,40	4,23	62,7	6,60	35,27	9,24
65-00-ИВ	2	10	29,06,00	7,41	4,15	63,9	6,80	38,48	8,76
64-00-ИВ	2	20	29,06,00	3,42	4,02	69,0	7,40	38,48	11,19
63-00-ИВ	2	50	29,06,00	4,30	4,08	69,3	7,30	40,08	10,70

Примечание. * Пробы отобраны Г.А. Карповым, Е.Г. Лупикиной. ** Проба отобрана Г.Ф. Пилипенко. Аналитики: И.Ф. Тимофеева, В.К. Марынова, А. Смышляева (ЦХЛ ИВ ДВО РАН). Фоновое содержание растворенного кислорода, определенное по его содержанию в воде пресного холодного ручья Новолагерного составляет 11,25 мг/л (определено 7.08.98 г.); н.о. – не определялось.

В открытой акватории озера в 1996 г. выделялись все три слоя воды, хотя в более ранний период наблюдения (30.08.1996 г.) эпилимнион выражен слабо. Практически согласованно с ходом температуры ведет себя и величина pH воды, но в кратере вулкана Токарева (станция 3) это выглядит более четко (см. рис. 5.57).

Если принять во внимание, что общая минерализация воды (а также содержание Na, K, Ca, Mg) в кратере Токарева имеет максимум на глубине 30 м, а максимальная плотность (на фоне постоянной температуры) отмечается с глубины около 40 м, а также учесть, что pH воды резко возрастает с этой же глубины к поверхности озера, то логично будет предположить, что в интервале глубин 30–40 м имеет место приток более высокоминерализованной термальной воды.

Действительно, при водолазном обследовании дна озера была обнаружена подводная разгрузка. Многочисленные, прокольного типа, выходы термальной воды и газов с температурой 40–52 °C зафиксированы как в северном, так и в южном секторах кратера вулкана Токарева. Характерно, что эти выходы приурочены к четко выраженному на дне тектоническому желобу шириной несколько десятков метров и высотой бортов 0,3–0,5 м, имеющему субмеридиональное простирание. Области подводной разгрузки наиболее заметны на глубине 5,5–6,0 м по выходам газов и раз-

Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	H_4SiO_4 раств.	H_4SiO_4 кол.	H_3BO_3	Раст-вор O_2, мг/л	Σ	Примечание
8,5	3,80	35,1	48,0	0,0	0,0	н.о.	109,6	
35,5	379,0	0,0	325,0	0,0	0,9	н.о.	921,7	Акватория, центр
57,8	317,0	0,0	189,0	0,0	0,6	н.о.	727,5	Кратер
40,0	300,0	0,0	146,4	23,5	2,7	н.о.	644,3	Акватория, центр
41,2	255,0	0,0	132,1	21,0	н.о.	н.о.	579,4	Кратер
41,9	249,8	0,0	157,0	н.о.	н.о.	н.о.	593,4	Акватория, центр
46,7	249,6	0,0	139,0	н.о.	15,0	н.о.	575,5	Кратер
44,0	220,9	0,0	135,0	30,0	< 0,5	н.о.	552,1	Акватория, центр
46,2	220,9	0,0	138,0	23,6	< 0,5	н.о.	552,3	Кратер
44,68	201,73	4,27	129	н.о.	6,12	11,8	517,05	Кратер
43,97	201,73	2,44	133	н.о.	5,44	13,2	519,93	То же
48,22	211,33	2,44	143	н.о.	3,40	14,9	547,75	"
46,1	230,5	2,44	145	н.о.	6,12	12,2	574,96	"
48,22	230,54	3,66	147	н.о.	6,80	н.о.	565,02	"
48,22	211,33	2,44	130	н.о.	8,16	н.о.	529,14	"
46,8	201,7	7,32	134	н.о.	8,16	н.о.	521,55	Выходы газов
44,68	201,73	3,66	126	н.о.	4,08	12,7	513,88	Желоб
41,82	211,33	2,44	123	н.о.	5,44	н.о.	501,21	Акватория, центр
41,13	192,12	3,66	145	н.о.	5,44	н.о.	501,16	То же
45,55	201,76	1,22	149	н.о.	2,72	н.о.	518,19	"
46,81	220,94	–	159	н.о.	< 1,36	н.о.	554,18	"
46,10	220,94	1,22	162	н.о.	2,72	н.о.	560,36	"

витию мелких холмиков, образованных колониями водорослей светло-зеленого цвета. Газы скапливаются под этими своеобразными колпаками.

В составе свободных газов, отобранных нами в районе Карымского озера, основное место занимают N_2 (36,7–96,5 об.%), CO_2 (0,5–29,0 об.%), присутствуют метан и его гомологи. В источнике Бурлящем, выходящем в русле р. Карымской, на глубине 1,6 м постоянно отмечается высокое содержание метана (до 51,4 об.%). В пробах подводной разгрузки в озере обычно высоко содержание азота. Максимально высокое содержание N_2 (96,45%) определено как раз в пробе газа под альгологическим "матом" на глубине 6 м. Следует обратить внимание на то, что, несмотря на некоторое присутствие кислорода в составе газов, отношение N_2/O_2 явно отличается от атмосферного. К тому же практически во всех пробах присутствуют гелий и углеводороды. В пробе, отобранной Д.Ю. Кузьминым по специальной методике, разработанной В.А. Исидоровым (Санкт-Петербургский государственный университет), обнаружены следы таких вулканических газов, как CS_2, COS, SO_2, а также считавшиеся до недавнего времени чисто техногенными дихлорметан (Cl_2CH_4) и трихлорфторметан (Cl_3FCH_4), что может свидетельствовать о возможном глубинном генезисе фреонов.

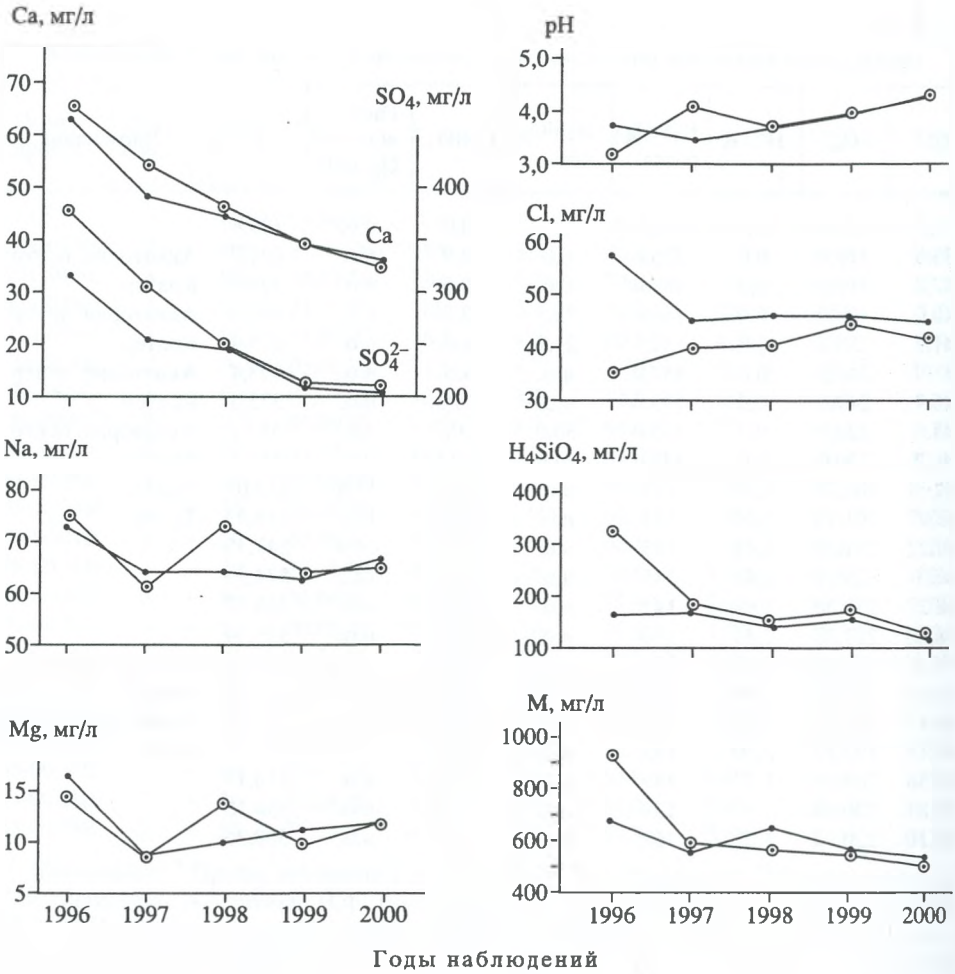


Рис. 5.56. Вариации содержания Ca, Na, Mg, SO_4^{2-}, Cl, H_4SiO_4, общей минерализации (M) и pH в поверхностных водах акватории (кружки) и кратера в. Токарева (точки) Карымского озера за период наблюдений 1996–2000 гг

Помимо подводных выходов гидротерм, после фреатомагматического извержения 1996 г. по периметру Карымского озера появилось семь новых групп термальных источников хлоридно-сульфатно-натриево-кальциевого состава, среди которых выделяется один с гейзерным режимом и хлоридно-натриевым составом воды. Химический состав воды, общая минерализация, pH и температура источников сильно варьируют. Природа гидротерм этих источников изучена еще недостаточно.

Продукты подводного извержения – в основном шлаки, пески, бомбы базальтового состава и андезитодацитовый пепел Карымского вулкана, слагающие донные осадки в Карымском озере, – имеют в своем составе биологически активные компоненты, например K, Na, Fe, Ca, P, Cu. Они находятся в природе в устойчивом связанном состоянии и вовлекаются в биогенные циклы вследствие гипергенных процессов разрушения пород. Указанные элементы относятся к числу необходимых для развития альгофлоры. Вот почему ряд специалистов высказывает мнение, что попадание вулканических пеплов в нерестовые озерные бассейны приводит к их свое-

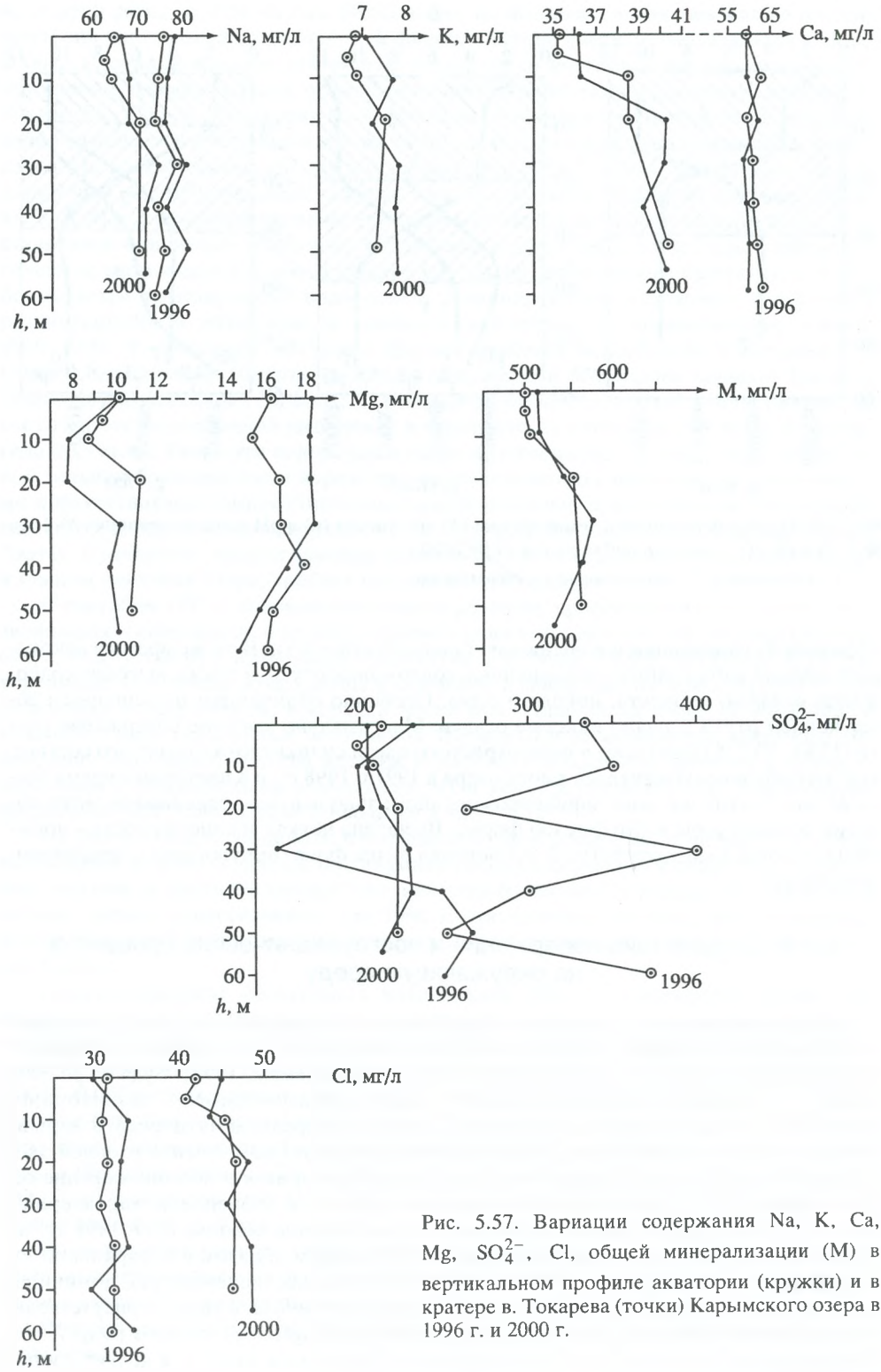


Рис. 5.57. Вариации содержания Na, K, Ca, Mg, SO_4^{2-}, Cl, общей минерализации (M) в вертикальном профиле акватории (кружки) и в кратере в. Токарева (точки) Карымского озера в 1996 г. и 2000 г.

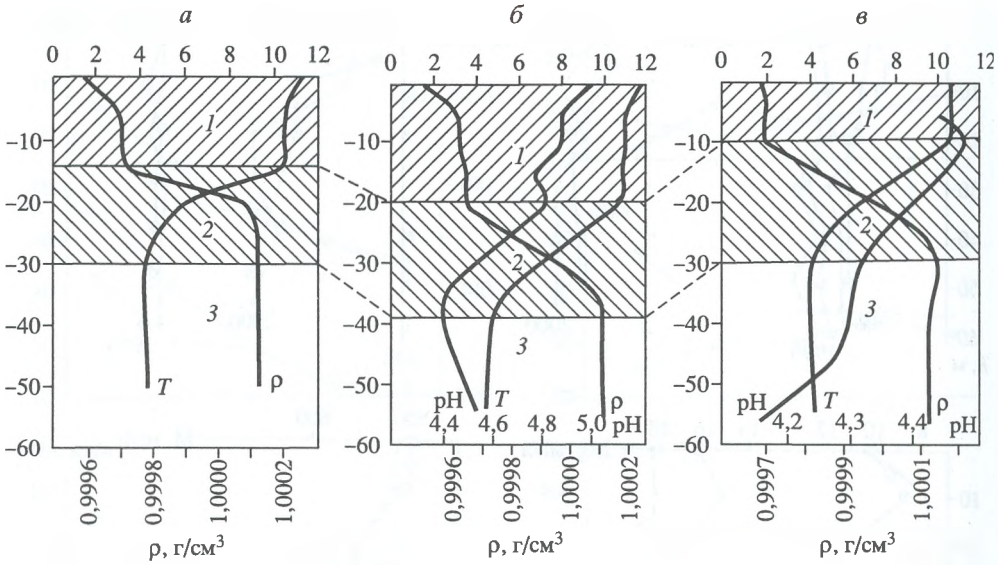


Рис. 5.58. Профили изменения температуры (*T*), плотности (ρ) и pH воды на станциях № 2 (*а*), № 3 (*б*) и № 4 (*в*) в период наблюдений 27.09.2000 г.

1 – эпилимнион; *2* – металимнион; *3* – гиполимнион

образной фертилизации и повышению биопродуктивности. В то же время в некоторых осадках наблюдаются повышенные содержания ртути, а также высокие содержания ванадия, кобальта, никеля и серы. Особенно отличаются повышенным содержанием ртути песчано-илистые осадки. Максимально высокое содержание ртути ($1750 \cdot 10^{-7}$ %) отмечено в пене охристого цвета силикатно-железистого состава, которая обильно развивалась в воде озера в 1997 и 1998 гг. и в настоящее время осела на дне. В этой же пене зафиксировано аномально высокое содержание меди, ванадия, а также серы в сульфитной форме. Выявлена четкая закономерность – повышенные содержания ртути (на 2–2,5 порядка выше фона) приурочены к приразломным зонам.

5.4.6. Воздействие извержений и поствулканических процессов на окружающую среду

Гидрохимические последствия подводного извержения в кальдере вулкана Академии Наук оказали отрицательное воздействие на фито- и зооценозы бассейна Карымского озера [*Вергасова и др.*, 1998_1; *Извержения...*, 1998]. Судя по результатам посезонного комплексного биогидрохимического мониторинга 1998–2000 гг., ингибирующее действие продуктов фреатоагматического взрыва 1996 г. и очагов разгрузки гидротерм на биологическую компоненту озерной экосистемы продолжается. Водная толща озерной акватории и в весенне-осенние сезоны 1998–2000 гг. не содержала автохтонных фито- и зооценозов, характерных для "предкатастрофического" времени. В летне-осенние сезоны 1997–1998 гг. на фоне повышенного содержания железа в воде, главным образом в литоральной зоне озера, в пределах фотического слоя (при слабокислых значениях pH) доминировали зеленые и бесцветные жгутиковые формы *Chlorophyta*, а также присутствовали немногочисленные представители *Euglenophyta* (*Euglena cf. tripteris (Duj) Klebs, Euglena sp. sp., Lepocinclis sp.*). Это явление в Карымском озере и в других озерах

Камчатки ранее не отмечалось. Небольшая, но положительная динамика в восстановлении диатомовой составляющей фитопланктона впервые наблюдалась в июне 2000 г.: в тотальной пробе, взятой в 60 м к северу от восточной группы термальных источников Академии Наук, обнаружены немногочисленные цепочки *Aulacosira cf. distans (Ehr.) Simon*. Некоторая положительная динамика в развитии альго- и зооценозов отмечается с весеннего сезона 1999 г. в литоральной зоне северного сектора озера. По всей вероятности, она имела место и в 1998 г., о чем свидетельствует обнаружение в глубоководных осадках кратера вулкана Токарева (летние сборы 1998–2000 гг.) заметной численности (первые тысячи экземпляров в 1 г ила) представителей пеннатных диатомовых *Pinnularia* и *Nitzschia* (с нормальным физиологическим состоянием клеток), характерных для мелководья и не свойственных глубоководным группировкам водорослей. Доминирующее положение в локально развивавшихся в эпипелоне и особенно эпилитоне в весенне-летние сезоны 1999–2000 гг. занимали нитчатые формы зеленых водорослей *(Chlorophyta)* – *Ulothrix tenuissima* и *Ulothrix sp.* с сопутствующими *Microspora tumidula Hazen* и *Enteromorpha intestinalis (L) Link.*; их суммарная биомасса при pH 5–6 (вероятно, за счет гидротерм подводной разгрузки) в пересчете на органический углерод достигала 0,15 кг/м^2. Ранее эти водоросли в озере не отмечались. В эпипелоне прибрежной зоны по большей части периметра озера совместно с пеннатными диатомовыми присутствовали немногочисленные одноклеточные представители *Chlorophyta*, систематический состав которых, так же как и образующих альгобактериальные "маты" *Cyanophyta,* продолжающих формироваться в северном, северо-восточном и южном секторах озера, требует отдельной публикации.

С сентября 1997 г. впервые отмечается развитие представителей низших беспозвоночных – коловраток в мелких водоемах пляжной зоны юго-восточного сектора озера, близ устья руч. Карымского (аналитик Т.В. Бонк [1998]). В 1999–2000 гг. литоральные зооценозы обнаружены в северном и северо-восточном секторах озера (в истоках р. Карымской, в верхней части руч. Горячий на п-ове Новогодний, в пляжной зоне у термальных источников Медвежьи и на мелководье западного обрамления подводного кратера вулкана Токарева) в локальных биотопах с субнейтральными и слабокислыми значениями pH и температурой 9–22 °С. Численность представителей бентофауны приводится в табл. 5.11.

Названные выше зооценозы в Карымском озере обнаружены впервые. В целом имеющиеся на 2000 г. данные по динамике озерных биоценозов свидетельствуют о том, что они не достигли стации "предкатастрофического" периода: основные первичные звенья существовавшей до 1996 г. трофической цепи не восстановились вследствие воздействия продолжающихся неблагоприятных абиотических процессов в озере.

Подтверждением негативных воздействий физико-химических процессов, происходящих в Карымском озере, на природную среду и, в частности, некоторых представителей флоры и фауны прибрежной зоны Тихого океана является повышенное содержание тяжелых металлов в воде (Zn – 0,1–1,56 мг/кг, Cd – 0,0017–0,040 мг/кг), донных осадках (Cu – 0,004–0,039%, Hg – 47–1750 · 10^{-7} %), в талломе бурой водоросли *Alaria fistulosa Post. et Rupr.* (порядок *Laminariiales*), панцире краба камчатского (*Paralihodes camtshatica*) (Cu – 53 мг/кг), позвоночнике гольца (*Savilinus malma*?) (Zn – 91,0, Cu – 6,7, Cd – 0,02 мг/кг) и колюшке трехъиглой (*Gasterosteus aculeatus Linne*) (Zn – 78,0, Cu – 3,5, Cd – 0,014 мг/кг) (июль, материал собран Г.А. Карповым).

Из полученных данных следует, что содержание Cu, Zn, As, Cd и Hg в алярии и названных представителях фауны значительно превышало их фоновое содержание в стоке озерной и океанической вод.

В заключение следует остановиться на некоторых особенностях изучаемого извержения.

Таблица 5.11

Представители бентофауны и их численность в северном секторе Карымского озера в 2000 г. (экз/м^2)

Организмы	26 сентября		27 сентября		
	Западный берег кратера вулкана Токарева, мелководье	Исток р. Карымской, правый берег, мелководье	Исток р. Карымской у уреза воды	П-ов Новогодний, исток руч. Горячего, мелкая лужа	
Vermes	242	2958	175	25	–
Oligohaeta					
цисты	–	8	–	–	–
Nematoda	–	8	–	–	–
Crustacea					
Cyclops	–	125	–	–	67
Harpacticoida	–	–	8	–	–
Ostracoda	–	–	–	25	8
Insecta					
Chironomidae					
larvae	300	183	25	1000	–
pupae	8	–	–	–	–
Chaoboridae	–	–	–	8	–
pupae					
Collembola	8	–	–	–	–
Coleoptera					
larvae	–	25	8	–	–
imago	–	8			
Insecta larvae	–	–	–	758	–
Кладки яиц насекомых	–	–	–	–	8
$T_{воды}$, °C	12,2	14,1	9,6	15,2	22
Грунт	Ил	Песок	Песок	Ил, песок	Ил, песок, водоросли
pH	4,82	–	4,96	8,65	5,82

Примечание. "–" – не обнаружено; определение Л.П. Введенской.

1. В целом извержение вулкана Карымский в 1998–2000 гг. характеризовалось стромболианским типом эксплозивной и эксплозивно-эффузивной активности. Временами оно приобретало черты извержения пелейского типа. В 1998 г. и в первой половине 1999 г. оно имело непрерывный характер. Затем в июле 1999 г. появились первые паузы полной тишины, которые начали чередоваться с резкими короткими всплесками эруптивной активности. Извержение приобрело импульсный характер, который сохранялся до конца 2000 г. (и продолжался в 2001–2004 гг.).

2. В ходе эруптивного процесса вулкан Карымский несколько раз переходил в состояние, когда на склоны изливались пирокластические потоки. Они с большой скоростью скатывались вниз и временами достигали борта кальдеры. Резкая активизация вулкана и отсутствие надежных предвестников готовящейся смены типа извержения делают такие всплески в ходе извержения крайне опасными.

3. В течение описываемого периода извержения на склоны вулкана излилось три порции лавовых потоков. Объем эффузивного материала, поступивший на поверхность в период с июня 1998 г. по сентябрь 2000 г., по данным аэрофотограмметрических исследований, составил 0,0119 км^3, а за весь пятилетний период извержения объем лавы достиг 0,0229 км^3.

4. Эксплозивно-эффузивное извержение вершинного кратера вулкана Карымский характеризуется теми же особенностями, которые отмечались в эруптивной деятельности этого вулкана в XX столетии: стромболианский тип извержения, длительный период проявления эруптивной активности, довольно равномерное поступление сравнительно небольшого количества пепла и излияние вязких лавовых потоков.

5. В процессе терминального извержения на поверхность в виде пепла, бомб и лавы поступали породы достаточно постоянного состава – черные плотные известково-щелочные андезиты, характерные для современной эруптивной деятельности вулкана Карымский.

Однако следует отметить, что несколько раз в течение пяти лет в отложениях тефры были отмечены тонкие прослои белого пемзовидного пепла.

6. Первые признаки готовящегося извержения вулкана Карымский были обнаружены в сентябре 1993 г. – более чем за два года до начала извержения. Примерно за семь месяцев до начала извержения, в марте 1995 г., в районе кальдер вулканов Карымский и Академии Наук начался рой вулканических землетрясений, на основании развития которого в апреле 1995 г. Общим советом ИВ ДВО РАН и КОМСП ГС РАН был выдан первый официальный прогноз извержения вулкана Карымский. Непрерывный контроль состояния вулкана сейсмической сетью КОМСП ГС РАН, выданные прогнозы, быстрая реакция службы МЧС по Камчатской области и директора ИВ ДВО РАН позволили вулканологам наблюдать редкое и кратковременное природное явление – подводное извержение в Карымском озере, начальную фазу извержения вулкана Карымский и способствовали успешному изучению извержения с самого его начала.

Следует отметить, что несмотря на успех указанные прогнозы не предсказывали, что почти одновременно с извержением вулкана Карымский произойдет еще два явления: землетрясение с магнитудой $M \sim 7$, внедрение базальтовой магмы по новой дайке и подводное извержение в Карымском озере.

7. Несомненно, сильнейшее неглубокое землетрясение ($M \sim 7$) в Карымском вулканическом центре 1 января 1996 г., начало извержения вулкана Карымский и подводного извержения в кальдере вулкана Академии Наук 1–2 января 1996 г. образуют цепь важных связанных между собой явлений, которую впервые удалось наблюдать на Камчатке.

Землетрясения, предварявшие и наследующие землетрясение с $M \sim 7$ в Карымском вулканическом центре охватили большую территорию размером примерно 40×17 км на глубине до 65 км. Они продолжаются до настоящего времени. Вероятно, многие их этих событий были связаны с внедрением базальтовой магмы по дайке, с процессами релаксации напряжения после ее внедрения и с извержением вулкана Карымский. Одна из задач будущих исследований – значительное уточнение полученных определений координат землетрясений, которое необходимо для дальнейшего изучения механизма извержения и связанных с ним процессов.

8. По неполным данным измерений горизонтальных деформаций земной поверхности, в Карымском вулканическом центре под вулканом Карымский и кальдерой вулкана Академии Наук существует, по-видимому, большой коровый магматический очаг, который вытянут в северо-восточном направлении. Форма его может быть очень сложной.

9. Геодезические измерения, выполненные в 1996–2000 г., показали, что извержение вулкана Карымский в 1996–2000 гг. происходило в условиях растяжения и опускания земной поверхности в окрестностях конуса вулкан и его кальдеры. Растя-

жение на участке размером 3 × 5 км, расположенном в юго-восточной стороне от конуса вулкана и включающего выходы гидротермальных горячих источников, превышало 2,3 м в начале извержения и далее происходило со скоростью до 1×10^{-5} D в год. Реперы, удаленные от кратера на 1,5–2,0 км опускались со скоростью 5–10 мм в год.

10. Палеовулканологические исследования показали, что за последние 100 000 лет в районе кальдеры вулкана Академии Наук и в южном секторе вулкана Карымский в разных местах произошло не менее 15 отдельных базальтовых извержений, в среднем одно извержение каждые 7 тыс. лет.

Сопоставление масштабов извержения 2–3 января 1996 г. с близкими по времени эруптивными событиями в Карымском озере около 4800 лет назад показало, что первое может быть отнесено к повторяющимся проявлениям такой моногенной базальтовой деятельности в исследованном районе.

Возможно, что при каждом прорыве базальтов происходит возобновление подвижек по издавна существующим здесь разломам, при этом повторяется характер этих подвижек. Обычен и сход больших лахаров по долине р. Карымской. Следы извержений, подобных произошедшему 2–3 января 1996 г., при изучении разрезов древних отложений могут быть пропущены, поэтому сделанная оценка частоты подобных извержений может быть занижена.

11. Карымский вулканический центр является одной из интереснейших геологических структур Камчатки. Проведенные исследования показали, что здесь в настоящее время с большой динамичностью протекают процессы формирования новейших структур, вулканогенных и осадочных образований, химического состава водоемов. Очень быстро меняется морфология местности, возникают новые источники, даже реки, изменяется газовый и гидрохимический режим. Влияние этих процессов на водную флору и фауну пока еще слабо изучено. Биологическая катастрофа в Карымском озере показала масштабы процессов инверсии физико-химических параметров.

Очень крупный пресноводный водоем, имеющий народнохозяйственное значение, в течение нескольких часов стал солоноватым и безжизненным. За пять лет, прошедших после извержения, pH воды поднялся лишь на 1,0 (с 3,2 до 4,2). Изменился геотермический режим на большой площади. Высокореакционные воды Карымского озера по руслу р. Карымской докатились (вместе с большой массой взвеси) до побережья Кроноцкого залива Тихого океана. Окружающая среда приняла на себя несколько сильнейших ударов – тепловой, химический, газовый, грязевой, динамический. Последствия только одного воздействия – динамического от волн цунами на озере Карымском – порядка 5000 м^3 мертвой древесины на восточном обрамлении озера, разрушенные геодезические реперы, размытые террасы и т.п.

Проведенные нами исследования показали увеличение в озерных и речных отложениях ряда тяжелых металлов. Особенное внимание следует обратить на содержание ртути, мышьяка, кадмия и лития. Необходимо дальнейшее исследование геохимии этих элементов на площади Карымского бассейна, так как эмиссия глубинного вещества продолжается. По ограниченным пока данным получается, что основное влияние на уровень содержания ртути (и, возможно, кадмия) в донных отложениях озера оказывают не продукты извержения, а разломная тектоника и степень ее активности. Еще не ясны физико-химические параметры выявленного нами потока газо-гидротерм в подводной зоне разгрузки, направление движения гидротерм. Не совсем ясен механизм подкисления воды Карымского озера. Необходимы изотопные и радиологические исследования. Для более надежного прогнозирования будущих экстремальных событий необходимо бурение дна озера со льда (в зимнее время) на глубину хотя бы 50 м. Необходимо также дальнейшее слежение за состоянием вулкана Карымский, изучение деформаций земной поверхности, сейсмических явлений, продуктов извержений, всего многообразия интенсивных поствулканических процессов.

5.5. Прогнозирование извержений вулканов Камчатки в 1972–2002 гг.

Исследования по прогнозу извержений вулканов ведутся в России с начала 50-х годов на Камчатской вулканологической станции и в Лаборатории вулканологии АН СССР (Г.С. Горшков, П.И. Токарев и др.), а с 1962 г. они сосредоточились в Институте вулканологии ДВО РАН.

Прогноз извержений вулканов по сейсмологическим данным разрабатывался П.И. Токаревым. Им было организовано оперативное слежение за сейсмическим режимом на вулканах Северной группы и был дан успешный прогноз извержения вулкана Шивелуч в 1964 г. К началу 70-х годов были построены обсерватории на вулканах Авачинский и Карымский, велась подготовка к оперативному слежению за этими вулканами. Большое количество работ велось в лаборатории прогноза и механизма вулканических извержений.

Отметим ряд этапов дальнейших 40-летних исследований и основные прогнозы извержений, данные в это время.

1972 г. Начало оперативной службы наблюдений за вулканами Авачинский и Карымский в 1972 г. (П.И. Токарев) и расширение видов наблюдений на них (регистрация изменений магнитного поля Земли и микроземлетрясений).

1975–1976 гг. Обеспечение широкого набора сейсмологических и геодезических работ на Большом трещинном Толбачинском извержении, позволивших провести детальное изучение всех стадий этого извержения (С.А. Федотов, В.Д. Феофилактов, Е.И. Гордеев, В.Н. Чебров, В.Б. Энман, М.А. Магуськин, В.Е. Левин, В.И. Горельчик, В.В. Степанов и многие другие), благодаря чему был дан успешный прогноз начала Большого трещинного Толбачинского извержения по сейсмологическим данным (П.И. Токарев, В.В. Степанов) и возникновения его новых конусов по сейсмологическим, геодезическим и другим данным (С.А. Федотов, В.В. Степанов, В.Е. Левин, М.А. Магуськин). Прогноз начала извержения был дан П.И. Токаревым за неделю до начала и напечатан в газете "Камчатская правда", прогноз возникновения Второго конуса был дан С.А. Федотовым, М.А. Магуськиным, В.Е. Левиным, В.В. Степановым в присутствии многочисленных зарубежных журналистов, посетивших район извержения, и оправдался через несколько часов.

Успешно оправдался долгосрочный прогноз для трех вулканов Камчатки (П.И. Токарев): Карымский, побочный прорыв на Ключевском, Толбачик.

1983, 1987 гг. Успешный прогноз побочных прорывов на вулкане Ключевском был дан Токаревым (март 1983 г. и февраль 1987 г.). В ПИМИ (П.И. Токарев, В.А. Широков) изучались связи промежуточных и глубоких землетрясений с извержениями вулканов. Все эти годы непрерывно работал Совет по прогнозу землетрясений и извержений вулканов Института вулканологии. В 1979 г. был организован выпуск ежеквартального Бюллетеня Камчатского прогностического полигона, в котором отражались результаты сейсмологических, геодезических, гидрологических, а с 1983 г. дополнительно гидрогеохимических и магнитометрических наблюдений за предвестниками, давалась текущая оценка состояния вулканов.

1991 г. Январь 1991 г. ознаменовался извержением Авачинского вулкана, которое не предварялось предвестниками. В эти кризисные дни января 1991 г. Институт вулканологии, его Совет по прогнозу сделали все возможное для объективной оценки ситуации. В Камчатский облисполком, штаб ГО, в Президиумы ДВО и АН СССР была направлена оценка возможной вулканической опасности для Петропавловска-Камчатского и карта вулканической опасности. Велись постоянное слежение и анализ состояния вулкана Авачинский.

1993 г. В 1993 г. на Ключевской группе произошли сильные извержения вулканов Ключевского, Безымянного и Шивелуча. Извержение Шивелуча удалось предсказать (И.А. Меняйлов, Л.П. Никитина) по методу аэрозольного предвестника, разработанному авторами прогноза. В последующие годы этим методом каждые два–три месяца велся контроль за состоянием Авачинского вулкана (Я.Д. Муравьев). Несмотря на трудности в 1993 г. удалось осуществить инфракрасную аэросъемку вулканов Безымянного, Ключевского, Шивелуча и Авачинского с целью более точной оценки их состояния (В.Н. Двигало).

1995–1996 гг. Весной 1995 г. сначала А.В. Сторчеусом, а затем совместно с А.В. Сторчеусом и В.В. Ивановым по сейсмологическим данным был дан прогноз извержения вулкана

Карымский. Летние геодезические измерения на этом вулкане (М.А. Магуськин) позволили обнаружить наличие деформаций растяжения земной поверхности до 10^{-5} степени и подтвердить приближение извержения. Прогноз А.В. Сторчеуса и В.В. Иванова успешно реализовался 1–2 января 1996 г. одновременным извержением вулканов Карымского и Академии Наук, последовавшим после землетрясения с $M = 7$. Краткосрочный прогноз был дан В.В. Ящуком и С.А. Федотовым.

2001 г. Одним из замечательных успехов явился прогноз начала извержения вулкана Шивелуч, данный Советом по прогнозу на внеочередном заседании 23 апреля 2001 г., за 9 дней до начала извержения.

Помимо этого прогноза необходимо напомнить и об успешном прогнозе ожидающегося начала пароксизмальной фазы извержения Шивелуча. Этот прогноз был дан 14 мая 2001 г. на внеочередном заседании Совета и подтвержден в сообщении от 17 мая того же года. Как известно, в период 19–22 мая 2001 г. на вулкане Шивелуч произошло несколько мощных взрывов, сопровождавшихся выбросом пепла и подъемом пепловой тучи на высоту 15–20 км. Также следует упомянуть своевременно отмеченный (В.Н. Двигало) в результате оперативно организованной аэрофотосъемки необычный характер извержения – одновременное выжимание вещества купола из трех центров.

Необходимо кратко сказать о работе "Общего совета ИВ и КОМСП по прогнозу землетрясений и извержений вулканов", на котором обсуждаются прогнозы и даются заключения о них.

Совет, начавший работу в 1978 г., продолжает свою деятельность, собираясь на заседания каждую неделю (с 1985 г.), а при тревожных ситуациях – гораздо чаще, вплоть до ежедневных заседаний. На Совете рассматривается оперативная сейсмическая обстановка в Камчатском регионе и состояние вулканов Камчатки, даются заключения о сейсмической и вулканической опасности на ближайший период времени (как правило, на неделю). Всего дается шесть видов прогнозов: 1) долгосрочный сейсмический прогноз; 2) среднесрочный сейсмический прогноз; 3) краткосрочный сейсмический прогноз; 4) прогноз развития сейсмических роев и афтершоков сильных землетрясений; 5) прогноз состояния вулканов, находящихся в покое, и начала извержений; 6) прогноз развития начавшихся извержений на вулканах.

В целом в Институте вулканологии ДВО РАН в 1972–2002 гг. было дано более 10 успешных прогнозов значительных извержений вулканов. Наиболее уверенно предсказывались те из них, которые предварялись сильной сейсмической деятельностью – роями землетрясений и вулканическим дрожанием. Среди них были два наиболее интересных извержения этого времени – Большое трещинное Толбачинское извержение 1975–1976 гг. и одновременное извержение вулкана Карымского и в кальдере вулкана Академии Наук в 1996 г.

5.5.1. Прогноз начала и развития Большого трещинного Толбачинского извержения, Камчатка, 1975–1976 гг.

Большое трещинное Толбачинское извержение, которое началось в июле 1975 г. и длилось до конца 1976 г., было одним из наиболее крупных и самым многообразным вулканическим извержением, которое произошло на Камчатке в XX в. Образовались цепь новых конусов и обширные базальтовые лавовые поля, просела вершинная кальдера вулкана Плоский Толбачик. На всей планете в течение последних 2000 лет было только несколько извержений такого типа. Результаты больших всесторонних исследований стали одним из лучших достижений мировой вулканологии. Они изложены в фундаментальной коллективной монографии "Большое трещинное Толбачинское извержение, Камчатка, 1975–1976 гг." (1984). Исследование поствулканических процессов, минералообразования, сейсмичности и деформаций земной поверхности продолжаются до настоящего времени.

Одним из важных и успешных направлений работ был прогноз начала и развития этого гигантского базальтового извержения. Ниже приводятся краткие сведения о сделанных прогнозах, основные из которых содержатся в названной монографии.

Вопросы предсказания начала Большого трещинного Толбачинского извержения, его дальнейшего развития и перестроек, места и времени образования новых прорывов и шлаковых конусов, оценки длительности извержения, изменений в его характере, вероятного объема его продуктов были среди самых насущных задач при работе на извержении. Важность научного прогноза начала и развития извержения очевидны. В то же время предвидение опасных перемен в ходе извержения было жизненной необходимостью, так как вблизи новых конусов и их лавовых потоков, в зоне тяжелых шлакопадов находились десятки вулканологов и их лагеря, которые много раз приходилось эвакуировать. Напряженность обстановки можно пояснить одним из примеров.

2 августа 1975 г. в 16 ч 20 мин – 16 ч 30 мин у подножия Первого конуса образовалась Северная бокка. Вечером восемь вулканологов, уставшие после трудного дня, заснули в палатке на шлаковом поле в 1,5 км от бокки. Девятый вулканолог, С.А. Федотов, продолжавший наблюдения, увидел опасное усиление взрывной деятельности и в два часа ночи увел вулканологов в нижний лагерь. Вскоре палатка была изрешечена вулканическими бомбами. А.М. Чирков, наблюдавший ход извержения из нижнего, западного лагеря, видел в это время сильный косой взрыв в Северной бокке.

В течение всего извержения делалось много прогнозов, от весомых, научно обоснованных до интуитивных. Среди прогнозов были и верные, и неудачные. Опыт всех этих прогнозов полезен. Назовем главные из них.

Толбачинский дол является местом мощной голоценовой вулканической деятельности. Последнее извержение было в нем в 1941 г. Это дало основание И.И. Гущенко предполагать весной 1975 г., что именно здесь следует ждать следующего крупного извержения в Ключевской группе вулканов.

Сильное извержение вулкана Плоский Толбачик ожидалось в 1964–1976 гг. по долгосрочному прогнозу П.И. Токарева.

Выразительным краткосрочным предвестником Большого трещинного Толбачинского извержения 1975–1976 гг. послужил рой землетрясений в Толбачинском долу, начавшийся 27 июня 1975 г. В этом рое в течение 10 дней на площади 100 км^2 произошло более 200 землетрясений энергетических классов $K_S > 7{,}5$ ($M > 2$), сильнейшие среди которых имели $K_S = 11{,}5$ ($M \sim 5$). До этого роя в Толбачинском долу было длительное сейсмическое затишье. Возникновение такого роя в активной зоне шлаковых конусов Плоского Толбачика явным образом указывало на то, что может начаться извержение.

30 июня В.В. Степанов, возглавлявший сейсмологические наблюдения на Камчатской вулканостанции в пос. Ключи, передал в Институт вулканологии радиограмму о том, что в районе Толбачика в ночь с 28 на 29 июня было около 200 землетрясений и что для наблюдений за ними устанавливаются две временные сейсмостанции.

Заведующий лабораторией прогноза и механизма извержений Института вулканологии П.И. Токарев тщательно следил за развитием роя, правильно оценил обстановку, верно предсказал место и время нового извержения (прогноз был опубликован в газете "Камчатская правда" за неделю до извержения). Это был важный успех, который имел большое научное и практическое значение. Своевременно были предупреждены власти и жители Камчатской области, вулканологи высадились в районе извержения до его начала.

После того как извержение началось, возник естественный вопрос о том, сколько времени оно будет продолжаться и каковы будут его размеры. Второй прогноз Токарева не оправдался. Он предположил, что это обычное побочное извержение,

которое продлится примерно 1,5 месяца. Примерно так же рассуждали многие вулканологи геологического профиля, полагавшие, что извержение закончится через 2–3 месяца. Западный лагерь, где находилось большинство вулканологов в конце июля 1975 г., стоял на потоках жидких волнистых лав предшествовавших извержений. С.А. Федотов считал, что при столь сильном извержении могут быть все явления, свойственные базальтовому вулканизму Толбачинского дола, и что вслед за медленными вязкими лавовыми потоками Первого конуса могут появиться быстрые жидкие потоки. Многие участники работ следили за тем, не показались ли в лавах крупные кристаллы плагиоклазов, которые характерны для волнистых мегаплагиофировых лав Толбачинского дола. Приходилось опасаться обрушения Первого конуса, расползавшегося под напором лавы внутри него, и быстрого наступления жидких лавовых потоков на лагеря. К концу июля 1975 г. при помощи светодальномерных наблюдений была установлена трещинная природа извержения и определена ориентация питающих трещин. Однако в целом в начале августа 1975 г., через месяц после начала извержения, не имелось достаточно обоснованного научного прогноза длительности и размеров извержения. Формулы, которые позволили бы сделать этот прогноз, стали известны позднее [*Федотов*, 1982; *Большое трещинное Толбачинское извержение*, 1984, гл. XVI].

Вторым убедительным успехом прогноза было предсказание времени и места Третьего конуса извержения, оправдавшееся в присутствии операторов телевидения и журналистов из ГДР, Чехословакии, Польши, Венгрии и других стран. Вечером 16 августа 1975 г., в 20 ч 30 мин, в лагере экспедиции собрался ее полевой совет, который проводил С.А. Федотов. В нем участвовали А.М. Чирков, В.В. Степанов, М.А. Магуськин и другие вулканологи. Обсуждалась текущая обстановка, разбирались особенности хода извержения (в частности, выпадение "белого" пепла, аналогичного тому, какой выпал из Первого конуса перед образованием Второго конуса), данные сейсмологических, светодальномерных и наклономерных наблюдений. В.В. Степанов сообщил, что произошел резкий спад активности в рое землетрясений и что новый прорыв может произойти примерно через сутки. Во время заседания было получено сообщение о том, что возле лагеря, располагавшегося севернее Второго конуса, раскрылись трещины шириной до 0,5 м. Совет решил, что следует ожидать нового прорыва севернее Второго конуса в течение 30 часов. С.А. Федотов рассказал об этом прогнозе журналистам на пресс-конференции в 10 ч утра 17 августа. Журналисты несколько сомневались, поскольку на извержении в это время было все спокойно, молчал и Второй конус. Однако прогноз вполне оправдался. Прорыв произошел вечером того же дня, в 21 ч 12 мин в указанном месте.

Образование небольшого, Четвертого конуса и лавовых потоков V, VI, VII было второстепенным явлением, которое не предсказывалось, да и вряд ли могло быть предсказано.

Во второй половине августа 1975 г. оправдались предположения П.И. Токарева и других вулканологов о том, что извержение может сопровождаться провалом вершинного кратера Плоского Толбачика. Август 1975 г. был переполнен событиями: образовалась Северная бокка Первого конуса, стал наступать ее большой лавовый поток, перед концом работы Первого конуса были выброшены миллионы кубических метров "белого" пепла, возник Второй конус и его мощный лавовый поток, потом две системы трещин, Третий, Четвертый конусы и лавовые котлы. Явления, происходившие на Северном прорыве, поглотили внимание, и, к сожалению, в это время не было систематических наблюдений за вершиной Плоского Толбачика.

11 сентября 1975 г. из новых лавовых бокк Второго конуса появились жидкие лавы, появления которых остерегались с июля. Они двигались со скоростью в среднем ~1 км/ч и заставили вулканологов покинуть западный лагерь.

15 сентября 1975 г. Северный прорыв затих. Однако усилился третий рой землетрясений, начавшихся в сентябре. Было ясно, что извержение может возобновиться. После просмотра сейсмограмм сейсмостанции "Козыревск" отряд Г.А. Со-

болева (Институт физики Земли АН СССР) направился на Толбачинский дол для продолжения наблюдений. 18 сентября в 10 км южнее Северного прорыва началось извержение Южного прорыва.

Деятельность Южного прорыва была монотонной и продолжительной. При продолжении исследований были найдены соотношения [*Федотов*, 1982], которые позволили бы в октябре-ноябре 1975 г. приближенно определить, что извержение может длиться еще 1–1,5 года. Тогда же, в конце 1975 г., было сделано только предположение о том, что извержение будет длиться многие месяцы, и четыре экспедиции Института вулканологии готовились к работам на извержении в течение всего 1976 г.

Прогнозы начала извержения и образования его Третьего нового конуса относятся к наиболее примечательным в мировой сейсмологии. Опыт, полученный на Большом трещинном Толбачинском извержении, позволил развить методику прогноза начала трещинных и побочных извержений, а также позволил разработать методы оценки длительности и полного объема продуктов начавшихся извержений [*Большое трещинное Толбачинское извержение*, 1984; *Федотов*, 1982; и др.].

5.5.2. Извержение вулкана Шивелуч в мае–июле 2001 г. и его прогноз

В работе [*Федотов С.А. и др.*, 2001] дано описание и представлены первые результаты изучения начальной стадии извержения вулкана Шивелуч в мае–июле 2001 г. Происходили рои землетрясений, образование трех новых больших андезитов лавовых куполов, крупные взрывы и другие явления, связанные с извержением. Приведены сведения о проявлениях активности вулкана в предшествующий извержению период. Представлены результаты визуальных и сейсмологических наблюдений, проведенных во время подготовки извержения и его начальной стадии, результаты изучения динамики извержения по данным аэрофотосъемки и геодезических наблюдений, данные обследования пирокластических и грязевых потоков, наблюдавшихся во время начальной стадии извержения.

Вулкан Шивелуч и изучение его извержения в 2001 г. Вулкан Шивелуч расположен в зоне сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. Он относится к Северной группе вулканов, представленной крупнейшими и наиболее активными вулканами региона. Это самый северный, второй по величине расхода изверженных продуктов, один из самых активных и опасных вулканов Камчатки.

Извержения вулкана Шивелуч характеризуются выжиманием куполов вязкой газонасыщенной андезитовой лавы и сопровождаются мощными вулканическими взрывами, выбросами большого количества пепла на высоту до 15–20 км, образованием пирокластических потоков, обломочных лавин и мощных грязевых потоков (лахаров), стремительно сходящих по склонам вулкана. Извержения такого типа представляют наибольшую опасность для людей, инженерных сооружений, коммуникаций, сельхозугодий, животного и растительного мира в окрестностях вулкана, поэтому детальное изучение и прогноз таких извержений является одной из наиболее актуальных задач вулканологии.

Катастрофические эксплозивные извержения вулкана Шивелуч случались приблизительно раз в столетие. В XIX и XX веках такие извержения отмечались в 1856 и 1964 гг. В период между катастрофическими, с интервалом около 7–15 лет, отмечаются межпароксизмальные извержения, в основном – экструзивные, с относительно умеренными по силе эксплозивными фазами. После 1964 г. такие извержения вулкана Шивелуч происходили дважды: в 1980–1981 [*Двигало*, 1984; *Иванов Б.В. и др.*, 1981; 1982] и 1993–1995 гг. [*Жаринов и др.*, 1995; *Федотов и др.*, 1995; *Хубуная и др.*, 1995]. Межпароксизмальные извержения, несмотря на меньшие мас-

штабы проявлений эксплозивной деятельности, представляют серьезную опасность для людей, коммуникаций, животных и растительности в радиусе до 25–30 км от вулкана.

Последнее извержение вулкана Шивелуч происходило в 1993–1995 гг. Экструзивная фаза этого извержения закончилась в январе 1995 г. В результате экструзивный купол, образованный при извержении 1980–1981 гг., по данным В.Н. Двигало, увеличился на 182,4 млн м^3 (с 16,8 до 199,2 млн м^3). Затем на вулкане некоторое время наблюдалось затишье. В 2000 г. были отдельные крупные взрывы.

Извержению вулкана Шивелуч в 2001 г. предшествовала сейсмическая подготовка, начавшаяся в марте в виде роя слабых сейсмических событий. 21–22 апреля интенсивность роя резко возросла, при этом изменившийся характер сейсмических событий указывал на подъем магмы, ее внедрение в постройку вулкана и возможность начала извержения в ближайшие недели. На основании этого 23 апреля Общим советом Института вулканологии ДВО РАН и КОМСП ГС РАН по прогнозу землетрясений и вулканических извержений был дан прогноз начала извержения, который в дальнейшем полностью подтвердился. Одновременно началась подготовка к изучению предстоящего извержения. В первых числах мая в г. Ключи был направлен вулканологический отряд Института вулканологии, сотрудники которого совместно с сотрудниками Камчатской вулканостанции начали наблюдения за две недели до главной эксплозивной фазы извержения. В июне 2001 г., в связи с началом извержения, была создана экспедиция "Шивелуч–2001" Института вулканологии, силами которой проведены дальнейшие исследования. В данном сообщении изложены предварительные результаты изучения начальной стадии извержения вулкана Шивелуч (за период май–июль 2001 г.).

Развитие извержения вулкана Шивелуч в мае–июле 2001 г. по визуальным и сейсмологическим данным. Визуальные наблюдения за развитием извержения в мае–июле 2001 г. были сильно осложнены крайне неблагоприятными погодными условиями и высокой фумарольной активностью в кратерной зоне. Поэтому значительная часть информации о ходе извержения получена по сейсмологическим данным. Использовались данные регистрации вулканических землетрясений сетью радиотелеметрических сейсмических станций КОМСП СГ РАН.

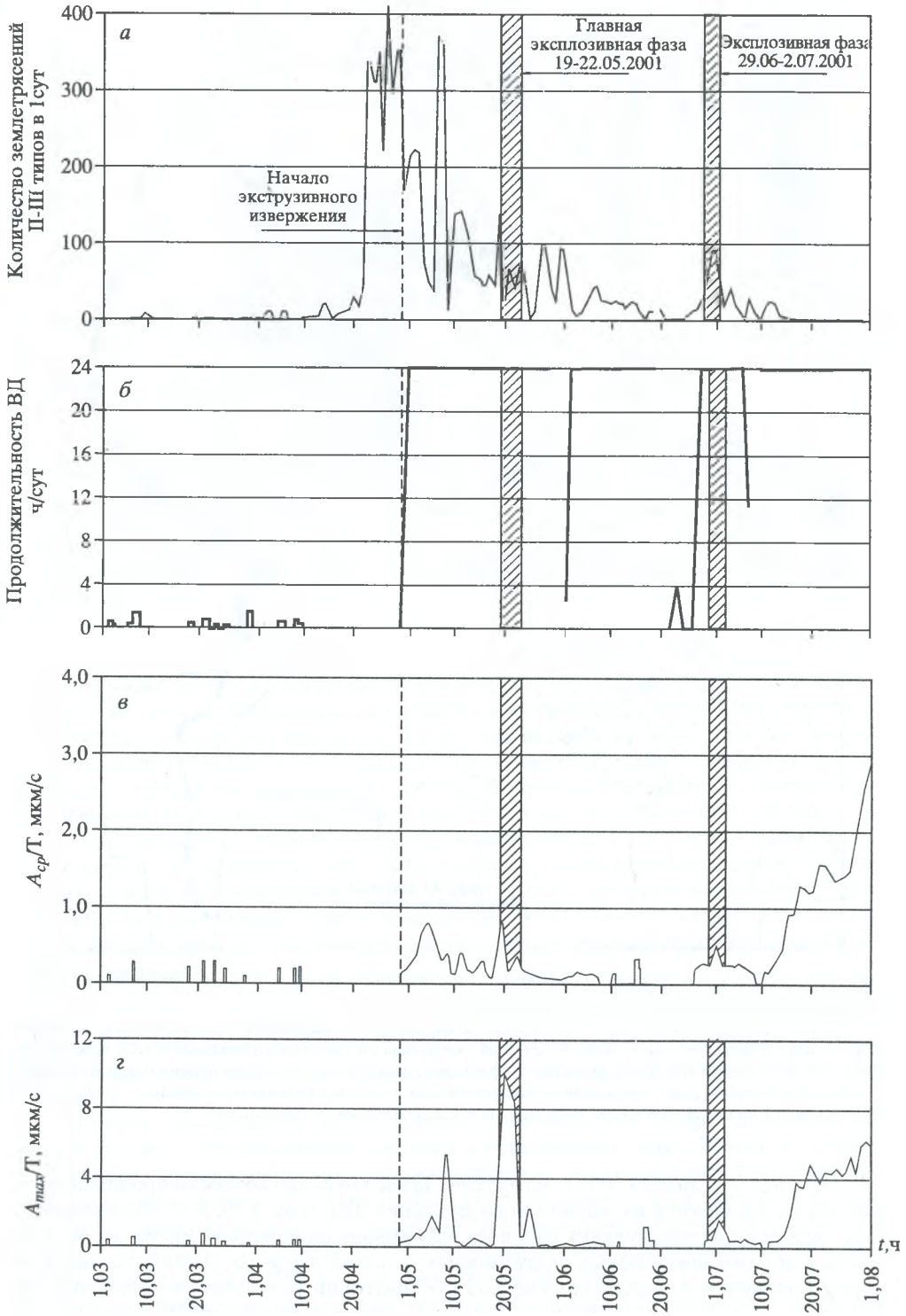
Развитие во времени сейсмической активности вулкана Шивелуч за период с 1 марта по 1 августа 2001 г. показано на рис. 5.59. Как видно из рисунка, в марте ежесуточное количество вулканических землетрясений II–III типов под вулканом Шивелуч начало монотонно увеличиваться, сейсмичность приобрела характер роя.

22 апреля начался резкий рост числа и энергии вулканических землетрясений II–III типа. Эти события происходили под вулканом на небольших глубинах – до нескольких километров. В конце апреля–начале мая 2001 г. уже отмечалось от 200 до 400 землетрясений в сутки, из них от 5 до 30 с энергетическим классом $K > 6$.

23 апреля Общим советом по прогнозу землетрясений и вулканических извержений Института вулканологии ДВО РАН и КОМСП ГС РАН был дан официальный краткосрочный прогноз времени начала извержения, ожидаемого объема изверженного материала, характера и опасности извержения для населения и авиации. Извержение ожидалось в течение первых (от 1 до 3) недель со дня подачи прогноза.

Рис. 5.59. Сейсмическая активность в районе вулкана Шивелуч за период с 1 марта по 1 августа 2001 г. по данным сейсмической станции "Шивелуч"

Данные оперативной обработки КОМСП ГС РАН и ВТНК ПИМИ ИВ ДВО РАН: *а* – количество землетрясений II–III типов за 1 сут; *б* – продолжительность вулканического дрожания (BD); *в* – средняя интенсивность вулканического дрожания (отношение средней амплитуды $A_{ср}$ к периоду T вулканического дрожания); *г* – максимальная интенсивность вулканического дрожания (отношение максимальной амплитуды A_{max} к периоду T вулканического дрожания)


а
Количество землетрясений II-III типов в 1сут
400
300
200
100
0
Начало экструзивного извержения
Главная эксплозивная фаза 19-22.05.2001
Эксплозивная фаза 29.06-2.07.2001
б
Продолжительность ВД ч/сут
24
20
16
12
8
4
0
в
$A_{ср}/T$, мкм/с
4,0
3,0
2,0
1,0
0
г
A_{max}/T, мкм/с
12
8
4
0
t,ч
1,03
10,03
20,03
1,04
10,04
20,04
1,05
10,05
20,05
1,06
10,06
20,06
1,07
10,07
20,07
1,08

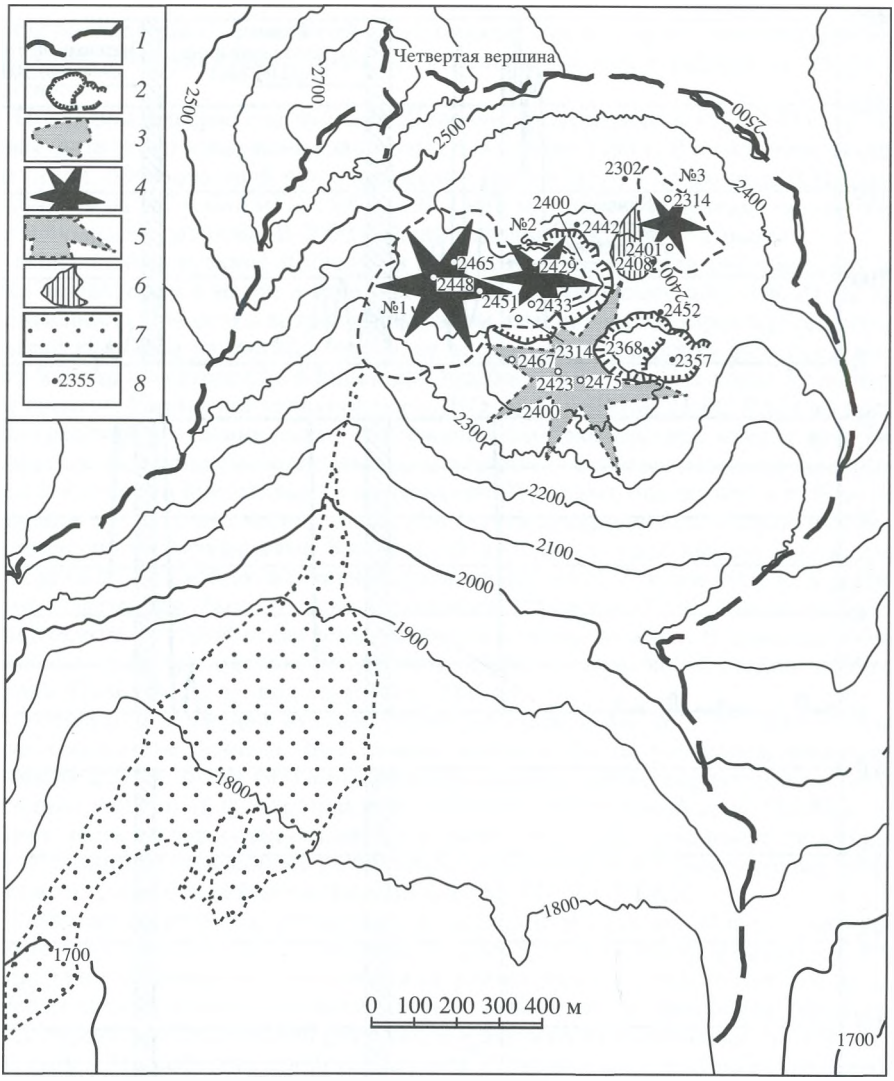


Рис. 5.60. Схема кратера вулкана Шивелуч по состоянию на 16 мая 2001 г. по данным фотограмметрической обработки аэрофотоснимков:

1 – контуры кратера 1964 г.; *2* – эксплозивные воронки; *3* – поверхности, занятые новыми экструзиями; *4* – новые экструзивные купола; *5* – старый экструзивный купол (образованный в ходе извержений 1980–1981 и 1993–1995 гг.); *6* – область над куполом № 3, преобразованная эксплозиями и деформациями; *7* – новообразованное поле отложения пирокластических потоков и обломочных лавин; *8* – абсолютные отметки экстремальных точек поверхности куполов и эксплозивных воронок (м)

Начиная с 29 апреля 2001 г. на вулкане Шивелуч резко возросли продолжительность и интенсивность вулканического дрожания (ВД) (рис. 5.59, *б–г*). По-видимому, в это время в кратере вулкана началось выжимание андезитовой магмы на поверхность с образованием новых экструзивных куполов. Судя по опубликованным на сайте Аляскинской вулканологической обсерватории результатам обработки инфракрасных спутниковых снимков, с этого же времени на вулкане Шивелуч начали фиксироваться устойчивые термоаномалии.

1 мая на вулкане визуально наблюдался парогазовый выброс с наличием пепла

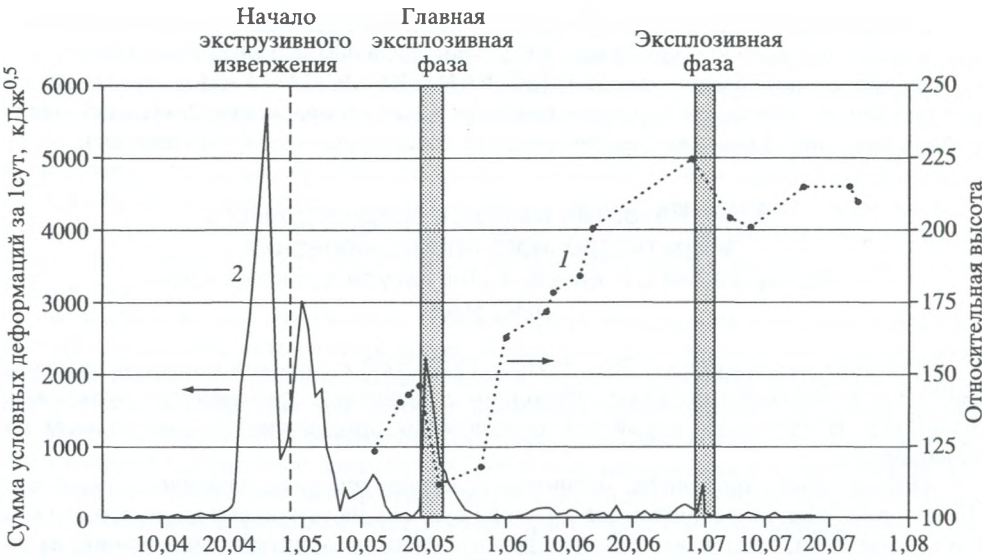


Рис. 5.61. Динамика изменения высоты экструзии и условных деформаций под вулканом Шивелуч с 1 апреля по 1 августа 2001 г.

1 – геодезические измерения максимальной отметки новообразованных экструзий относительно поверхности кратера 1995 г., *2* – условные суточные деформации под вулканом Шивелуч по землетрясениям II–III типов

на высоту около 3 км над куполом; 2 мая отмечено значительное изменение сейсмического режима вулкана: появление вулканических землетрясений IV типа; 7 мая на протяжении 1,5 ч наблюдалась серия пепловых выбросов с высотой эруптивных колонн до 2,5–3,0 км и формирование небольших пирокластических потоков протяженностью до 1,5–2,0 км в юго-западном направлении. Пепловые выбросы предварялись и сопровождались вулканическим дрожанием и взрывными землетрясениями. При этом наблюдался спад количества и энергии землетрясений II–III типов.

12 мая видимость в районе кратера вулкана несколько улучшилась, и был обнаружен новый экструзивный купол (В.Н. Двигало), выросший за западным склоном старого купола вулкана Шивелуч (рис. 5.60). Было проведено первое инструментальное измерение высоты нового купола (рис. 5.61). Стало очевидно, что экструзивное извержение вулкана Шивелуч уже началось и предварительный прогноз успешно оправдался.

16 мая при финансовой поддержке администрации Камчатской области был выполнен облет вулкана на вертолете "МИ–8" и проведена его перспективная и плановая аэрофотосъемка. Было обнаружено, что в северном секторе кратера вулкана Шивелуч по периферии старого купола появилась цепочка экструзивных новообразований.

С 14 по 18 мая визуально наблюдались слабые пепловые выбросы, формирование небольших пирокластических потоков и раскаленных лавин. В этот же период отмечен спад количества и энергии вулканических землетрясений. Регистрировалось лишь небольшое количество слабых землетрясений и вулканическое дрожание. Необходимо отметить, что подобное "сейсмическое затишье" под вулканом Шивелуч наблюдалось в апреле 1993 г., непосредственно перед главной эксплозивной фазой извержения 1993–1995 гг. [*Федотов и др.*, 1995].

С 18 на 19 мая отмечено резкое увеличение уровня вулканического дрожания (до 3–4 мкм/с). Утром и днем 19 мая наблюдались пепловые выбросы на высоту до 2 км над куполом и образование пирокластических потоков.

Извержение вулкана Шивелуч продолжается по настоящее время. Высота экструзивного лавового купола 25 мая 2002 г. достигла 420 м, а объем – 0,29 км^3.

Еженедельно Общий совет ИВ ДВО РАН и КОМСП ГС РАН по прогнозу землетрясений и извержений вулканов предупреждает об опасности, сохраняющейся в районе вулкана. Продолжается слежение за извержением вулкана Шивелуч.

5.5.3. Развитие методов среднесрочного и краткосрочного прогнозирования извержений вулканов в Институте вулканологии ДВО РАН

Институт вулканологии ДВО РАН в 1972–2002 гг. провел большой комплекс работ по прогнозным оценкам, связанным с развитием современного вулканизма Камчатки. В настоящее время эти исследования продолжаются в нескольких направлениях.

Оценка типа, характера, частоты и мощности вулканических извержений. Такого рода оценки делаются для каждого вулкана на основании данных о его возрасте, строении, продуктах, типе его деятельности и характере извержений, их датах в течение последних веков. Большое количество необходимых данных имеется в фундаментальной монографии "Действующие вулканы Камчатки", тт. 1 и 2 [1991]. Важны сведения о питающих магматических очагах и каналах вулкана, их свойствах. Перечисленные данные дают возможность делать заключения о потенциальной опасности действующего вулкана.

Долгосрочный прогноз извержений вулканов. Такие прогнозы даются на последующие годы и десятилетия. Могут приближенно рассчитываться вероятные интервалы времени и максимально возможное количество продуктов следующих извержений. Для сопоставления прогнозов необходимы сведения о средней продуктивности вулкана, характере его деятельности, временах его последних извержений, а также о свойствах их магматических питающих систем. Методика развивалась в ряде работ [*Токарев*, 1979; *Федотов и др.*, 1987; *Федотов*, 1993; и др.].

Среднесрочный прогноз извержений вулканов. Такие прогнозы даются на последующие годы и месяцы. Используются различные предвестники: возрастание числа землетрясений с промежуточной глубиной очага в сейсмофокальном слое (глубина до 250 км), в земной коре под вулканами и в самой вулканической постройке; деформации земной поверхности; усиление фумарольной деятельности; разогрев кратеров и повышение температуры фумарол; изменение состава фумарольных газов и аэрозолей и др. Выше приводились примеры успешных среднесрочных прогнозов для вулканов Карымский и Шивелуч.

Краткосрочный прогноз извержений вулканов. Краткосрочные прогнозы даются на последующие недели, дни, часы. Извержения вулканов являются несравненно более длительным процессом, чем землетрясения, и часто имеют хорошо выраженные предвестники. Таковыми являются рои землетрясений в районе приближающегося извержения, магнитуда которых может достигать даже уровня $M = 6–7$; вулканическое дрожание; усиление парогазовой деятельности; предваряющие небольшие взрывы; деформации вулканической постройки и др. Большинство сильных извержений вулканов Камчатки в 1972–2002 годах было успешно предсказано за несколько недель, дней, часов до их начала. Выше приводились такие примеры для Большого трещинного Толбачинского извержения, 1975–1976 гг. (разд. 5.5.1), извержения в Карымском вулканическом центре, 1996 г. (разд. 5.4.2), извержения вулкана Шивелуч, 2001 г. (разд. 5.5.2). В дополнение можно привести пример успешного краткосрочного прогноза побочного прорыва "Предсказанный" на склоне Ключевского вулкана в 1983 г. [*Токарев*, 1983].

Прогноз продолжения и развития начавшихся извержений. Длительность извержений может меняться от десятков секунд при отдельных взрывах до десяти и более лет при росте лавовых куполов и базальтовых извержениях с малой продуктивностью. Необходимы прогнозы их продолжения и развития. Они основываются на следующих данных: тип вулкана, его продуктивность, характер предыдущих и начавшегося извержений, строение и свойства магматической питающей системы вулкана, количество продуктов текущего извержения и их изменение во времени и др. В том случае, если имеются последние данные, то есть возможность оценить вероятную продолжительность и конечный объем продуктов извержения [*Федотов*, 1982; и др.].

В целом, как уже отмечалось, большая часть извержений вулканов Камчатки успешно предсказывается в наше время. Но возможность таких прогнозов неодинакова для разных вулканов и разных типов извержений. Велика вероятность предсказания тех извержений, при которых происходит образование новых выводящих магматических каналов или постепенное разрушение мощной пробки в верхней части их жерла (трещинные извержения, побочные извержения базальтовых вулканов, мощные вершинные извержения после длительного периода покоя). В то же время небольшие вершинные извержения, при которых магма поднимается к поверхности по давно сформированному горячему каналу, часто не предваряются существенными предвестниками и не предсказываются. Важно то, что разработаны методики и имеется опробованная возможность прогноза большинства сильных и наиболее опасных извержений вулканов Камчатки.

Прогнозы извержений вулканов Камчатки являются не только одним из основных направлений фундаментальных исследований в Институте вулканологии ДВО РАН, но и большой практически решаемой научно-прикладной задачей государственной важности. Как было сказано, Общий совет Института вулканологии ДВО РАН и КОМСП ГС РАН по прогнозу землетрясений и извержений вулканов еженедельно, а в случае необходимости чаще, дает прогнозы состояния вулканов Камчатки, прогнозы начала извержений и развития идущих извержений. Эта работа непременно должна продолжаться, развиваться и заслуживает большой поддержки РАН и государства.

5.6. Природная катастрофа 1737–1742 гг. на Камчатке как модель будущих региональных катастроф на островных дугах Северо-Западной Пацифики

Камчатка, как и все другие звенья системы островных дуг обрамления Тихого океана, отличается максимальным разнообразием, силой и частотой опасных природных событий, ассоциирующихся с интенсивно протекающими здесь эндогенными процессами. Так, только в XX в. из 30 действующих и потенциально активных вулканов каждый год находилось в состоянии извержения в среднем по два-три, в отдельные годы – до шести вулканов, многократно отмечались сильные и катастрофические извержения. С 1901 по 1997 гг. на территории Камчатки и прилегающих акваториях произошло два землетрясения с магнитудой $M > 8$ (1923 г. и 1952 г., $M > 8{,}5$) и 50 землетрясений с $M \geq 7{,}0$. Ряд землетрясений сопровождался мощными цунами.

Каждое подобное землетрясение уже само по себе представляет большую опасность. Не меньшую угрозу создают сильные и катастрофические извержения вулканов и обусловленные ими опасные явления – мощные направленные взрывы, лахары, обильные пеплопады, газонасыщенные ионизированные эруптивные тучи.

К более катастрофическим последствиям приводит синхронное или субсинхронное проявление частых сильных извержений и землетрясений в региональном мас-

штабе. Примеров подобных комбинаций в XX в. на Камчатке не отмечено. Однако, по данным исследований, проведенных сотрудниками лаборатории динамической вулканологии ИВГиГ ДВО РАН, они неоднократно имели место в голоцене (последние 10–11 тыс. лет).

Самый молодой из выявленных этапов такого рода имел место в 1737–1742 гг. Документальные сведения о катастрофических событиях того времени заимствованы из работ С.П. Крашенинникова [1949, 1994], Г.В. Стеллера [1999], и существенно дополнены результатами наших исследований 80–90-х годов XX в. Эти дополнения в основном относятся к выявлению действовавших тогда вулканов, определению типа, силы и геолого-геоморфологического эффекта извержений, оценке последствий описанных (или упомянутых) С.П. Крашенинниковым и Г.В. Стеллером землетрясений, воздействия происходивших событий на природную среду.

Ссылаясь на свидетельства местных жителей, С.П. Крашенинников указывает также на аномально низкие зимние температуры во время своего пребывания (1737–1741 гг.) на Камчатке: "...Камчадалы сказывают, что прежде не бывало такой стужи как в мою бытность..." [1994, с. 160–161].

5.6.1. Особенности вулканической деятельности

Отличительная черта 1737–1742 гг. – очень высокая вулканическая активность на Камчатке как по сведениям С.П. Крашенинникова и Г.В. Стеллера, так и по материалам наших геолого-вулканологических и тефрохронологических исследований. Это реализовалось в количестве действовавших вулканов (рис. 5.62), разнообразии вулканических проявлений, объеме изверженных продуктов.

Наиболее ранним из документированных событий было сильное извержение вулкана Авачинский (Авачинской сопки) летом 1737 г. [*Крашенинников*, 1994], происшедшее после необычно длительного (150–200 лет) для рассматриваемого этапа развития этого вулкана периода относительного покоя. По С.П. Крашенинникову: "Самое страшное ея [Авачинской сопки][1] возгорание было в 1737 г. ...в летнее время, ...а окончилось извержением великой тучи пеплу, которым окололежащие места на вершок [~4,5 см] покрыты были" [1994, с. 171].

Объем изверженного вулканического пепла составил 30–50 млн м^3 (50–80 млн т) [*Мелекесцев и др.*, 1993]. При этом сама Авачинская сопка "...очень сильно гремела..." [*Крашенинников*, 1949, с. 652]. Авачинский вулкан находился в состоянии извержения и в начале 1738 г., поскольку в своем рапорте от 29 августа 1738 г. С.П. Крашенинников пишет: "Оная ж по отбытии моем с Авачи сего 1738 году в марте месяце... очень жестоко гремела, а по громе вскоре и земля тряслась, только не весьма сильно..." [*Крашенинников*, 1949, с. 564].

Как следует из того же рапорта, в 1737–1738 гг. был активен и Жупановский вулкан (Жупановская сопка): "...я к другой горящей горе, на Жупановой реке находящейся, не поехал, потому что по нынешним временам [т.е. зимой 1738 г.] ради глубоких снегов, и на нее въехать нельзя..." [*Крашенинников*, 1949, с. 564].

Однако наиболее сильным и катастрофичным из описанных по своим последствиям оказалось извержение Ключевского вулкана (Ключевской сопки) в сентябре того же 1737 г. "...Сей ужасный пожар начался сентября 25 (здесь и далее даты из книги С.П. Крашенинникова приведены по старому стилю] числа, и продолжался с неделю, с такою свирепостью, что жители, которые близ горы [примерно в 32 км от кратера] на рыбном промысле были, ежечасно к смерти готовились, ожидая кончины. Вся гора казалась раскаленным камнем. Пламя, которое внутри ея сквозь расщелины было видимо, устремлялось иногда вниз, как огненныя реки, с ужасным шумом. В горе слышан был гром, треск и будто сильными мехами раздувание, от

[1] Здесь и далее в квадратных скобках в цитатах даны пояснения И.В. Мелекесцева.

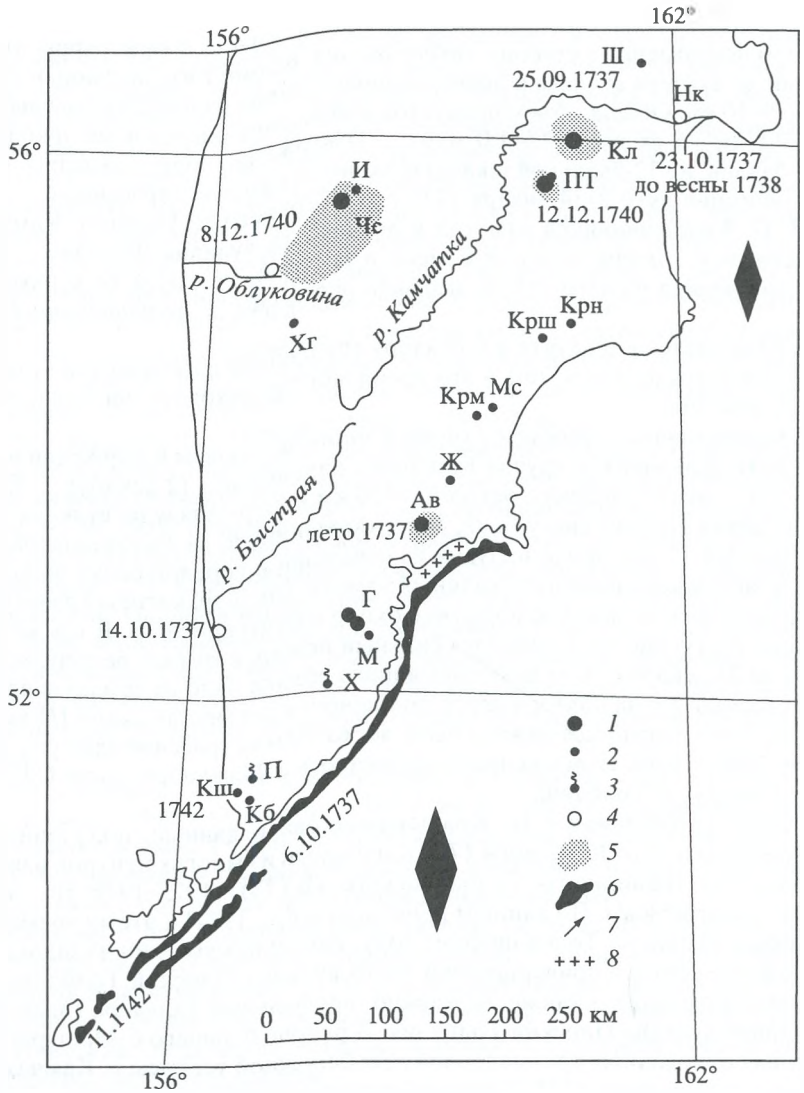


Рис. 5.62. Феноменология природной катастрофы 1737–1742 гг. на Камчатке:

1 – вулканы, сильно извергавшиеся; *2* – прочие извергавшиеся или проявлявшие повышенную активность вулканы; *3* – гидротермы с повышенной активностью; *4* – места, где С.П.Крашенинников лично ощущал сильные землетрясения; *5* – местоположение сильных вулканических землетрясений; *6* – прибрежные зоны с максимальными высотами цунами; *7* – цунами на северном берегу Авачинской бухты; *8* – поднятие береговой зоны в районе Халактырского пляжа. Черными ромбами обозначены эпицентры сильнейших землетрясений. Действовавшие вулканы: Ш – Шивелуч, Кл – Ключевской, ПТ – Плоский Толбачик и Толбачинская региональная зона шлаковых конусов, И – Ичинский, Хг – Хангар, Крн – Кроноцкий, Крш – Крашенинникова, Мс – Малый Семячик, Крм – Карымский, Ж – Жупановский, Ав – Авачинский, Г – Горелый, М – Мутновский, Кш – Кошелевский, Кб – Камбальный. Гидротермы: П – Паужетские, Х – Ходуткинские. Нк – Нижне-Камчатск. Указаны даты событий

которого все ближние места дрожали... Конец пожара был обыкновенный, то есть извержение множества пеплу, из которого, однако ж, немного на землю пало, для того что всю тучу унесло в море" [*Крашенинников*, 1994, с. 175].

Из приведенного описания прекрасно видно, что в ходе извержения происходил массовый выброс пирокластики, часть которой шла на формирование раскаленных

шлаковых лавин, скатывавшихся по склонам конуса, а часть, в виде тефры, уносилась в восточном направлении в сторону Тихого океана. Кроме того, по данным наших исследований, из кратера вулкана и привершинных трещин изливались лавовые потоки длиной до 9–10 км. Общий объем продуктов извержения оценен нами приблизительно в 0,3–0,5 км^3, а их вес в 0,6–1,0 млрд т. Извержение сопровождалось сильным (VII–VIII баллов, по 12-балльной шкале) вулканическим землетрясением.

При описании пути 2–14 января 1739 г. от Верхнего до Нижнего Камчатского острога С.П. Крашенинников отметил и активность вулкана Шивелуч: "...остался вправе Шевелич,... очень высокой камень и вострой, из самой ее верхушки дым идет, ... дым пошел из него лет за двадцать перед сим ..." [*Крашенинников*, 1949, с. 664].

Судя по приведенной цитате и характеру эруптивной деятельности вулкана Шивелуч в историческое время, там в это время мог происходить рост одного из экструзивных куполов.

С.П. Крашенинников сообщает также о многоцентровом извержении на Толбачинском долу (Ключевская группа вулканов), начавшемся 12 декабря 1740 г.: "Декабря 18 дня ... около здешнего острога [~120 км к юго-западу от вулкана Плоский Толбачик] видна была на снегу сажа, которую выкинуло из Толбачинской горелой сопки... Декабря 12 дня около полудни из означенной горелой сопки вышел облак густой, а за ним вскоре выкинуло каленый камень, как шар, который сверху вниз по горе катился и остался повыше подножья около одного пригорка. В том месте загорелся около растущий лес и учинился сильный пожар, который беспеременно продолжался по 21 декабря. А из вышеописанного облака пало на землю пеплу черного во все стороны ста на полтора верст, толщиною в сих местах около 1/4 дюйма. На другой день по учинившемся пожаре было легкое земли трясение один раз" [*Крашенинников*, 1949, с. 630]. Извержение продолжалось и 24 декабря, когда С.П. Крашенинников покинул с. Толбачик.

Суммируя наблюдения С.П. Крашенинникова и данные, полученные нами, можно утверждать, что 12 декабря 1740 г. началось из многих центров извержение типа Большого трещинного Толбачинского (БТТИ) 1975–1976 гг., но более скромное по масштабам. По данным [*Брайцева и др.*, 1984] к этому времени относятся прорыв Звезда на Толбачинском долу, как минимум один из шлаковых конусов в южном секторе привершинной части вулкана Плоский Толбачик (скорее всего, Конус Красный), а также, возможно, предыдущая кальдера гавайского типа на вершине вулкана Плоский Толбачик. В районе бывшего с. Машуры в 1996 г. в пойменных отложениях трехметровой левобережной террасы р. Камчатки была обнаружена и описанная С.П. Крашенинниковым покрывавшая снег 18 декабря тефра этого извержения. Ее мощность здесь (115 км к юго-западу от вулкана Плоский Толбачик) 3–5 мм.

На вулкане Плоский Толбачик мог быть также крупный обвал или раскаленная шлаковая лавина с характерным для них пылевым облаком, в первом случае, и образованиями типа базисной волны (base surge) – во втором: "облак густой" и "каленый камень, как шар, который сверху вниз по горе катился и остался повыше подножья около одного пригорка" (см. выше).

Сходство прорывов 1740 г. и 1975–1976 гг. дополняется и одинаковым в обоих случаях составом изверженных продуктов. Для расположенных выше эруптивных центров это магнезиальные базальты, для находящихся ниже – глиноземистые базальты.

Общий объем изверженного материала в комбинации прорыв Звезда–конус Красный (0,34 км^3, а его вес (0,63 млрд т [*Брайцева и др.*, 1984].

Весьма интересными и необычными были явления, описанные в работе С.П. Крашенинникова [1949, 1994], но никогда позднее не отмечавшиеся для западного подножия Срединного хребта Камчатки и примыкающей к нему Западно-Кам-

чатской равнины. Там указывается, что во время обеда в стане над р. Оглукоминой [сейчас р. Облуковина], в 30 верстах к западу от Срединного хребта 8 декабря 1740 г. произошло следующее: "...вдруг как от сильного ветра лес зашумел, и земля так затряслась, что мы за деревья держаться принуждены были, горы заколебались, и снег с оных покатился. Означенного трясения приметили два вала, из которых один около минуты продолжался, а другой, который вскоре вслед за первым следовал, очень скоро прошел, а больше того дня ничего не приметили... токмо слышали часто гром под землею. В ноги очень часто земля тряслася, токмо легко, а перед всяким трясением гром под землею слышали... На другой день, то декабря 9 дня, поутру около 8 часов, переехав Оглукоминский [Срединный хребет Камчатки] хребет, сильный гром под землею слышали, а трясения земли не приметили" [*Крашенинников*, 1949, с. 628–629]. И далее он пишет, что жители Верхнего Камчатского острога "...объявили, что в означенных числах часто у них земля тряслася и гром слышен был, токмо очень легко..." [*Крашенинников*, 1949, с. 629].

Как следует из наблюдений за сильными извержениями камчатских вулканов, подобные явления практически сопровождали каждое такое событие [*Пийп*, 1956; *Влодавец, Пийп*, 1957; *Гущенко*, 1979; и др.], но были мало характерны для очень глубоких (см.ниже) тектонических землетрясений. В связи с чем мы полагаем, что наблюдавшиеся С.П. Крашенинниковым события, скорее всего, предваряли или сопровождали начавшиеся извержения расположенных поблизости вулканов, поскольку такие землетрясения хорошо согласуются с внедрением в верхние горизонты земной коры и подъемом к земной поверхности вязкой магмы. Длительное время ощущавшийся подземный гул ("гром") в комбинации со слабыми толчками земной поверхности может свидетельствовать об интенсивной эруптивной деятельности.

В работе [*Новый...*, 1977] землетрясение 8–9 декабря 1740 г. датировано (по: [*Крашенинников*, 1949]) 17 декабря 1738 г. из-за ошибки, допущенной там самим С.П. Крашенинниковым. Глубина его (350 км) оценена, вероятно, по месту события (долина р. Облуковина в Срединном хребте Камчатки) и в связи с современными представлениями о положении здесь сейсмофокальной зоны.

Не исключено, что описанные выше явления могли сопровождать извержения находящихся на сравнительно небольшом удалении от маршрута С.П. Крашенинникова вулканов Ичинский и Хангар. На извержения вулкана Хангар в историческое время [*Bazanova, Pevzner*, 2000] указывают и близкие ^{14}C датировки его тефры. На вулкане Ичинский тогда могли возникнуть бокки, с которыми связана его современная фумарольная деятельность.

Об активности вулканов Камбальный и Кошелевский в 1742 г. (две дымящиеся горы в 13 верстах от оз. Курильского на Южной Камчатке), писал Г.В. Стеллер [1999], видевший их с долины р. Озерной. Судя по его описанию, оба вулкана либо слабо извергались, либо интенсивно фумаролили.

В сходной стадии находился, вероятно, и Кроноцкий вулкан, поскольку Г.В. Стеллер называет его огнедышащей горой. Возможно, действовали и другие вулканы Восточной Камчатки, извергавшие, как утверждает Г.В. Стеллер, днем дым, а вечером – огонь. Однако по тексту книги невозможно установить, какие это вулканы. По данным реконструкции эруптивной активности [*Брайцева и др.*, 1980а,б; *Брайцева, Мелекесцев*, 1989], вероятнее всего, ими были вулканы Малый Семячик и Карымский. Допускается и возможная повышенная активность вулкана Крашенинникова.

По данным тефрохронологических и геолого-вулканологических исследований [*Мелекесцев и др.*, 1987], предполагается, что в интервале 1737–1742 гг. произошли сильные извержения вулканов Мутновский и Горелый. Возраст извержения вулкана Горелый подтвержден и ^{14}C методом [*Селянгин, Пономарева*, 1999]. На вулкане Мутновский в то время началось формирование Активной воронки. Объем пиро-

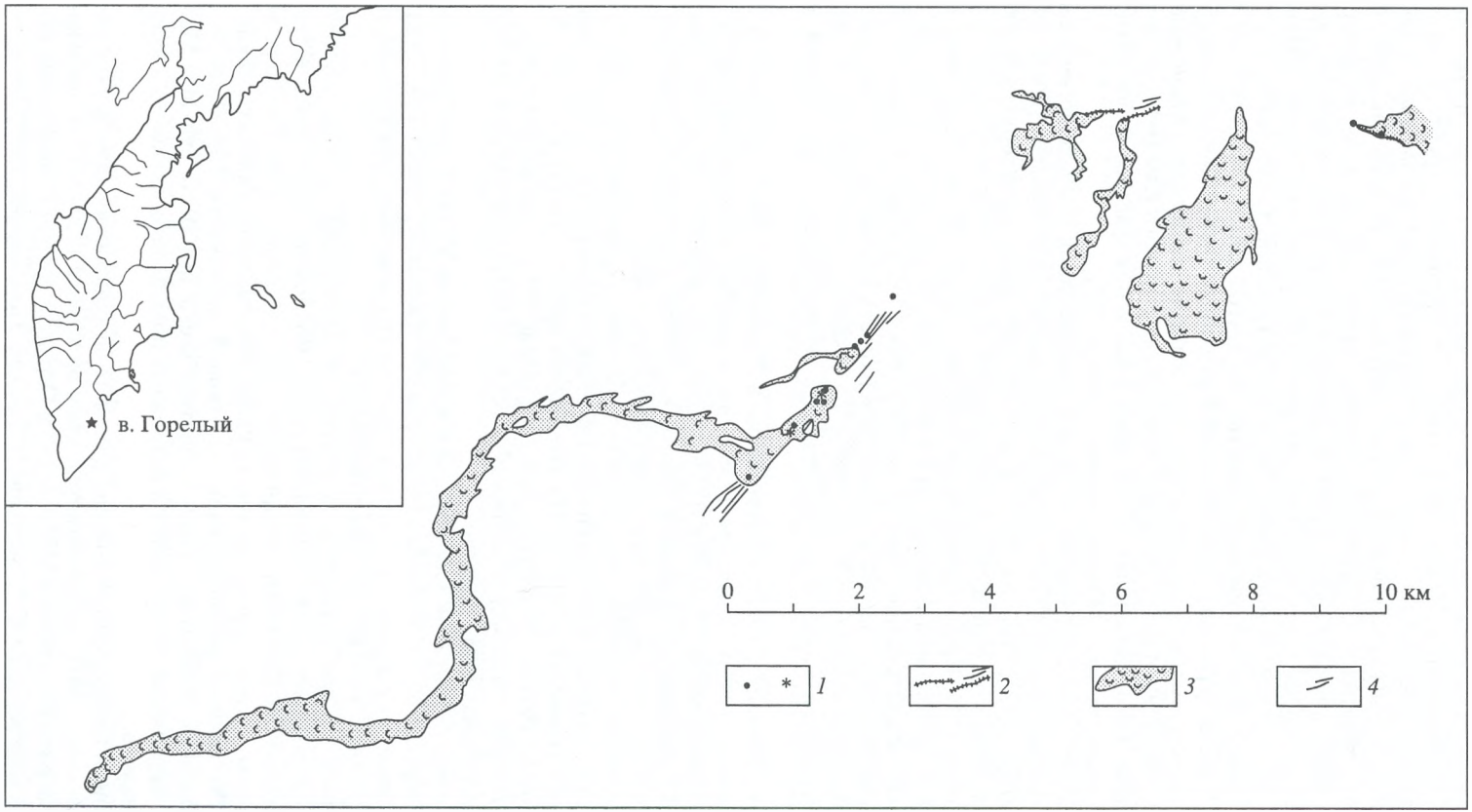


Рис. 5.63. Вулканические формы извержения (предположительно 1737 г.) Гореловского вулканического центра:

1 – небольшие лавовые конусы, бокки, воронки взрыва; *2* – трещины, из которых происходили излияния лавы; *3* – лавовые потоки; *4* – вулкано-тектонические трещины

кластики – 20–30 млн м^3, вес – 35–50 млн т. Извержение вулкана Горелый было многоцентровым (рис. 5.63).

Четыре центра располагались непосредственно на самой его постройке, а один центр, в виде системы субпараллельных трещин северо-восточного простирания, находился за бортом кальдеры Горелая, в юго-восточном секторе.

Там излились два лавовых потока. Один из них достиг максимальной (18 км) длины для лавовых потоков вулкана Горелый. Суммарный объем продуктов извержения (лава + пирокластика) ~210 млн м^3, их вес ~460 млн т.

Таким образом, в течение 1737–1742 гг. извержения происходили вдоль всей (~670 км) Восточной вулканической зоны Камчатки и в Срединном хребте (вулкан Хангар?). Извергались или находились в стадии повышенной активности, как минимум, 15 вулканов. Это намного больше, чем за любой пятилетний интервал последних 300 лет. Суммарный объем продуктов извержений только пяти вулканов (Авачинский, Ключевской, Плоский Толбачик + Толбачинская зона шлаковых конусов, Мутновский, Горелый), для которых выполнены расчеты, составил 0,90–1,13 км^3 лавы, а их общий вес – 1,8–2,2 млрд т. Однако даже это по количеству вынесенных продуктов больше, чем за почти любой интервал подобной длительности после 1742 г.

5.6.2. Землетрясения и их последствия

Вторая отличительная черта вулканической деятельности в 1737–1742 гг. – частые и сильные землетрясения. Самое мощное из них, имевшее катастрофические последствия на значительной территории Камчатки, произошло ночью в 2 ч 30 мин 6 октября 1737 г. Его эпицентр располагался у побережья Юго-Восточной Камчатки (51,10° с.ш., 158,00° в.д.), магнитуда, по разным оценкам, M=8,3–8,5 [*Новый...*, 1977; и др.].

О силе землетрясения можно судить по описанию С.П. Крашенинникова [1994, с. 171–172], основанному на рассказах очевидцев: "...Октября 6 числа помянутого 1737 году по полуночи в третьем часу началось с четверть часа продолжалось волнами так сильно, что многия камчатския юрты обвалились и балаганы попадали... Перед каждым трясением слышен был под землею страшный шум и стенание..., в некоторых местах луга холмами и поля морскими заливами сделались". Сильнейшие афтершоки от землетрясения продолжались до весны 1738 г. Так, по свидетельству уже самого С.П. Крашенинникова [1994, с. 172]: "...вышед на берег Октября 14 дня довольно многие могли чувствовать трясение, которое случалось временем столь велико, что на ногах стоять было не без трудности, а продолжалось оно до самой весны 1738 году, однако больше на островах, на Курильской лопатке [ныне мыс Лопатка – южное окончание Камчатки] и по берегу Восточного моря [т.е. Тихого океана], нежели в местах, отдаленных от моря". Следует отметить, что 14 октября С.П. Крашенинников высадился на западном побережье Камчатки у устья р. Большой. Однако и здесь через восемь дней после начала землетрясения ощущались толчки-афтершоки, судя по описанию, силой не менее VI–VII баллов (по 12-балльной шкале). И это в 200(!) км к северо-западу от эпицентра главного толчка землетрясения 6 октября.

Начальная фаза землетрясения сопровождалась самым мощным за историческое время на Камчатке цунами с высотой заплеска воды более 60 м(!). По [*Крашенинников*, 1994, с. 171–172]: "...учинился на море ужасный шум и волнение, и вдруг взлилось на берега воды в вышину сажени на три... [русская сажень равна 2,14 м]. Потом вторично земля всколебалась, воды прибыло против прежнего, но при отлитии столь далеко она збежала, что море видеть невозможно было. В то время усмотрены в проливе на дне морском между первым и вторым Курильским островом каменныя горы, которые до того никогда не виданы... С четверть часа после того спустя последовали валы ужасного и несравненного трясения, а при том взлилось воды

на берег в вышину сажен на 30... От сего наводнения томошние жители со всем разорились, а многие бедственно скончали живот свой".

Воздействию цунами подвергалось не только все тихоокеанское побережье полуострова, но и западное, где в 25 км к югу от Усть-Большерецка волны перекатывались через косу в отделявшееся ею от моря озеро [*Заякин, Лучинина,* 1987]. Очень высокая волна цунами 14 октября 1738 г. достигла также о. Беринга. По заключению Г.В. Стеллера [*Заякин, Лучинина,* 1987; *Стеллер,* 1999], ее следами там являются обнаруженные им в 1741 г. на высоте 60 м над уровнем моря плавник, кости китов, скелеты морских коров.

О сильнейших деформациях береговой зоны тихоокеанского побережья Камчатки в районе г. Петропавловска-Камчатского, обусловленных этим землетрясением, свидетельствуют и другие результаты. Так, прибрежная полоса Авачинского залива Тихого океана к северо-востоку от города (35-километровый Халактырский пляж) была поднята на 4 м, дельта и низовья долины р. Авача – на 2–3 м. На Халактырском пляже на 4 м выше гребня современного штормового вала находится серия береговых валов, облекаемая маломощным (10–12 см) почвенно-пирокластическим чехлом только с двумя горизонтами тефры от извержений вулканов Ксудач 27 марта 1907 г. и Авачинский 15–16 июня 1779 г. Причем авачинская тефра лежит практически непосредственно на морских песках этих береговых валов. В Авачинской бухте из-за обвалов на ее южном берегу тоже было цунами. Его следы в виде галек в кровле почвенно-пирокластического чехла почти сразу под тефрой извержения вулкана Ксудач в марте 1907 г. обнаружены на высоте до 10 м над уровнем воды в бухте.

В каталоге [*Новый...,* 1977] октябрьскому землетрясению 1737 г. присвоена магнитуда 8,3. Однако вряд ли это справедливо, поскольку по длительности продолжения сильных афтершоков, охваченной площади и последствиям оно было значительно сильнее, чем, например, землетрясение 4 ноября 1952 г. с магнитудой 8,5, эпицентр которого находился примерно в том же районе, что и эпицентр землетрясения 1737 г. Представляется более правильным сопоставлять последнее по меньшей мере с мощнейшим землетрясением 27 марта 1964 г. на Аляске, сопровождавшимся многочисленными сейсмотектоническими обвалами и деформациями прибрежной полосы на протяжении нескольких сотен километров [*Hansen,* 1965]. Соответственно и его магнитуда должна быть, как минимум, равна 8,5 или выше.

Следующее по силе (M = 7,8) землетрясение случилось в Камчатском заливе 23 октября 1737 г. Координаты его эпицентра 55,50° с.ш., 163° в.д. [*Новый...,* 1977]. По свидетельству С.П. Крашенинникова [1949, с. 568]: "...октября 23 дня часах в 7 по полудни началось в Нижнем остроге трясение земли, которое было волнистое, и три вала прошли невдолге один после другого так сильно, что едва хоромы не попадали, а печи в избах и балаганы падали и колокола звонили. Оное трясение с перемежкою продолжалось до весны 1738 года, только легко". Бывший Нижне-Камчатский острог находился тогда в 80–100 км к северо-западу от эпицентра землетрясения.

Землетрясение 23 октября 1737 г. по положению эпицентра (55,50° с.ш., 163° в.д.), магнитуде (M = 7,8) и глубине (20 км) мало отличалось от там же происшедшего землетрясения 15 декабря 1971 г. (55,85° с.ш., 163,35° в.д., M = 7,8, глубина 25 км), продолжавшегося вместе с сильными афтершоками более одного месяца [*Новый...,* 1977]. Но было еще мощнее, поскольку в 1737 г. был разрушен Нижне-Камчатский острог, а зона восьмибалльных землетрясений простиралась почти до современного Петропавловска-Камчатского [*Викулин и др.,* 1997]. В 1971 г. эта зона занимала значительно меньшую площадь [*Гусев, Зобин,* 1975; *Гусев, Шумилина,* 1975].

Помимо этих двух описанных С.П. Крашенинниковым землетрясений в работе [*Новый...,* 1977] отмечено еще одно, 17 декабря 1737 г. с M = 7,5 и эпицентром в мо-

ре (50° с.ш., 157° в.д.), примерно в 100 км к юго-юго-востоку (аз. 175°) от мыса Лопатка.

Таким образом, по серии сближенных во времени сильнейших землетрясений (17 октября $M \sim 8{,}5$, 4 ноября $M \sim 7{,}8$ и 17 декабря $M \sim 7{,}5$) конец 1737 г. уникален: ничего подобного не было на протяжении последних 262 лет (1738–1999 гг.). Обусловленный ими высокий уровень сейсмичности на протяжении более полугода тоже не имел себе аналогов в историческое время на Камчатке. Не было позднее и столь значительных деформаций поверхности тихоокеанского побережья Юго-Восточной Камчатки, а также цунами такой силы.

Сильные землетрясения сопровождали извержения вулканов Авачинского, Ключевского, новообразованные прорывы на Толбачинском долу (см. выше) в 1737–1740 гг.

Заключительным аккордом рассмотренного этапа повышенной сейсмичности 1737–1742 гг., вероятно, можно считать два землетрясения в ноябре 1742 г. на юге Камчатки с магнитудами 7,0 и 7,5. Последнее из них с координатами эпицентра 50,50° с.ш. и 157° в.д. сопровождалось цунами, отмеченном С.П. Крашенинниковым и Г.В. Стеллером. Второе землетрясение произошло на суше, его эпицентр, судя по координатам в работе [*Новый...*, 1977], располагался близ истока р. Озерная, вытекающей из озера Курильское. При глубине гипоцентра землетрясения 40 км и магнитуде $M = 7{,}0$ интенсивность землетрясения в эпицентре в долине р. Озерная могла составлять VII–IX баллов.

Два сильных цунами (1737 и 1742 гг.) за 5 лет – тоже редкий случай для Камчатки. Следующее сильное цунами произошло через 99 лет в результате катастрофического ($M \sim 8{,}4$) землетрясения 17 мая 1841 г. [*Заякин, Лучинина,* 1987].

Помимо значительных деформаций земной поверхности и цунами, еще одним следствием происшедших катастрофических землетрясений была и исключительно высокая деятельность гидротерм, наблюдавшаяся С.П. Крашенинниковым на Южной и Восточной Камчатке. Так, про Паужетские гидротермы, он писал: "Ключи бьют во многих местах как фонтаны, по большей части с великим шумом, в вышину на один и на полтора фута" [1994, с. 179]. Весьма высокая активность была характерна в то время и для гидротерм на р. Банная: "...там бесчисленное множество скважин различной ширины в диаметре, из которых вода бьет вверх аршина на два (т.е. примерно на 1,5 м, так как аршин равен 71,12 см] с великим шумом" [*Крашенинников,* 1994, с. 182].

Еще большее впечатление произвели на С.П. Крашенинникова Верхнесемячинские гидротермы: "На сей площади во многих местах горячий пар выходит с великим стремлением и шум воды клокочущей слышится... Особливо достойны примечания два великих жерла, из которых одно 5, а другое 3 сажен в диаметре, а глубиною первое на полторы, а другое на одну сажень: ибо в них кипит вода белым ключом как в превеликих котлах с таким шумом, что не токмо разговор между собою, но почти и крику не можно слышать. Пар из них идет такой густой, что в 7 саженях человека не видно" [1994, с. 183, 184].

Повышенную активность, вероятно, проявляли и Ходуткинские гидротермы, о чем свидетельствует отложение в то время гейзеритов [*Кирсанова, Мелекесцев,* 1984]. Изучавший в первой половине 30-х годов XX в. термальные источники Камчатки Б.И. Пийп [1937] столь высокую их активность уже не отмечал.

5.6.3. Особенности соотношений вулканических и сейсмических проявлений

Проблема взаимоотношения вулканизма и сейсмичности до сих пор не получила однозначного решения. Особенно это касается их причинно-следственных связей, хотя названной проблематике и посвящено большое количество публикаций.

По разным причинам не может быть пока получено однозначного ответа на этот вопрос и для этапа 1737–1742 гг., во-первых, из-за недостатка и неполноты данных и, во-вторых, из-за некоторой их противоречивости. Это относится и к вулканическим, и к сейсмическим проявлениям.

Точные данные о времени извержений имеются лишь для двух из 15 эруптивных центров: вулкана Ключевской (извержение началось 25 сентября 1737 г.) и многоцентрового прорыва на Толбачинском долу – 12 декабря 1740 г. "Полуколичественная" дата приведена для извержения вулкана Авачинский – лето 1737 г. [*Крашенинников*, 1994]. Известно также [*Крашенинников*, 1994; *Стеллер*, 1999], что в состоянии повышенной активности в 1737–1738 гг. находился вулкан Жупановский, а в 1742 г. – вулканы Камбальный и Кошелевский. Извержения всех остальных вулканов не датированы даже с точностью до года.

Временные соотношения вулканических и сейсмических событий в 1737–1742 гг. показаны на рис. 5.64.

Первое задокументированное извержение летом 1737 г. (вулкан Авачинский) предшествовало главному сейсмическому толчку у побережья Юго-Восточной Камчатки. Разница во времени между ними составила несколько месяцев. Вулкан Авачинский находился примерно в 250 км к северо-северо-востоку от эпицентра этого события.

Гораздо ближе к указанному эпицентру располагались действовавшие в 1737–1742 гг. вулканы Горелый (~160 км к северу) и Мутновский (~150 км к северо-северо-востоку), но точно неизвестно, когда начались и закончились их извержения.

Ближайшими к эпицентру были вулканы Кошелевский (90 км к западу-северо-западу) и Камбальный (80 км к западу-северо-западу). Они находились в состоянии повышенной активности в 1742 г. С точностью до года их активность совпадает с двумя сильными землетрясениями в ноябре 1742 г. Эпицентр одного из них находился в истоках р.Озерная, а второго – в море, примерно к 50 км к юго-юго-востоку от мыса Лопатка. Извергались ли вулканы Камбальный и Кошелевский в 1737 г., установить пока не удалось.

Катастрофическое извержение вулкана Ключевской началось примерно за месяц до главного сейсмического толчка в Камчатском заливе: соответственно 25 сентября и 23 октября 1737 г. Расстояние от вулкана до эпицентра составило ~160 км (см. рис. 5.62). Как и главная фаза извержения Авачинского вулкана, оно закончилось намного раньше, чем прекратились сильные афтершоки (весной 1738 г.) обоих землетрясений.

Помимо тектонических, были и вулканические землетрясения, сопровождавшие, по данным С.П. Крашенинникова [1994] и Г.В. Стеллера [1999], извержения вулканов Авачинского и Ключевского, а также формирование многоцентрового прорыва на Толбачинском долу (декабрь 1740 г.). Предположительно вулканическую природу имеет и землетрясение 8–9 декабря 1740 г. в долине р. Облуковина в Срединном хребте Камчатки: оно ассоциируется с активизацией вулканов Хангар и Ичинский.

Расстояние между крайними активными в 1737–1742 гг. вулканами на севере (Шивелуч) и юге (Камбальный) составляет ~670 км. Примерно на таком же расстоянии (~730 км) друг от друга и в сходном широтном диапазоне находятся и эпицентры тектонических землетрясений этого временного интервала в прибрежной зоне Восточной Камчатки (см. рис. 5.64). Пространственно хорошо совмещаются происшедшие в 1737–1742 гг. сейсмические и вулканические проявления также и на территории самой Камчатки.

Подобного регионального "согласия" между вулканизмом и сейсмичностью с тех пор до июля 2003 г. не наблюдалось: периоды повышенной сейсмической и вулканической активности во времени и пространстве чаще не совпадали, включая и XX век, лучше других изученный в этом отношении.

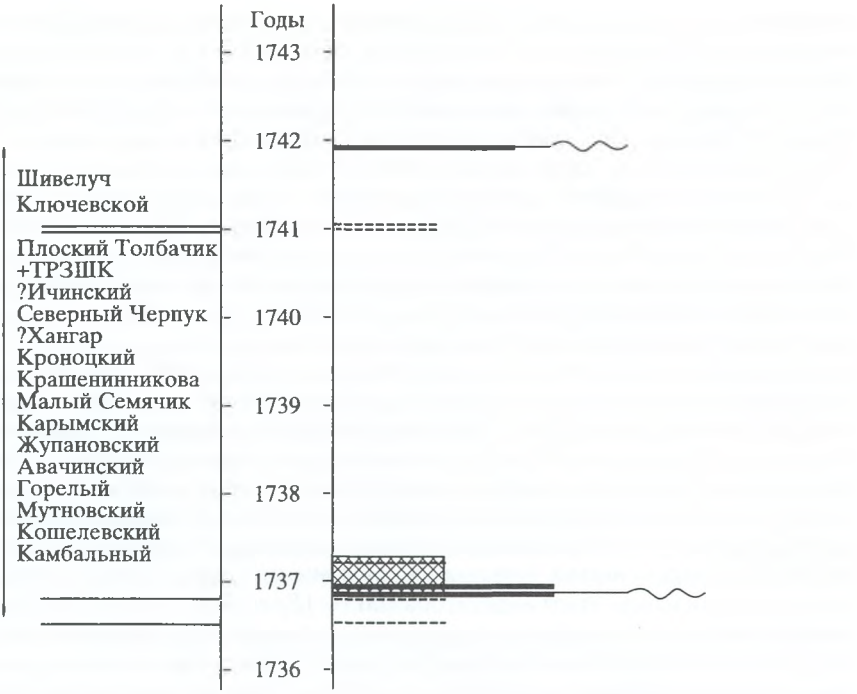


Рис. 5.64. Временные соотношения вулканических и сейсмических проявлений в 1737–1742 гг.
а – вулканы, извергавшиеся и проявлявшие повышенную активность; *б* – тектонические (сплошные линии) и вулканические (пунктир) землетрясения и цунами (волнистые линии). Заштрихованный прямоугольник – временной интервал с сильными афтершоками

Так, в 1922–1924 гг., когда на Камчатке произошло шесть землетрясений с магнитудами от 7,0 до 8,5, извергались четыре вулкана: в 1922 г. – два, в 1923 г. – четыре, в 1924 г. извержений не отмечено. Причем в феврале 1923 г. на вулкане Кроноцком был скорее обвал, а не извержение. 4 ноября 1952 г., когда на Камчатке случилось землетрясение с магнитудой M = 8,5, вулканическая деятельность оказалась еще слабее как в год землетрясения (незначительные извержения вулканов Карымский и Малый Семячик), так и после – в 1951 и 1953 гг.: извергался только почти постоянно активный вулкан Ключевской.

Наоборот, в годы сильнейших извержений (1907, 1955–1956, 1964, 1975–1976) сейсмическая активность была весьма низкой. То же относится и к годам (1929, 1945 и 1956 гг. – по шесть вулканов, 1964 г. – пять вулканов), когда количество извергающихся вулканов было максимальным.

5.6.4. Обсуждение результатов и долгосрочный прогноз природных катастроф

Приведенный выше материал, естественно, не позволяет однозначно установить для этапа 1737–1742 гг. причинно-следственные связи между вулканизмом и сейсмичностью. Субсинхронное же протекание обоих процессов в это время и ассоциирующихся с ними опасных явлений с необычно большой силой и интенсивностью за последние 260–270 лет, их значительный геолого-геоморфологический эффект дают возможность предположить наличие для них какой-то общей причины, которая с того времени и до сих пор в региональном масштабе на Камчатке не по-

вторялась. Поэтому и не было на Камчатке повторения в полном объеме всего комплекса катастрофических событий как в 1737–1742 гг. Хотя подобные и еще более мощные эпизоды повышенной вулканической и сейсмической активности ранее 1737 г. происходили здесь неоднократно [*Мелекесцев и др.*, 1995а,б, 1997, 1998; и др.]. Правда, все они отделялись друг от друга значительно более длительными (1500–2500 лет) промежутками времени, чем 258 лет.

Каждый эпизод природного катастрофизма голоцена Камчатки обладал отчетливо выраженными индивидуальными чертами. Они различались по продолжительности, особенностям сейсмических и вулканических проявлений, преобладающему составу и объемам изверженных пород, степени воздействия на природную среду – следствие частичной необратимости и эволюции геологических процессов даже на протяжении последних 10–11 тыс. лет.

Специфической меткой раннеголоценового (8600–8400 лет назад) эпизода катастрофизма были эксплозивные катастрофические кальдерообразующие извержения [*Мелекесцев и др.*, 1998], сопровождающие их сильнейшие вулканические землетрясения и вулкано-сейсмотектонические дислокации типа тех, которые наблюдались в ходе знаменитого извержения Кракатау в 1883 г. Для эпизода катастрофизма второй половины голоцена (3800–4000 лет назад) были характерны мощные лахары, связанные с извержениями вулканов Авачинской группы [*Мелекесцев и др.*, 1995б]. Одновременно на Авачинском вулкане произошла смена пород: вместо андезитов стали извергаться андезитобазальты [*Брайцева и др.*, 1998]. Предпоследний из выявленных пока эпизодов с максимумом в середине III века н.э. отличался поднятием тихоокеанского побережья Камчатки от мыса Лопатка на юге, до пос.Пахачи – на севере [*Мелекесцев, Курбатов*, 1997]. Поднятие было разноамплитудным и резким, сопровождавшимся многочисленными большеобъемными сейсмотектоническими обвалами [*Мелекесцев и др.*, 1994а,б]. К этому времени относится также образование самой молодой на Камчатке кальдеры типа Кракатау – Ксудач V [*Брайцева и др.*, 1995]. На Толбачинском долу в Ключевской группе вулканов начались массовые излияния магнезиальных базальтов и формирование крупнейших в голоцене шлаковых конусов [*Брайцева и др.*, 1984] из пирокластики того же состава. Несмотря на свою индивидуальность, все эпизоды природного катастрофизма голоценового возраста имели три главные выделяющие их особенности.

1. Субсинхронность и региональность проявления основных компонентов природных катастроф и обусловленных ими событий.

2. Детерминированность предельно возможных для каждого эпизода катастрофизма интенсивности и параметров эндогенных процессов.

3. Значительные геолого-геоморфологический эффект и степень воздействия на природную среду.

Субсинхронность и региональный характер проявления главных компонентов природных катастроф выражается в том, что вулканы практически одновременно извергались во всех вулканических районах Камчатки, включая Срединный хребет, а эпицентры сильных и катастрофических землетрясений располагались не только в "традиционных" для них акваториях у тихоокеанского побережья, но и на западной Камчатке. При этом сильными землетрясениями охватывалась вся Камчатка.

Подтверждением п. 2, во-первых, служат большое количество активных эруптивных центров, а также масса изверженных ювенильных продуктов. По этим параметрам ни одно последующее пятилетие нельзя сравнить с 1737–1742 гг. Только для эпизода 1737–1742 гг. характерно то, что все описанные извержения (вулканы Авачинский, Ключевской, прорывы на Толбачинском долу) сопровождались сильными землетрясениями, ощущавшимися на значительном удалении от эруптивных центров. Во-вторых, п. 2 подтверждается и необычно высокой для столь короткого времени концентрацией землетрясений, их силой и цунамигенностью. Не исключе-

но также, что происшедшее 6 октября 1737 г. землетрясение было вообще сильнейшим за все историческое время, а его магнитуда $M > 8{,}5$. На это указывают продолжительность вместе с сильными афтершоками (до весны 1738 г.), крупноамплитудные деформации тихоокеанского побережья Камчатки, сейсмотектонические обвалы даже на южном берегу Авачинской бухты в 200 км от предполагаемого эпицентра. Событий подобного масштаба после 1737 г. на Камчатке не отмечено.

Значительные суммарный геолого-геоморфологический эффект и степень воздействия на природную среду определялись субсинхронной активностью 15 действовавших вулканов и связанных с ними извержений, большой силой многих из них, объемом изверженных продуктов, разнообразием ассоциировавшихся с извержениями событий и явлений. Имели место большеобъемные излияния лавы, обильные выбросы пирокластики, интенсивные пеплопады, токсичные и наэлектризованные эруптивные тучи, лахары, вулканические землетрясения и т.д. Катастрофическим землетрясением 6 октября 1737 г. обусловлены необратимые деформации прибрежной зоны Восточной Камчатки ("в некоторых местах луга холмами и поля морскими заливами сделались" [*Крашенинников,* 1994, с. 172]), поднятие на 3–4 м береговой зоны к северу от Авачинской бухты и дельты р. Авача, сейсмотектонические обвалы, цунами высотой более 60 м на Камчатке и о. Беринга. В результате землетрясения 1740 г. в долине р. Облуковина с горных склонов сошли многочисленные снежные и обломочные лавины. Землетрясение в ноябре 1742 г. тоже сопровождалось цунами.

Что касается вклада последствий вулканических извержений в понижение зимних температур на Камчатке в 1737–1741 гг. [*Крашенинников,* 1994], то они вряд ли оказали на это существенное влияние, так как типичных климатоформирующих [*Мелекесцев,* 1980] извержений на Камчатке тогда не было. Однако полностью исключить влияние большого количества сближенных во времени извержений 1737–1742 гг. на местный климат тоже нельзя.

Считается, что для островных дуг Северо-Западной Пацифики, одним из звеньев которой является Камчатка, определяющим геодинамическим фактором, с позиций плитовой тектоники, служит процесс субдукции. Если это так, то резкое субсинхронное усиление вулканизма и сейсмичности должно быть как-то сопряжено здесь с соответствующим изменением динамики субдукционного процесса. Логично предположить, что это могло быть связано, скорее всего, со скачкообразным ростом скорости поддвига океанической плиты под Камчатку в качестве реакции на один из эпизодов спрединга в срединноокеаническом хребте Северной Атлантики – единственной спрединговой зоны на широте Камчатки. В Исландии, надводной части этого хребта, подобные эпизоды спрединга отмечались, например, в начале XVIII в. и в 1979 г. [*Larsen et al.,* 1979]. Очевидно, они происходили там и раньше.

В условиях современной морфоструктуры Камчатки по модели, приведенной в работе [*Мелекесцев,* 1980], подобный ускоренный поддвиг может быть одновременно как причиной сильнейших землетрясений, подъема и деформации прибрежной суши и шельфа, так и резкой активизации вулканической деятельности с выносом на земную поверхность больших объемов ювенильного вещества.

Предварительное изучение на Камчатке эпизодов природных катастроф за последние 10–11 тыс. лет показало, что по мере омоложения эпизодов уменьшается их сила, продолжительность, а соответственно, геолого-геоморфологический эффект и степень воздействия на природную среду. Подобная ситуация, возможно, объясняется снижением во времени ранга парных друг другу эпизодов спрединга и субдукции. При этом вулканическая деятельность, помимо количественных, испытывает и качественные изменения (уменьшается, например, катастрофичность извержений), а сейсмическая активность – в основном количественные: максимальная сила землетрясений остается примерно на одном уровне, меняются лишь их число, частота и длительность эпизодов с повышенной сейсмичностью.

Несмотря на предполагаемое некоторое ослабление за последние 10–11 тыс. лет процесса субдукции, он здесь, без сомнения, не прекратится. Наметившаяся в голоцене тенденция в эволюции природных катастроф на Камчатке, вероятно, сохранится и в дальнейшем, если, конечно, не произойдет по какой-либо причине коренной перестройки геодинамической обстановки, что вряд ли случится в ближайшем обозримом будущем. Сохранится и вероятность возникновения природных катастроф. Однако из-за выявленной тенденции очередная природная катастрофа должна быть гораздо ближе по своим особенностям и последствиям к таковой 1737–1742 гг., чем к более ранним. Именно поэтому природная катастрофа 1737–1742 гг. взята в качестве базовой для выбора прогнозируемой модели будущей, ближайшей по времени, природной катастрофы на Камчатке, но с учетом анализа данных о вулканической и сейсмической активности после 1742 г. и нашей эры в целом.

В каталогах [*Влодавец, Пийп,* 1957; *Гущенко,* 1979), начиная со второй половины XVIII в., имеются сведения о 15 извергавшихся вулканах и более 300 извержениях. Обращает на себя внимание резко неравномерное распределение извержений во времени (24 в XVIII в. после 1742 г., 57 – в XIX в. и 231 – в XX в.) при примерно одинаковом количестве действующих и наборе наиболее часто извергающихся вулканов. Поэтому данный показатель имеет скорее субъективный, чем объективный характер, связанный с недостатком информации об извержениях вулканов в XVIII–XIX вв. Приуроченность же большинства сильных и сильнейших извержений к XX в., вероятно, вполне объективна, так как подобные извержения обычно не проходили незамеченными в XVIII–XIX вв. даже в условиях слабо заселенной Камчатки. Доминировали слабые по силе эксплозивные, эффузивно-эксплозивные и экструзивные извержения. Такие же по типу, но средние по силе извержения, происходили значительно реже. По-настоящему сильных извержений разного типа с объемом вынесенного ювенильного и перемещенного резургентного материала более 0,5–1 км^3 оказалось всего пять: в 1854, 1907, 1955–1956, 1964, 1975–1976 гг. Более половины ювенильных продуктов поступило на поверхность в результате многочисленных извержений вулкана Ключевский, хотя чаще они были не столь мощными.

Подобный характер активности вулканов Камчатки с такими же флуктуациями интенсивности вулканических проявлений был в целом типичен, по данным наших исследований эруптивной деятельности камчатских вулканов, и в интервале между эпизодами природных катастроф начала XX в. и 1737–1742 гг. Следовательно, приблизительно за последние 2000 лет вулканизм Камчатки не претерпел существенных изменений.

Для временного отрезка 1743–2000 гг. распределение сильных и сильнейших землетрясений по векам очень напоминает таковое для вулканических извержений, включая минимум сейсмической активности в XIX в. и максимум – в XX в. Так, согласно каталогу [*Новый...,* 1977], в XVIII в. после 1742 г. было два землетрясения с $M = 7{,}5$ и $M = 8{,}4$, сближенных во времени (1790–1792 гг.) и пространстве; в XIX в. отмечено четыре сильных ($M = 7{,}0$ – два, $M = 7{,}9$ – одно, $M = 8{,}4$ – одно), в XX в. – 42 ($M = 7{,}0$–$7{,}5$–35, $M = 7{,}6$ – два, $M = 7{,}8$ – два, $M = 7{,}9$ – одно и $M = 8{,}5$ – два). Практическое отсутствие сведений о землетрясениях с $M < 7{,}5$ в XVIII–XIX вв. тоже, вероятно, объясняется в основном тем, что они тогда просто не фиксировались.

По приблизительным датировкам для побережья Камчатского залива и Берингова моря, а также о.Карагинский, "доисторические" землетрясения там происходили примерно в 720, 820, 840 годах, в конце XII–начале XIII веков, в первой половине XVI в. [*Мелекесцев, Курбатов,* 1997]. Предполагается, что события на рубеже XII–XIII вв. были аналогичны катастрофическим событиям 1737–1742 гг. Наиболее ярко это проявилось на широтном отрезке между 55,50° и 56,50° с.ш. в зоне стыка Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг, где располагаются южная часть п-ова Камчатский, хребет Кумроч у р. Камчатки в ее нижнем течении, а еще даль-

ше к западу крупнейшая на Камчатке – Северная группа вулканов. Следовательно, имеются основания полагать, что здесь в течение последних 2000 лет произошли три сейсмические катастрофы, отделенные друг от друга временными интервалами примерно в 950 лет (середина III в. – XII в. включительно) и 550 (XIII в. – 1737–1742 гг.).

Первые данные по хронологии палеоцунами [Пинегина и др., 1997] показали, что примерно с такой же частотой сильные и катастрофические землетрясения, генерировавшие цунами, в промежутке между природными катастрофами середины III в. и 1737–1742 гг. повторялись и в районе Юго-Восточной Камчатки. Однако следов резкого всплеска сейсмичности между ними обнаружить пока не удалось. Таким образом, временной интервал от одной до другой катастрофы составляет в этом районе ~1500 лет.

Подобная разница в частоте сейсмических катастроф в названных участках вполне объяснима, если учесть, что сочленение Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг представляет собой морфоструктурную аномалию, типичную для континентально-океанических и межконтинентальных шовных зон [*Александров, Мелекесцев,* 1977].

Какими же в свете изложенного должны быть характерные особенности предполагаемой будущей природной катастрофы на Камчатке?

Вулканическая деятельность и сопутствующие явления принципиально, по-видимому, не станут отличаться от таковых 1737–1742 гг. Поэтому допускается, что могут извергаться порядка 10–15 вулканов, относимых сейчас к действующим или потенциально активным, хотя набор вулканов по сравнению с 1737–1742 гг. может быть существенно иным. Типы и параметры извержений для каждого вулкана должны определяться стадией развития и фазой цикла активности [*Мелекесцев и др.,* 1993] на момент катастрофы. Не исключено, что наибольшую угрозу представят вулканы, давно находящиеся в стадии покоя, т.е. вулканы во второй стадии развития [*Мелекесцев,* 1973]. Могут быть мощные, до катастрофических, извержения, сопровождающиеся значительным разрушением вулканических построек. Современный аналог будущего катастрофического варианта – извержение вулкана Безымянный в 1955–1956 гг. Потенциальные кандидаты в эту группу: вулканы Кизимен, Кроноцкий, Корякский, Ходутка, Дикий Гребень. Но не обязательно все они станут извергаться сразу.

Следует ожидать появления новых эруптивных центров на Толбачинском долу, с меньшей вероятностью – в других местах.

Как и в 1737–1742 гг., вблизи вулканов опасность будет максимальной и более многофакторной, включающей большинство видов вулканической опасности и опасных явлений в зависимости от типа и параметров каждого конкретного извержения. На удалении от вулканов наибольшую угрозу по-прежнему будут представлять сильные пеплопады и лахары.

Сейсмическая активность и сопутствующие явления. Произойдет серия (или несколько сближенных во времени серий) землетрясений, эпицентры которых будут находиться как в море у тихоокеанского побережья, так и на Камчатском полуострове. Магнитуда сильнейших землетрясений может превысить 8,5. Последние вызовут многочисленные обвалы и оползни на суше и под водой. Большеобъемные подводные сейсмотектонические обвалы и оползни приведут к возникновению мощных цунами. Произойдет очередное поднятие тихоокеанского побережья и шельфа.

Время следующей природной катастрофы определяется, исходя из частоты этих событий в голоцене с соответствующей коррекцией по данным изучения динамики вулканической и сейсмической активности всей нашей эры. Предлагается также дифференцированный подход применительно к двум участкам рассматриваемого региона: Юго-Восточной Камчатке, включая Шипунский полуостров на севере, и

участку, осевая зона которого проходит через юг Камчатского полуострова и субширотный отрезок долины нижнего течения р. Камчатка, примерно вдоль 56° с.ш. Для первого участка ближайшая природная катастрофа предположительно "планируется" примерно через 1500 лет, для второго – через 500–1000 лет.

Граница между обоими участками пока точно не установлена. Не исключено, что северный участок начинается от п-ова Кроноцкий на юге и заканчивается южной частью Камчатского полуострова. Главная часть южного участка протягивается от п-ова Шипунский на севере до мыса Лопатка на юге.

Возможно, сюда же относится и Парамуширский блок Северных Курил [*Мелекесцев и др.*, 1974]. В пользу объективности такого деления может свидетельствовать разница в характере и скоростях плейстоценовых тектонических движений. В пределах южного участка преобладают относительно умеренные (1,6–1,7 мм/год) недифференцированные поднятия [*Эрлих и др.*, 1974], северного участка – резко дифференцированные интенсивные (до 5–10 мм/год) поднятия [*Мелекесцев и др.*, 1974; *Эрлих и др.*, 1974].

В заключение необходимо отметить, что, помимо Камчатки, во многом в сходных геодинамических условиях находятся и другие звенья системы островных дуг северо-западного обрамления Тихого океана. Прежде всего, это Курильская и Японская островные дуги. Поэтому считается принципиально возможным использовать рассмотренные выше подходы для прогноза особенностей и времени будущей природной катастрофы не только на Камчатке, но также на Курильских островах и в Японии. Из-за сходства геодинамических обстановок не исключено и то, что главные элементы камчатской природной катастрофы 1737–1742 гг. окажутся общими для аналогичных событий во всех трех названных регионах. А сама она в целом может, вероятно, послужить базовой моделью будущих природных катастроф на островных дугах Северо-Западной Пацифики на современном этапе их развития.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Заканчивая рассмотрение основных проблем, связанных с проявлениями вулканизма на территории России отметим, что разработка и освоение экологически безопасных технологий мониторинга дали возможность на новом уровне подойти к анализу развития сложных катастрофических проявлений. Применение разработанных технологий и новых методов контроля геолого-геофизических процессов позволили:

– провести обобщающие исследования вулканов Камчатки и Курильских островов;

– обосновать научный подход к определению понятия "действующий вулкан" и составить на этой основе модернизированные каталоги действующих и потенциально активных вулканов Камчатки и Курильских островов;

– разработать на основе детальной реконструкции истории эруптивной активности вулканов за последние 10 тыс. лет методику долгосрочного прогноза типа и параметров будущих извержений для оценки вулканической опасности и создания карт вулканической опасности;

– определить время возникновения действующих и потенциально активных вулканов;

– выявить и датировать все катастрофические (кальдерообразующие, субкальдерные и др.) эксплозивные извержения на Камчатке и Курильских островах за последние 10 тыс. лет;

– установить резко неравномерный характер вулканической деятельности на Камчатке и показать, что на протяжении последних 10 тыс. лет там неоднократно отмечались эпизоды и этапы комплексных природных катастроф, когда субсинхронно в региональном масштабе проявлялись частые и сильные извержения многочисленных вулканов, катастрофические землетрясения, большеамплитудные тектонические деформации земной поверхности, многочисленные скальные обвалы, оползни, цунами (самый молодой эпизод природного катастрофизма имел место в 1737–1742 гг.);

– выявить и датировать вулканические пеплы катастрофических эксплозивных извержений позднего плейстоцена на территории Восточной Европы;

– датировать серию голоценовых извержений вулкана Эльбрус; выявить и датировать следы катастрофических лахаров, связанных с извержениями вулкана Эльбрус;

– получить геологические доказательства для отнесения вулкана Эльбрус к потенциально активным вулканам и оценить факторы риска, связанные с его будущими извержениями;

– выполнить качественный анализ глубинного строения земной коры в районе вулканической постройки Эльбруса и выявить наличие резонансных структур в ге-

ологической среде, отражающих особенности развития магматического очага, который располагается, согласно этим данным, рядом с основной вулканической постройкой Эльбруса. Впервые проведены работы, позволившие выделить и оконтурить локальные неоднородности литосферы, потенциально связанные с магматическим очагом и магматической камерой вулкана Эльбрус.

В рамках разработанных технологий удалось решить фундаментальную проблему, связанную с прогнозированием реальных опасностей и материальных потерь. Проведенные исследования внесли вклад в решение проблемы оценки глобального и локального влияния деятельности активных вулканов на природную среду. Однако полученные данные также однозначно показывают, что ученые все еще далеки от всестороннего понимания условий взаимодействия вулканизма и природной среды, и, следовательно, работа в этом направлении должна быть продолжена с еще большей интенсивностью, поскольку вулканизм является практически постоянно действующим глобальным фактором, изменяющим облик отдельных регионов планеты. Важнейшими при этом остаются следующие проблемы.

– Выявление периодичности и масштабов катастрофических извержений вулканов (в плейстоцене – голоцене) в районах активного и потенциально активного вулканизма на территории России. Решение этой задачи даст возможность установить возраст вулкана, время и масштабы важнейших его извержений, сопровождавшие их экологические последствия в ближайшем прошлом вулкана. Тем самым реконструируется жизнь вулкана от его "рождения", производится определение, когда и сколько было периодов активизации и покоя в его деятельности, на какой стадии активности он находится сейчас, как длительны периоды активизации и покоя и когда вероятна его ближайшая активизация. Сравнение такой возрастной модели активных вулканов с моделью исследуемого вулкана позволяет оценить, спящий этот вулкан или потухший. Так, например, полученные предварительные данные для вулканов Камчатки показали, что спящие вулканы этого региона не имеют периодов покоя более 3000–3500 лет. Масштабы извержений, которые оцениваются объемами и характером вулканических продуктов, покажут каковы последствия возможных извержений изучаемых вулканов. Работа эта проводится на вулканах Камчатки и, по литературным данным, на других активных вулканах мира для получения важнейшего параметра активного вулкана – длительности его жизни. Кроме того, развернутые в последние годы геохронологические и геолого-геофизические исследования вулканов Кавказа (Эльбрус, Казбек и другие вулканы Транскавказского поперечного поднятия) должны быть продолжены, что даст возможность прогнозировать их активность в ближайшем будущем.

– Изучение содержания летучих компонентов в магмах различных вулканов для отличающихся по характеру геодинамических обстановок. Эта задача решалась путем создания банка данных по составу расплавных включений в минералах магматических пород по оригинальным и литературным данным. На основе банка данных рассчитаны средние содержания воды, хлора, фтора, серы, углекислоты в магмах разного состава (основные, средние, кислые) и для разных геодинамических обстановок, оценен баланс воды и хлора между внешними оболочками Земли. Одновременно развернуты исследования содержания летучих в конкретных вулканах Камчатки, Кавказа (в. Эльбрус, в. Казбек) и на юге Сибири с целью оценки характера возможных извержений активных и спящих вулканов и оценки эмиссии вулканических газов в атмосферу.

– Разработка конкретных сценариев и прогнозов воздействия катастрофических вулканических процессов на природную среду и экономику России. Здесь достаточное внимание должно быть уделено прогнозным оценкам вулканизма Камчатки с уточнением перечня активных вулканов, возможных сроков активизации спящих вулканов, характера и масштабов их извержений, прогноза активизации действующих вулканов на основе закономерностей периодичности их активности и содержа-

ния летучих компонентов в магмах. Следует продолжить изучение вулкана Эльбрус и других вулканов Кавказа, провести уточнение сценариев катастрофических последствий извержений (наводнений, лахаров, палящих пепловых туч, замутнения атмосферы и опасности для авиаперевозок).

– Изучение связи вулканизма и сейсмичности в тектонически-активных регионах планеты. Ясно, что катастрофические вулканические процессы и землетрясения – две стороны глобальных геодинамических процессов в активных зонах Земли, но конкретные связи данных явлений пока остаются слабо изученными.

Нет необходимости доказывать, что решение поставленных задач возможно только в случае использования самых современных технологий: геологических, геофизических, геохимических, тефрохронологических, гляциологических, аэрокосмических и аналитических. Следует отметить, что предложенные в монографии теоретические построения, связанные с оценкой волновых структур в окрестности магматических образований вулкана Эльбрус, заложили основы принципиально нового "резонансного" метода прогнозирования динамических процессов в районе вулканической постройки. Любой шаг в направлении создания строгой теории вулканизма, получения общих закономерностей пространственно-временной эволюции вулканизма, разработка реалистичных сценариев в поведении конкретных вулканов является крайне важной проблемой. Результаты работ такого рода важны для Правительства России, региональных администраций, страховых компаний, а также для фирм, осуществляющих авиаперевозки.

ЛИТЕРАТУРА

Абих Г. Объяснение разреза северной покатости Кавказского кряжа от Эльбруса до Бештау // Кавказский календарь на 1853 г. Тифлис, 1852. С. 440–471.

Авдейко Г.П., Антонов А.Ю., Волынец О.Н. и др. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги. М.: Наука. 1992. 528 с.

Авдейко Г.П., Волынец О.Н., Мелекесцев И.В. и др. Курило-Камчатская дуга // Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. М.: Наука, 1987. С. 37–85.

Авдулов М.В. О геологической природе гравитационной аномалии Эльбруса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 9. С. 67–74.

Авдулов М.В. Строение земной коры по данным гравиметрии на Центральном Кавказе // Сов. геология. 1963. № 9. С. 73–89.

Авдулов М.В., Короновский Н.В. О геологической природе Эльбрусского гравитационного минимума // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1993. № 3. С. 32–39.

Авсюк Ю.Н. Приливные силы и природные процессы. М.: ОИФЗ РАН, 1996. 188 с.

Аки К., Ричадс П. Количественная сейсмология. Теория и методы. М.: Мир, 1983. 456 с.

Албареде Ф., Богачкин Б.М., Олейник А.Э. и др. О доисторическом сильном землетрясении в районе г. Спитак (Северная Армения) // Докл. АН СССР. 1980. Т. 313, № 2. С. 397–400.

Александров С.М., Мелекесцев И.В. О морфоструктурных аномалиях континентально-океанических и межконтинентальных шовных зон // Там же. 1977. Т. 232, № 4. С. 867–870.

Алексеев В.Н., Рыбак С.А. Особенности поведения газовых пузырьков в биологической ткани под действием звука // Акуст. журн. 1998. Т. 44, № 2. С. 149–154.

Алыпова О.М. Палеомагнетизм лав Ключевской группы вулканов и ее фундамента // Бюл. вулканол. станций. 1967. № 43. С. 23–27.

Апрелков С.Е. Игнимбриты Голыгинских гор (Южная Камчатка) // Тр. Лаб. вулканологии АН СССР. 1961. Вып. 20. С. 92–96.

Апрелков С.Е., Марченко А.Ф., Шеймович В.С. Некоторые петрохимические особенности четвертичного вулканизма Камчатки // Петрохимические особенности молодого вулканизма. М.: Наука, 1963. С. 35–42.

Апрелков С.Е., Шеймович В.С. Древний вулкан Юго-Восточной Камчатки с современными гидротермальными проявлениями // Бюл. вулканол. станций. 1964. № 36. С. 48–60.

Апродов В.А. Вулканы мира. М.: Планета, 1982. 134 с.

Аракелянц М.М., Борсук А.М., Шанин Л.Л. Новейшая гранитоидная вулкано-плутоническая формация Большого Кавказа по данным калий-аргонового датирования // Докл. АН СССР. 1968. Т. 182, № 5. С. 1157–1160.

Атлас временных вариаций природных, антропогенных и социальных процессов. Т. 2. Циклическая динамика в природе и обществе / Гл. ред. Н.П. Лаверов. М.: Научный мир. 1998. 431 с.

Атлас карт глубинного строения земной коры и верхней мантии территории СССР. М.: ВНИИГеофизика, 1989. 84 с.

Бабанский А.Д., Ашихмина Н.А., Коваленко В.И. и др. Исходная магма пород Верхнечегемского кальдерного комплекса (Северный Кавказ) по данным изучения включений в минералах // Докл. РАН, 1995. Т. 344, № 2. С. 226–228.

Бабанский А.Д., Коваленко В.И. Вулканическая активность Земли в XX в.: краткий обзор // Глобальные изменения природной среды и климата: Избр. тр. Новосибирск. 1999. С. 97–103.

Бабешко В.А., Глушков Е.В., Зинченко Ж.В. Динамика неоднородных линейно-упругих сред. М.: Наука, 1989. 344 с.

Базанова Л.И., Брайцева О.А., Иванов Б.В., Мелекесцев И.В. Декадный вулкан Авачинский на Камчатке // Вестн. ДВО РАН, 1999. № 3. С. 126–135.

Базанова Л.И., Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Пузанков М.Ю. Потенциальная опасность от извержений Авачинского вулкана // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский, 2001. С. 390–407.

Базанова Л.И., Певзнер М.М. Хангар – еще один действующий вулкан на Камчатке // Докл. РАН, 1998. Т. 241, № 3. С. 325–403.

Базанова Л.И., Пузанков М.Ю., Брайцева О.А. и др. Действующий вулкан Корякский (Камчатка, Россия): новые данные о динамике активности в голоцене // Современный вулканизм Курило-Камчатской и Алеутско-Аляскинской островных дуг: вопросы вулканоопасности, цунамиопасности, магмообразования, землетрясений и геодинамики: Сравнительный анализ: Тез. докл. Междунар. конф. по вопр. сейсмологии, вулканологии и процессах субдукции Камчатско-Алеутского региона. Петропавловск-Камчатский. С. 18–20.

Базаров Д.Б. Кайнозой Прибайкалья и Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1986. 181 с.

Балашов Ю.А. Изотопно-геохимическая эволюция мантии и коры Земли. М.: Наука, 1985. 222 с.

Барабанов В.Л., Горбатиков А.В., Николаевский В.Н. Обнаружение медленных приповерхностных микросейсмических волн во флюидонасыщенных горных породах // Докл. РАН, 1993. Т. 328, № 5. С. 554–556.

Барышников Г.Ф., Шкатова В.К., Шадрухин А.В. Находка черепа медведя *Ursus rossicus* в хазарских отложениях Нижнего Поволжья. Палеотериологические исследования фауны СССР // Тр. Зоол. ин-та АН СССР. 1991. Т. 238. С. 100–120.

Безруков П.Л., Зенкевич Н.Л., Канаев В.Ф. и др. Подводные горы и вулканы Курильской островной дуги // Тр. Лаб. вулканологии АН СССР. 1958. Вып. 13. С. 71–87.

Белоусов А.Б. Комментарий к статье О.А. Брайцевой "Фреато-магматическое извержение в районе оз. Карымское около 6500 ^{14}C лет назад и импульсы подачи базальтового вещества в Карымском центре в голоцене" // Вулканология и сейсмология. 1998. № 1. С. 107–109.

Белоусов А.Б., Белоусова М.Г., Муравьев Я.Д. Голоценовые извержения в кальдере Академии Наук и возраст стратовулкана Карымский (Камчатка) // Докл. РАН, 1997. Т. 354, № 5. С. 648–652.

Белоусов В.В. Большой Кавказ как тектоническая лаборатория // Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982. С. 9–13.

Белоусов В.В. Тектоносфера Земли: взаимодействие верхней мантии и коры. М.: МГК, 1991. 71 с.

Беляев Г.М., Рудник В.А. Формационно генетические типы гранитоидов. Л.: Недра, 1978.

Беньофф Г., Пресс Ф., Смит С. Возбуждение собственных колебаний Земли при землетрясениях // Собственные колебания Земли / Пер. с англ. под ред. В.Н. Жаркова. М.: Мир, 1964. 315 с.

Бернштейн В.А., Сивожелезов С.С., Федорченко В.И., Шилов В.Н. Геофизические наблюдения на некоторых вулканах хр. Вернадского // Опыт комплексного исследования района современного и новейшего вулканизма (на примере хр. Вернадского, о. Парамушир) // Тр. СахКНИИ. 1966. Вып. 16. С. 175–189.

Билеста С.Т. Земная кора и магматические очаги областей современного вулканизма. М.: Наука, 1981. 134 с.

Богатиков О.А., Балашов Ю.А., Коваленко В.И. Эволюция магматизма в докембрии и фанерозое // Эволюция геологических процессов. М.: Наука, 1989. С. 24–36.

Богатиков О.А., Гурбанов А.Г., Коваленко В.И. и др. Мониторинг магматических структур вулкана Эльбрус. М., 2001.

Богатиков О.А., Гурбанов А.Г., Мелекесцев И.В. и др. Проблема активизации вулкана Эльбрус (Северный Кавказ) и возможные ее последствия // Глобальные изменения природной среды. Новосибирск: СО РАН НИЦ ОИГГМ. 1998. С. 153–164.

Богатиков О.А., Гурбанов А.Г., Мелекесцев И.В. и др. Катастрофическая плейстоценовая и голоценовая палеоактивность Эльбрусского вулканического центра: События и их хронология по данным ^{14}C, ЭПР и K-Ar датирования // Геодинамика, сейсмотектоника и вулканизм Северного Кавказа. М.: Регион. обществ. орг. ученых по пробл. прикл. геофизики, 2001. С. 295–319.

Богатиков О.А., Гурбанов А.Г., Мелекесцев И.В. и др. Проблема активизации вулкана Эльбрус (Северный Кавказ) и возможные ее катастрофические последствия // Глобальные изменения природной среды и климата: Избр. тр. Новосибирск: СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1999. С. 145–156.

Богатиков О.А., Коваленко В.И., Цветков А.А. и др. Серия магматических пород: проблемы и решения // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 3. С. 3–12.

Богатиков О.А., Мелекесцев И.В., Гурбанов А.Г. и др. Катастрофические палеолахары вулкана Эльбрус (Северный Кавказ) // Докл. РАН, 1998а. Т. 362, № 4. С. 518–521.

Богатиков О.А., Мелекесцев И.В., Гурбанов А.Г. и др. Радиоуглеродное датирование голоценовых извержений вулкана Эльбрус (Северный Кавказ, Россия) // Там же. 1998б. Т. 363, № 2. С. 219–221.

Богатиков О.А., Мелекесцев И.В., Гурбанов А.Г. и др. Эльбрусская кальдера (Северный Кавказ) // Там же. 1998в. Т. 363, № 4. С. 515–517.

Богатиков О.А., Мелекесцев И.В., Гурбанов А.Г. и др. Катастрофическая плейстоценовая и голоценовая активность вулканического центра Эльбрус (Северный Кавказ, Россия): события и хронология по данным ^{14}C, ЭПР и K-Ar датирования // Вулканология и сейсмология. 2001. № 2. С. 3–17.

Богатиков О.А., Нечаев Ю.В., Собисевич А.Л. Уточнение структурных особенностей материнского магматического очага и вулканической камеры Эльбруса. М.: ОИФЗ РАН. 2001. С. 223–249.

Богатиков О.А., Рогожин Е.А., Гурбанов А.Г. и др. Тектоника и геодинамика континентальной литосферы // Материалы XXXVI Тектон. совещ. Т. 1. М.: ГЕОС, 2003а. С. 48–54.

Богатиков О.А., Рогожин Е.А., Гурбанов А.Г. и др. Древние землетрясения и вулканические извержения в районе Эльбруса // Докл. РАН, 2003б. Т. 390, № 4. С. 155–159.

Богатиков О.А., Хренов А.П., Ховавко С.А., Мальцев А.Л. Состав, структура и оценка количества аэрозолей в эксплозиях вулканов центрального типа (Камчатка) // Геология и геофизика. 1991а. Т. 36, № 8. С. 111–116.

Богатиков О.А., Хренов А.П., Ховавко С.А. и др. Структура и состав аэрозолей действующих вулканов Камчатки // Докл. РАН, 1991б. Т. 340, № 2. С. 1–5.

Богоявленская Г.Е. Вулкан Безымянный и его экструзивные образования // Бюл. вулканол. станции. 1957. № 26. С. 3–13.

Богоявленская Г.Е., Брайцева О.А., Мелекесцев И.В. и др. Катастрофические извержения типа направленных взрывов на вулканах Сент-Хеленс, Безымянный и Шивелуч // Вулканология и сейсмология. 1985. № 2. С. 3–29.

Богоявленская Г.Е., Брайцева О.А., Мелекесцев И.В. и др. Вулкан Безымянный // Действующие вулканы Камчатки. М.: Наука, 1991. Т. 1. С. 168–200.

Большое трещинное Толбачинское извержение (Камчатка 1975–1976 гг.) / Под ред. С.А. Федотова. М.: Наука, 1984. 638 с.

Бондаренко В.И. Сейсмоакустические исследования кальдеры Львиная Пасть // Вулканология и сейсмология. 1991. № 4. С. 44–53.

Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Селиверстов Н.И., Шкира В.А. Подводный вулкан к западу от о. Парамушир // Там же. 1994. № 1. С. 13–18.

Бонк Т.В. Коловратки – животные-первопоселенцы озера Карымское, стерилизованного извержением вулкана Академии Наук в 1996 г. // Первая Междунар. науч. конф. "Вулканизм и биосфера". Туапсе, 1998.

Борисенко А.С. О возможном определении карбонатов и бикарбонатов натрия в растворах газовожидких включений в минералах // Докл. АН СССР. 1974. Т. 214, № 8. С. 16–27.

Борсук А.М. Мезозойские и кайнозойские магматические формации Большого Кавказа. М.: Наука, 1979. 299 с.

Борсук А.М., Иваненко В.В., Карпенко М.И., Чернышев И.В. Прецизионное K-Ar датирование неогеновых интрузивов транскавказской поперечной зоны и возможные геодинамические следствия // Докл. АН СССР. 1989. Т. 308, № 5. С. 1188–1191.

Борсук А.М., Иванов Д.А., Шарков Е.В. Особенности магматизма Транскавказской поперечной структуры рифтогенного типа // Магматизм рифтов: (Петрология, эволюция, геодинамика). М.: Наука, 1989. С. 92–100.

Брайцева О.А. Фреато-магматическое извержение в районе оз. Карымское около 6500 ^{14}C лет назад и импульсы подачи базальтового вещества в Карымском центре в голоцене // Вулканология и сейсмология. 1997. № 5. С. 138–144.

Брайцева О.А., Базанова Л.И., Мелекесцев И.В., Сулержицкий Л.Д. Крупнейшие голоценовые извержения вулкана Авачинский на Камчатке (этап 7250–3700 ^{14}C лет назад) // Там же. 1998. № 1. С. 3–24.

Брайцева О.А., Егорова И.А., Несмачный И.А. и др. Тефрохронологические исследования как метод изучения закономерностей циклического развития вулкана // Бюл. вулканол. станций. 1978. № 54. С. 41–53.

Брайцева О.А., Егорова И.А., Сулержицкий Л.Д., Несмачный И.А. Вулкан Малый Семячик // Вулканический центр: Строение, динамика, вещество (Карымская структура). М.: Наука, 1980. С. 199–235.

Брайцева О.А., Мелекесцев И.В. Вулкан Карымский: История формирования, динамика активности и долгосрочный прогноз // Вулканология и сейсмология. 1989. № 2. С. 14–31.

Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Богоявленская Г.Е., Максимов А.П. Вулкан Безымянный : История формирования и динамика активности // Там же. 1990. № 2. С. 3–32.

Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Евтеева И.С., Лупикина Е.Г. Стратиграфия четвертичных отложений и оледенения Камчатки. М.: Наука, 1968. 226 с.

Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В., Кирьянов В.Ю. Последнее кальдерообразующее извержение на Камчатке (вулкан Ксудач) 1700–1800 ^{14}C лет назад // Вулканология и сейсмология. 1995. № 2. С. 30–50.

Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В. и др. Возраст действующих вулканов Курило-Камчатского региона // Там же. 1994. № 4/5. С. 5–32.

Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Флеров Г.Б. и др. Голоценовый вулканизм Толбачинской региональной зоны шлаковых конусов // Большое трещинное Толбачинское извержение, Камчатка, 1975–1976 гг. М.: Наука, 1984. С. 177–209.

Брайцева О.А., Пономарева В.В., Сулержицкий Л.Д. и др. Геохронология крупнейших эксплозивных извержений Камчатки в голоцене и их отражение в Гренландском ледниковом щите // Докл. РАН, 1997. Т. 352, № 4. С. 516–518.

Брайцева О.А., Сулержицкий Л.Д., Егорова И.А. Тефростратиграфия и радиоуглеродное датирование // Вулканический центр: Строение, динамика, вещество (Карымская структура). М.: Наука, 1980. С. 90–100.

Брайцева О.А., Флоренский И.В., Пономарева В.В., Литасова С.Н. История активности вулкана Кихпиныч в голоцене // Вулканология и сейсмология. 1985. № 6. С. 3–19.

Бримблкумб П. Состав и химия атмосферы. М.: Мир, 1988. 351 с.

Буачидзе Г.И., Мхеидзе Б.С. Природные газы Грузии. Тбилиси: Мецниереба. 1989. 155 с.

Бубнов С.Н., Гольцман Ю.В., Покровский Б.Г. Изотопные системы Sr, Nd и O как индикаторы происхождения и эволюции новейших лав Эльбрусской вулканической области Большого Кавказа // XIV симпоз. по геохимии изотопов, 19–21 окт. 1995 г. М.: ГЕОХИ, 1995. С. 28–29.

Бубнов С.Н., Красивская И.С., Симон А.К., Гольцман Ю.В. Новейший вулканизм Транскавказского поперечного поднятия в связи с его геодинамикой // Тез. XXXII Тектон. совещ. "Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма". М., 1999. Т. 1. С. 106–108.

Будыко М.И. Климат в прошлом и будущем. Л.: Гидрометеоиздат, 1980. 351 с.

Булгаков Р.Ф. История развития южных островов Большой Курильской дуги в плейстоцене. Автореф. дис. ... канд.геол.-минерал. наук. М., 1994. 20 с.

Бурчуладзе А.А., Джанелидзе Ч.Г., Тогонидзе Г.И. Применение радиоуглеродного метода для решения некоторых вопросов палеогеографии плейстоцена и голоцена Грузии // Актуальные вопросы современной геохронологии. М.: Наука, 1976. С. 238–243.

Важеевская А.А., Огородов Н.В., Огородова А.С. Петрография, петрохимия и рассеянные элементы // Вулканы и четвертичный вулканизм срединного хребта Камчатки. М.: Наука, 1972. С. 38–95.

Вакин Е.А., Кирсанов И.Т., Кирсанова Т.П. Термальные поля и горячие источники Мутновского вулканического района // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток, 1976. С. 85–114.

Вакин Е.А., Пилипенко Г.Ф. Гидротермы Карымского озера после подводного извержения 1996 г. // Вулканология и сейсмология. 1998. № 2. С. 3–27.

Введенская А.В. Сейсмодинамика. М.: Наука, 1984. 144 с.

Величко А.А. Зональные и макрорегиональные изменения ландшафтно-климатических условий, вызванные "парниковым эффектом" // Изв. РАН. Сер. геогр. 1992. № 2. С. 89–102.

Величко А.А., Лаухин С.А., Нечаев В.П. и др. Изменения палеотемператур Северной Евразии в кайнозое // Докл. РАН, 1992. Т. 326, № 4. С. 688–691.

Величко А.А., Нечаев В.П. К оценке динамики зоны вечной мерзлоты в северной Евразии при глобальном потеплении климата // Там же. 1992. Т. 324, № 3. С. 667–672.

Вергасова Л.П., Карпов Г.А., Лупикина Е.Г. и др. Постэруптивная деятельность в кальдере Академии Наук (Камчатка): Минеральные новообразования, содержание радона в спонтанных газах и биотические изменения // Вулканология и сейсмология. 1998, № 2. С. 49–65.

Викулин А.В., Дроздюк В.Н., Семенец Н.В., Широков В.А. К землетрясению без риска. Петропавловск-Камчатский: СЭТО-СТ, 1997. 119 с.

Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры // Геохимия. 1962, № 7. С. 555–557.

Власов В.К., Куликов О.А. Расчет скорости накопления дозы при люминесцентном датировании // Докл. АН СССР. 1977. Т. 233, № 3. С. 467–469.

Власов Г.М. Высокие поверхности выравнивания Камчатки и Курильских островов // Материалы ВСЕГЕИ. М., 1959. Вып. 2. Четвертичная геология и геоморфология.

Власов Г.М. Четвертичные вулканы Северной Камчатки // Тр. Лаб. вулканологии АН СССР. 1956. Вып. 12. С. 191–196.

Влодавец В.И. Вулканы Карымской группы // Тр. Камчат. вулканол. станции. 1947. Вып. 3. С. 3–48.

Влодавец В.И. Вулканы Советского Союза. М.: Географгиз, 1949. 164 с.

Влодавец В.И. Ключевская группа вулканов // Тр. Камчат. вулканол. станции. 1940. Вып. 1. 124 с.

Влодавец В.И. Вулканы и вулканические образования Семячинского района // Тр. Лаб. вулканологии АН СССР. 1958. Вып. 15. С. 3–195.

Влодавец В.И. Вулканы Земли. М.: Наука, 1973.

Влодавец В.И. Справочник по вулканологии. М.: Наука, 1984. 339 с.

Влодавец В.И., Пийп Б.И. Каталог действующих вулканов Камчатки // Бюл. вулканол. станций. 1957, № 25. С. 5–95.

Волынец О.Н. Петрология и геохимическая специализация вулканических серий современной островодужной системы: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1993. 67 с.

Волынец О.Н., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В., Ягодзинский Дж. Харчинский и Заречный вулканы – уникальные центры позднеплейстоценовых магнезиальных базальтов на Камчатке: Структурная приуроченность, морфология, возраст и геологическое строение // Там же. 1998, № 4/5. С. 5–18.

Волынец О.Н., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В., Ягодзинский Дж. Харчинский и Заречный вулканы – уникальные центры позднеплейстоценовых магнезиальных базальтов на Камчатке: Вещественный состав вулканических пород // Там же. 1999. № 1. С. 31–45.

Волынец О.Н., Патока М.Г., Мелекесцев И.В., Зубин М.И. Вулкан Ичинский // Действующие вулканы Камчатки. М.: Наука, 1991. Т. 1. С. 282–292.

Волынец О.Н., Пономарева В.В., Цюрупа А.А. Петрологические и тефрохронологические исследования вулкана Крашенинникова на Камчатке // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989, № 7. С. 15–31.

Врублевский М.И. О геотермических условиях и формировании температуры минеральных вод Центрального Кавказа // Вестн. ЛГУ. 1954, № 10. С. 119–123.

Врублевский М.И. Углекислые воды Большого Кавказа в связи с его магматизмом // Вопросы магматизма и метаморфизма. Л.: Изд-во ЛГУ, 1963. Т. 1. С. 155–160.

Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Наука, 1974. 262 с.

Вулканический центр: Строение, динамика, вещество (Карымская структура) / Под ред. Ю.П. Масуренкова. М.: Наука, 1980. 298 с.

Вулканы и четвертичный вулканизм срединного хребта Камчатки. М.: Наука, 1972. 192 с.

Газеев В.М., Докучаев А.Я., Гурбанов А.Г., Сысоев А.Н. Раннеплейстоценовые (Q_1) рудно-магматические системы Эльбрусского вулканического центра (Северный Кавказ) // Тез. докл. XIII науч. чтений памяти проф. И.Ф. Трусовой. М.: МГГА, 2003.

Галимов Э.М. Вариации изотопного состава алмазов и связь их с условиями алмазообразования // Геохимия. 1984, № 8. С. 1091–1117.

Галимов Э.М. Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Недра, 1968. 222 с.

Гамкрелидзе И.П. Тектоническое развитие Анатолийско-Кавказско-Иранского сегмента Средиземноморского пояса // Геотектоника. 1977, № 3. С. 25–37.

Гамкрелидзе П.Д., Гамкрелидзе И.П. Тектонические покровы южного склона Большого Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1977. 81 с. (Н.С. Тр. ГИН АН ГССР. Н.С.; Вып. 57).

Гамянин Г.Н., Жданов Ю.Я., Сыромятникова А.С. Состав и структурные особенности сфероидов из золоторудных месторождений Восточной Якутии // Зап. ВМО. 1999. № 5. С. 71–76.

Гаретовская И.В., Краснопевцева Г.В., Сизов Ф.В. и др. Изучение глубинного строения Северо-Кавказской сейсмической зоны с помощью сейсмических и гравиметрических методов (Кавказские Минеральные Воды и Приэльбрусье) // Основные проблемы сейсмотектоники. М.: Наука, 1986. С. 105–119.

Геодинамика, сейсмотектоника и вулканизм Северного Кавказа / Е.А. Рогожин, Л.Е. Собисевич, Ю.В. Нечаев и др.; Под ред. акад. Н.П. Лаверова. М.: ОИФЗ РАН, 2001. 336 с.

Геология СССР. Т. 31, ч. 1. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Недра, 1964. 733 с.

Геолого-геофизический атлас Курило-Камчатской островной системы. Л.: ВСЕГЕИ. 1987. 36 л.

Герасимов А.П. К вопросу о вероятном возрасте извержений Эльбруса // Изв. Имп. АН: Сер. 6. 1910, № 8. С. 633–638.

Говоров Г.И., Цветков А.А., Аракелянц М.М. Магматизм Малой Курильской гряды по геохронологическим и геологическим данным // Докл. АН СССР. 1983. Т. 270, № 3. С. 664–668.

Говоров И.Н., Говоров Г.И. Геохимия вулканических пород островных дуг // Геохимия глубинных вулканических пород и ксенолитов. М.: Наука, 1980. С. 238–258.

Голицын Г.С. Объяснение зависимости частота-объем извержений вулканов. Докл. РАН. 2003. Т. 390, № 3. С. 394–396.

Гордеев Е.И., Дрознин Д.В., Касахара М. и др. Сейсмические явления, связанные с извержениями вулканов в Карымском вулканическом центре в 1996 г. // Вулканология и сейсмология. 1998, № 2. С. 28–42.

Горшков А.П., Гребзды Э.И., Самойленко Б.И., Слезин Ю.Б. К расчету баланса тепла и массы кратерного озера вулкана Малый Семячик // Бюл. вулканол. станций. 1975, № 51. С. 50–60.

Горшков Г.С. Асырминтар – забытый вулкан Курильских островов // Там же. 1953, № 19. С. 60–62.

Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 270 с.

Горшков Г.С. Каталог действующих вулканов Курильских островов // Бюл. вулканол. станций. 1957, № 25. С. 96–178.

Горшков Г.С., Богоявленская Г.Е. Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения. М.: Наука, 1965. 171 с.

Горячев А.В. Основные закономерности тектонического развития Курило-Камчатской зоны. М.: Наука, 1966. 235 с.

Гребеников Е.А., Рябов Ю.А. Резонансы и малые знаменатели в небесной механике. М.: Наука, 1978. 127 с.

Гриб Е.Н. Петрология продуктов извержения 2–3 января 1996 г. в кальдере Академии Наук // Вулканология и сейсмология. 1997, № 5. С. 71–96.

Грищенко М.Н. Неогеновые и четвертичные террасы Дона // Бюл. МОИП. Отд. геологии. 1939. Т. 17, вып. 6.

Грищенко М.Н. Материалы к характеристике условий залегания и возраста вулканических пеплов четвертичной толщи юга Русской платформы // Тр. ВГУ. 1951. Т. XXII. С. 3–24.

Грищенко М.Н. Плейстоцен и голоцен бассейна Верхнего Дона. М.: Наука, 1976. 226 с.

Грищенко М.Н. Путеводитель геологических экскурсий Воронежского пленума Советской секции ИНКВА, 22–29 мая 1941 г. М.; Л.: Госгеолтехиздат, 1941. 23 с.

Гросвальд М.Г. Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья. М.: Наука, 1965. 165 с.

Гудзенко В.В., Дубинчук В.Т. Изотопы радия и радон в природных водах. М.: Наука, 1987. 156 с.

Гусев А.М. Эльбрус. М.: Гостехиздат, 1948. 51 с.

Гуцало Л.К., Плотников А.М. О фракционировании изотопов углерода в метане и углекислом газе гидротерм // Геохимия. 1990, № 12. С. 1677–1687.

Гуцало Л.К., Чхаидзе Г.Т., Ярыныч О.А. О генезисе карбонатной системы минеральных вод южного склона Большого Кавказа по изотопному составу углерода // Там же. 1984, № 1. С. 31–55.

Гущенко И.И. Пеплы Северной Камчатки. М.: Наука, 1965. 144 с.

Гущенко И.И. Извержения вулканов мира. Каталог. М.: Наука, 1979. 474 с.

Двигало В.Н. Рост купола в кратере вулкана Шивелуч в 1980–1981 гг. по фотограмметрическим данным // Вулканология и сейсмология. 1984, № 2. С. 104–109.

Двигало В.Н., Андреев В.И., Гавриленко Г.М. и др. Деятельность вулканов Юго-Восточной Камчатки и Северных Курил в 1985–1986 гг. // Там же. 1988, № 3. С. 13–20.

Двигало В.Н., Мелекесцев И.В. Крупные современные обвалы на конусе вулкана Ключевской (по результатам ревизии последствий событий 1944–45 гг.) // Там же. 2000. № 1. С. 3–18.

Действующие вулканы *Камчатки* / Ред. С.А. Федотов, Ю.П. Масуренков. М.: Наука, 1991. Т. 1. 302 с.; Т. 2. 415 с.

Дзоценидзе Н.М. Тематический отчет: Геологическое и палеомагнитное изучение лавовых накоплений Казбекского района Большого Кавказа. КИМС, 1985. 136 с.

Дирксен О.В., Мелекесцев И.В. Хронология, динамика формирования и морфология эруптивных центров голоценового этапа ареального вулканизма бассейна р. Авача (Камчатка, Россия) // Вулканология и сейсмология. 1999. № 1. С. 3–19.

Дитмар К. Поездка и пребывание на Камчатке в 1851–1855 гг. СПб., 1901. Ч. 1. 756 с.

Добрецов Н.Л. Геологические факторы глобальных изменений: Значение катастроф и периодичности процессов // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 3. С. 3–19.

Добрецов Н.Л. Правильная периодичность глаукофансланцевого метаморфизма: иллюзия или важная геологическая закономерность // Петрология. 1999. Т. 7, № 4. С. 430–459.

Добрецов Н.Л., Коваленко В.И. Глобальные изменения природной среды // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 8. С. 7–30.

Добрецов Н.Л., Чумаков Н.М. Глобальные периодичности в эволюции литосферы и биосферы // Глобальные изменения природной среды. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. С. 11–26.

Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980. 172 с.

Дорофеева Л.А., Прилуцкий Р.Е., Шкатова В.К. Двойной карбонатный термометр как инструмент корреляции и расчленения четвертичных отложений // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4, № 5. С. 105–110.

Дотдуев С.И. Поверхности выравнивания на северном склоне Центрального Кавказа // Учен. зап. Азерб. ун-та. Сер. геол.-геогр. наук. 1975, № 5/6. С. 44–56.

Дрознин В.А., Муравьев Я.Д. Энергетический и экологический аспекты извержения вулкана Авачинский на Камчатке (январь 1991 г.) // Вулканология и сейсмология. 1994, № 3. С. 3–19.

Дубянский А.А. Предварительные сведения о вулканическом пепле, залегающем в окрестностях г. Павловска Воронежской обл. // Тр. ВНИГРИ. 1935. Вып. 39.

Дубянский В.В. К петрографии Эльбруса // Варшава, 1914. 489 с. (Изв. Варшав. политехн. ин-та).

Ермаков В.А. Формационное расчленение четвертичных вулканических пород. М.: Недра, 1977. 223 с.

Ермаков В.А., Важеевская А.А. Вулканы Острый и Плоский Толбачик // Бюл. вулканол. станций. 1973, № 49. С. 36–43.

Ермаков В.А., Штейнберг Г.С. Вулкан Кудрявый и эволюция кальдеры Медвежьей (о-в Итуруп, Курильские о-ва) // Вулканология и сейсмология. 1999. № 3. С. 1–40.

Ерофеенко В.Т. Связь между основными решениями в цилиндрических и сферических координатах (с одинаковыми началами координат) для некоторых уравнений математической физики // Дифференц. уравнения. 1973. Т. 9. С. 1310–1317.

Ерохов В.Ф., Кичина Е.Н., Остапенко В.Ф. Петрохимические особенности лав подводных вулканов Курильских островов // Тр. САХКНИИ ДВНЦ АН СССР. 1975. Вып. 35. С. 21–26.

Есиков А.Д. Изотопная гидрогеология геотермальных систем. М.: Наука, 1989. 208 с.

Жаринов Н.А., Богоявленская Г.Е., Хубуная С.А., Демянчук Ю.В. Новый эруптивный цикл вулкана Шивелуч – 1980–1993 гг. // Вулканология и сейсмология. 1995. № 1. С. 99–106.

Заварзин Г.А., Котляков В.М. Стратегия изучения Земли в свете глобальных изменений // Вестн. РАН, 1998. Т. 1, № 1. С. 23–29.

Заварицкий А.Н. Вулкан Авача на Камчатке и его состояние летом 1931 г. // Тр. Центр. науч-исслед. геол.-развед. ин-та. 1935. Вып. 35. С. 1–32.

Заварицкий А.Н. Вулканическая зона Курильских островов // Вестн. АН СССР. 1946, № 1. С. 41–48.

Заварицкий А.Н. Вулканы Камчатки // Тр. Лаб. вулканологии АН СССР. 1955. Вып. 10. С. 1–152.

Заварицкий А.Н. Вулкан Авача на Камчатке. М.: Наука, 1972. 308 с.

Заморій П.К. Про знахідки вулканічного попелу в четвертинних відкладах Кримськоі – АРСР, УРСР та у Воронезькій області РСФР // Четверт. період. 1937. Вип. 12. С. 33–42.

Затонский Л.К., Канаев В.Ф., Удинцев Г.Б. Геоморфология подводной части Курило-Камчатской дуги // Океанол. исслед. 1961, № 3. С. 124–136.

Захарова А.И., Габсатарова И.П., Старовойт О.Е., Чепкунас Л.С. Основные параметры очага рачинского землетрясения и его афтершоков // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1987, № 5. С. 21–41.

Заякин Ю.А., Лучинина А.А. Каталог цунами на Камчатке. Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД, 1987. 52 с.

Знаменский В.С., Устинов В.И. Генезис фумарольных минералов вулкана Кудрявый (о. Итуруп, Курильские острова) по изотопным данным // Докл. РАН, 1998. Т. 358, № 2. С. 239–243.

Зобин В.М., Фирстов П.П., Иванова Е.И. Рой землетрясений в районе вулкана Карымский в январе–феврале 1978 г. // Вулканология и сейсмология. 1983, № 5. С. 64–73.

Зубин М.И., Иванов Б.В., Штейнберг Г.С. Глубинное строение Карымского вулкана на Камчатке и некоторые вопросы генезиса кальдер // Геология и геофизика. 1971, № 1. С. 73–81.

Зубин М.И., Мелекесцев И.В., Таракановский А.А., Эрлих Э.Н. Четвертичные кальдеры Камчатки // Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971. С. 55–66.

Зубин М.И., Таракановский А.А. Тектоника и особенности поля силы тяжести района Ключевской группы вулканов // Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевской группы вулканов. Владивосток, 1976. С. 55–57.

Зубков С.И. Времена возникновения предвестников землетрясений // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1987, № 5. С. 87–91.

Иванов Б.В. Извержение Карымского вулкана в 1962–1965 гг. и вулканы Карымской группы. М.: Наука, 1970. 136 с.

Иванов Б.В., Андреев В.Н., Богоявленская Г.Е. и др. Активность вулканов Камчатки и Курильских островов в 1981 г. // Вулканология и сейсмология. 1982, № 4. С. 103–108.

Иванов Б.В., Флеров Г.Б., Масуренков Ю.П. и др. Динамика и состав продуктов извержения Авачинского вулкана в 1991 г. // Там же. 1995. № 4/5. С. 5–27.

Иванов Б.В., Чирков А.М., Дубик Ю.М. и др. Состояние вулканов Камчатки и Курильских островов в 1980 г. // Там же. 1981, № 3. С. 99–106.

Иванов В.В. Генетическая классификация минерализованных вод земной коры // Вопросы гидрогеологии минеральных вод. М.: ЦНИИКФ, 1977. Т. 35. С. 3–58.

Иванов В.Г., Ярмолюк В.В., Смирнов В.Н., Аракелянц М.М. Геохронология позднекайнозойского вулканизма Южно-Байкальской вулканической области // Изотопное датирование геологических процессов. М.: ИГЕМ, 2000. С. 157–159.

Иванов Д.А., Бубнов С.Н., Волкова В.М. и др. Изотопный состав Sr и Nd в четвертичных лавах Большого Кавказа в связи с проблемой их петрогенезиса // Геохимия. 1993, № 3. С. 343–353.

Ильинский М. Бомбы против Этны // Известия. 199. 16 апр.

Исакович М.А. Общая акустика. М.: Наука, 1973. 386 с.

Кавказские Минеральные Воды / Под ред. В.В. Иванова. М.: ЦНИИКФ, 1972. Т. 21. 158 с.

Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука, 1974. 440 с.

Каныгин А.В. Ордовикский феномен дивергенции органического мира: Причины и эволюционные последствия для биосферы // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 4. С. 105–108.

Карабанов Е.Б. Геологическое строение осадочной толщи озера Байкал и реконструкции изменений климата Центральной Азии в позднем кайнозое: Дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1999. 72 с.

Карабанов Е.Б., Кузьмин М.И., Вильямс Д.Ф. и др. Глобальные похолодания Центральной Азии в позднем кайнозое согласно осадочной записи из озера Байкал // Докл. РАН, 2000. Т. 370, № 1. С. 61–66.

Карлов Н.Н. К истории изучения вулканических пеплов европейской части СССР // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1957. Т. 32, вып. 2. С. 25–47.

Кароль И.Л. Радиоактивные изотопы и глобальный перенос в атмосфере. Л.: Гидрометеоиздат, 1972. 365 с.

Карпинский А.П. Заметки о вулканическом пепле, выпавшем 15–16 марта 1907 г. // Зап. Минерал. о-ва. 1907. Т. 45, протокол 34.

Карпинский А.П. Заметки о вулканическом пепле, выпавшем 15–16 марта 1907 г. в г. Петропавловске на Камчатке // Изв. Имп. Акад. наук. Сер. VI. 1908. Т. 6, № 5.

Карстенс Э.Э. Материалы по химическому составу минеральных источников Северного Кавказа // Л.: Геол. ком., 1926. 18 с.

Катастрофические процессы и их влияние на природную среду / Под ред. Н.П. Лаверова. Т. 1. Вулканизм. М.: Регион. обществ. орг. ученых по пробл. прикл. геофизики, 2002. 436 с.

Катастрофические процессы и их влияние на природную среду / Под ред. Н.П. Лаверова. Т. 2. Сейсмичность. М.: Регион. обществ. орг. ученых по пробл. прикл. геофизики, 2002. 506 с.

Кейльгак К. Подземные воды. М.; Л.: ОНТИ, 1935. 499 с.

Келль Н.Г. Карта вулканов Камчатки. Камчатская экспедиция Ф.П. Рябушинского, 1908–1910 гг. / Геол. отд. Тихоокеан. ком. АН СССР. и Гос. Рус. геогр. о-ва. Л., 1928. 76 с.

Кирсанов И.Т., Мелекесцев И.В. Вулкан Горелый // Действующие вулканы Камчатки. М.: Наука, 1991. Т. 2. С. 294–317.

Кирсанова Т.П., Вергасова Л.П., Юрова Л.М., Таран Ю.А. Фумарольная активность вулканов Шивелуч и Кизимен в 1979–1980 гг. // Вулканология и сейсмология. 1983, № 3. С. 33–42.

Кирсанова Т.П., Мелекесцев И.В. О происхождении и возрасте ходуткинских гидротерм // Там же. 1984, № 5. С. 49–60.

Кирсанов И. Т., Серафимова Е.К., Сидоров С.С. и др. Извержение вулкана Эбеко в марте-апреле 1963 г. // Бюл. вулканол. станций. 1964, № 36. С. 66–72.

Кирьянов В.Ю. Вулканические пеплы Камчатки как источник потенциальной опасности для пассажирских авиалиний // Там же. 1992, № 3. С. 16–36.

Кирьянов В.Ю., Фелицын С.Б. Вулканический пепел как природный фактор риска для авиации (по данным исследования свойств пепловых частиц) // Там же. 2000. № 5. С. 65–72.

Кичина Е.Н., Остапенко В.Ф. Щелочные базальты подводного вулкана Белянкина (Охотское море) // Докл. АН СССР. 1977. Т. 232, № 1. С. 205–208.

Ковалев Г.Н., Масуренков Ю.П. Современное состояние вулкана Эльбрус // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971, № 2. С. 25–29.

Коваленко В.И., Наумов В.Б., Богатиков О.А. Потенциальная рудоносность кислых магматических пород // XXVII Междунар. геол. конгр.: Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1984. Т. 9: Петрология. С. 94–103.

Коваленко В.И., Наумов В.Б., Ярмолюк В.В. и др. Роль магматизма в концентрации воды во внешних оболочках Земли // Глобальные изменения природной среды и климата: Избр. науч. тр. Новосибирск, 1999. С. 117–126.

Коваленко В.И., Наумов В.Б., Ярмолюк В.В., Дорофеева В.А. Летучие компоненты (H_2O, CO_2, Cl, F, S) в базитовых магмах различных геодинамических обстановок по данным изучения расплавных включений и закалочных стекол // Петрология. 2000а. Т. 8, № 2. С. 131–164.

Коваленко В.И., Наумов В.Б., Ярмолюк В.В. и др. Роль магматизма в концентрации воды во внешних оболочках Земли // Глобальные изменения природной среды / Под ред. Н.Л. Добрецова, В.И. Коваленко. Новосибирск: СО РАН, 1998. С. 117–126.

Коваленко В.И., Наумов В.Б., Ярмолюк В.В., Дорофеева В.А. Летучие компоненты (H_2O, CO_2, Cl, F, S) в магмах среднего и кислого составов различных геодинамических обстановок по данным изучения расплавных включений и закалочных стекол // Там же. 2000б, № 5. С. 125–153.

Кожемяка Н.Н. О высокой выровненной поверхности центральной части срединного Камчатского хребта // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1963, № 4. С. 53–60.

Козлов В.Д. Геохимия и рудоносность гранитоидов редкометальных провинций. М: Наука, 1985. 291 с.

Козлов В.Д. Петрохимия, геохимия и рудоносность гранитов Центрального Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1977. 253 с.

Количественное измерение концентрации электронных и дырочных центров в кварце методом ЭПР: Инструкция Министерства геологии СССР. М.: ВИМС, 1986. 24 с.

Колосков А.В. Изотопно-геохимическая неоднородность плиоцен-четвертичных вулканитов Камчатки, геометрия субдукционной зоны, модель флюидно-магматической системы // Вулканология и сейсмология. 2001, № 6. С. 16–42.

Кононов В.И., Поляк Б.Г. Проблема выявления ювенильной компоненты в современных гидротермальных системах // Геохимия. 1982, № 2. С. 163–177.

Копаев А.В., Юшкин В.Д., Леонтьев И.А. О возможности наблюдений земных приливов модернизированными кварцевыми гравиметрами Содин // Докл. АН СССР. 1993. Т. 333, № 1. С. 90–93.

Коптев-Дворников В.С., Яковлева Е.Б., Петрова М.А. Вулканогенные породы и методы их изучения (на примере краснокаменно измененных вулканогенных пород Казахстана). М.: Недра, 1967.

Корниенко С.Г. Обнаружение зон напряженно-деформированного состояния бетонных монолитов методом тепловой инфракрасной съемки // Прикл. физика. 1997, № 1. С. 101–109.

Корниенко С.Г., Ляшенко О.В., Савин А.В. Поиск нефтегазовых залежей методом наземной тепловой съемки // Геология нефти и газа. 1996, № 8. С. 32–36.

Короновский Н.В. Геологическое строение и история развития вулкана Эльбрус // Оледенение Эльбруса. М.: Изд-во МГУ, 1968. С. 15–74.

Короновский Н.В. Эльбрус – действующий вулкан? // Природа. 1985, № 8. С. 42–52.

Короновский Н.В., Демина Л.И. Коллизионный этап развития Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса: геодинамика и магматизм // Геотектоника. 1999. № 2. С. 17–35.

Короновский Н.В., Рудаков Л.М. О возрасте последних извержений Эльбруса // Изв. вузов. Геология и разведка. 1962, № 8. С. 133–135.

Костицын Ю.А., Кременецкий А.А. Возраст заключительного магматического этапа Эльджуртинского гранита: Rb-Sr изохронное датирование аплитов // Геохимия. 1995. № 7. С. 925–931.

Котляков В.М. Глобальные изменения природной среды и климата. М., 1997. С. 281–291.

Котляков В.М. Прошлое и будущее окружающей среды: свидетельствует гляциология // Наука в России, № 1. 2001.

Котляков В.М., Лориус К. Климат предпоследней ледниковой эпохи по данным антарктического ледяного керна // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1992, № 1. С. 5–22.

Котляр В.Н. Основы теории рудообразования. М.: Недра, 1970. С. 263–307.

Кравцов А.И., Кропотова О.И., Оникиенко С.К., Федоренко Б.В. Изотопный состав углерода газов действующих вулканов и термальных источников Курило-Камчатской вулканической дуги // Изв. вузов. Геология и разведка. 1975, № 9. С. 30–34.

Краевая Т.С. Генетические типы грубообломочных отложений стратовулканов. М.: Недра, 1977. 126 с.

Краевая Т.С. Генетические типы плейстоценовых и голоценовых образований Эльбруса // Вулканология и сейсмология. 1985, № 6. С. 20–32.

Краткий справочник по геохимии. М.: Недра, 1977. 184 с.

Крашенинников С.П. Описание земли Камчатки. 4-е изд. М.; Л., 1949. 841 с.

Крашенинников С.П. Описание земли Камчатки (СПб., 1755). Т. 1. Петропавловск-Камчатский: Камшат, 1994. 438 с.

Курганьков П.П., Мацера А.В. Структурно-геоморфологический анализ внутриконтинентального многофазного вулканизма // Геология и геофизика. 1987, № 8. С. 43–50.

Кучер М.И., Фридман А.И., Островский А.Б., Динабург В.Н. Изучение происхождения природных газов и минеральных вод изотопными методами (на примере Большого района КМВ) //Изв. вузов. Геология и разведка. 1989, № 2. С. 53–59.

Лаверов Н.П., Богатиков О.А., Гурбанов А.Г. и др. Геодинамика, сейсмотектоника и вулканизм Центрального Кавказа // Глобальные изменения природной среды и климата. М.: Наука, 1977. С. 109–130.

Лаверов Н.П., Богатиков О.А., Гурбанов А.Г. и др. Геодинамика, сейсмотектоника и вулканизм Северо-Западного Кавказа // Глобальные изменения природной среды и климата: Избр. науч. тр. М., 1997б. С. 103–124.

Лаверов Н.П., Добрецов Н.Л., Коваленко В.И. Глобальные изменения природной среды: Итоги исследований I этапа (1991–1995) и перспективы // Там же. М.: ИФ ГНИЦ ПГК, 1997а. С. 9–51.

Лаврушин В.Ю., Лаврушин Ю.А., Антипов М.П. Первая находка вулканического пепла в четвертичных отложениях Нижнего Поволжья // Литология и полез. ископаемые. 1998, № 2. С. 207–218.

Лазаренко К.А., Дейчаковская К.А. Миоценовые смешанные туфы и лавы липаритовой и андезитовой магматических формаций Закарпатья // Вулканизм и формирование минеральных месторождений в Альпийской геосинклинальной зоне (Карпаты, Крым, Кавказ). Новосибирск: Наука, 1973. С. 153–163.

Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Механика. М.: Наука, 1973. 215 с.

Ландау Л.Д., Лившиц В.М. Гидродинамика. М.: Наука, 1986. 342 с.

Лебединский В.И., Ходюш Л.Я. Вулканический пепел в четвертичных отложениях г. Днепропетровска и равнинной части Украинской ССР // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1959. Т. 34, вып. 3. С. 45–60.

Леонов В.Л. Поверхностные разрывы, связанные с землетрясением и извержениями, произошедшими в Карымском вулканическом центре 1–2 января 1996 г. // Вулканология и сейсмология. 1997, № 5. С. 113–129.

Леонов В.Л., Гриб Е.Н. Кальдеры и игнимбриты Узон-Семячикского района Камчатки: Новые данные по результатам изучения разрезов плато Широкое // Там же. 1998, № 3. С. 41–59.

Леонов *В.Л., Гриб Е.Н., Карпов Г.А.* и др. Кальдера Узон и Долина Гейзеров // Действующие вулканы Камчатки. М.: Наука, 1991. Т. 2. С. 94–141.

Леонов В.Л., Иванов В.В. Землетрясения Карымского вулканического центра и их связь с тектоникой // Вулканология и сейсмология. 1994, № 2. С. 24–40.

Лилиенберг Д.А., Кафтан В.И., Кузнецов Ю.Г., Серебрякова Л.И. Картографические модели вариаций современных тектонических движений морфоструктур Кавказа и Закавказья для различных эпох // Геоморфология. 1997, № 4. С. 63–75.

Лисицин А.П. Процессы терригенной седиментации в морях и океанах. М.: Наука, 1991. 271 с.

Литвинов А.Ф., Белый А.В., Лопатин В.Б. Позднекайнозойский вулканизм полуострова Озерного (Восточная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1991, № 2. С. 12–27.

Литяну Э.В. К вопросу изучения генезиса лессовидных отложений Валахской впадины // Современный и четвертичный континентальный литогенез. М.: Наука, 1966. С. 83–90.

Логачев Н.А., Рассказов С.В., Иванов А.В. и др. Стратиграфия верхнекайнозойской вулканогенно-осадочной толщи Прибайкальской части Восточного Саяна // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6, № 4. С. 81–91.

Лодочников В.Н. Полурыхлый пепловидный туффит из Дуванки (окрестности г. Павловска) // Тр. ЦНИГРИ. 1935. Вып. 39. С. 19–34.

Лурье М.Л., Обручев С.В. Геологические исследования в северо-восточной Туве в 1945–1946 гг. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948, № 4. С. 125–134.

Лучицкий В.И. Вулканические пеплы Воронежской области // Тр. ВГУ. 1939. Т. 11, вып. 5. С. 37–50.

Лучицкий И.В. Основы палеовулканологии. М.: Наука, 1971. Т. 1. 480 с.

Ляпин А.А., Селезнев М.Г., Собисевич Л.Е., Собисевич А.Л. Механико-математические модели в задачах активной сейсмологии. М.: ГНИЦ ПГК (МФ) Минобразования России, 1999. 299 с.

Ляхович В.В., Гурбанов А.Г. Геохимия и условия становления Эльджуртинского массива (Северный Кавказ) // Геохимия. 1992, № 6. С. 800–812.

Масуренков Ю.П., Пантелеев И.Я. Современная активность вулкана Эльбрус // Докл. АН СССР. 1979. Т. 162, № 6. С. 1369–1371.

Магматические горные породы. Т. 6. Эволюция магматизма в истории Земли / Под. ред. В.И. Коваленко. М.: Наука, 1987. 439 с.

Магницкий В.А. Внутреннее строение и физика Земли. М.: Недра, 1965. 379 с.

Магуськин М.А., Федотов С.А., Левин В.Е., Бахтиаров В.Ф. Деформации земной поверхности в связи с сейсмической и вулканической активностью Карымского вулканического центра в январе 1996 г. // Вулканология и сейсмология. 1997, № 5. С. 97–112.

Магуськин М.А., Шароглазова Г.А. Деформации земной поверхности Карымского вулканического центра // Там же. 1992, № 4. С. 90–110.

Макаренко Ф.А. Геотермические условия района Кавказских Минеральных Вод // Тр. ЛГГП АН СССР. 1948. Т. 1. С. 1–60.

Макдональд Г. Вулканы. М.: Мир, 1975. 432 с.

Маков Ю.Н., Руденко О.В., Собисевич Л.Е., Собисевич А.Л. О резонансных явлениях в геофизической среде // Развитие методов и средств экспериментальной геофизики. М.: ОИФЗ РАН, 1996. Вып. 2. С. 194–200.

Малеев Е.Ф. Пирокластическая природа игнимбритов юга Камчатки // Тр. Лаб. вулканологии АН СССР. 1961. Вып. 20. С. 97–101.

Мамедов Т.Я., Рогожин Е.А. Сейсмический режим восточной части Большого Кавказа и его связь с геологическим строением: Оценка эффекта сильных землетрясений // Вопросы инженерной сейсмологии. М.: Наука, 1989. Вып. 30. С. 20–27.

Мамырин Б.А., Толстихин И.Н. Изотопы гелия в природе. М.: Энергоиздат, 1981. 222 с.

Маракушев А.А. Астробиология – иллюзорная наука // Вестн. РАН. 2000. Т. 70, № 3. С. 223–226.

Маренина Т.Ю. Вулкан Опала на Камчатке // Тр. Лаб. вулканологии АН СССР. 1960. Вып. 18. С. 43–56.

Маренина Т.Ю. Петрохимические особенности лав Ичинского вулкана на Камчатке // Там же. 1962. Вып. 22. С. 3–66.

Мархинин Е.К. Вулканизм. М.: Недра, 1985. 285 с.

Мархинин Е.К. Кальдеры и периферические вулканические очаги // Тр. Лаб. палеовулканологии (Казах. НИИ минерал. сырья). 1964а. Вып. 3. С. 138–147.

Мархинин Е.К. Кратер Плоского Толбачика 6–8 сентября 1962 г. // Бюл. вулканол. станций. 1964б, № 37. С. 34–35.

Мархинин Е.К. Роль вулканизма в формировании земной коры. М.: Наука, 1967. 256 с.

Масуренков Ю.П. Включения в современных вулканитах Камчатки и проблема происхождения магм // Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. М.: Наука, 1972, № 9. С. 19–23.

Масуренков Ю.П. Особенности эволюции кайнозойского вулканизма Эльбрусской области // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1957, № 6. С. 55–80.

Масуренков Ю.П. Кайнозойский вулканизм Эльбрусской вулканической области. М.: АН СССР, 1961в. 132 с. (Тр. ИГЕМ; Вып. 51).

Мелекесцев И.В., Волынец О.Н., Ермаков В.А. и др. Вулкан Шивелуч // Действующие вулканы Камчатки. М.: Наука, 1991. Т. 1. С. 84–92.

Масуренков Ю.П. Плотность теплового потока и глубина залегания магматического очага под вулканом Эльбрус // Бюл. вулканол. станций. 1971, № 47. С. 79–82.

Масуренков Ю.П. Кайнозойский вулканизм Эльбрусской вулканической области. М., 1961а. 132 с.

Масуренков Ю.П. Вулканы над интрузиями. М.: Наука, 1979. 211 с.

Масуренков Ю.П. Структурная позиция Карымского вулканического центра // Вулканический центр: Строение, динамика, вещество. М.: Наука, 1980. С. 111–116.

Масуренков Ю.П. Тектоника, магматизм и углекислые минеральные воды Приэльбрусья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961б, № 5. С 45–57.

Масуренков Ю.П., Егорова И.А., Пузанков М.Ю. и др. Вулкан Авачинский // Действующие вулканы Камчатки. М.: Наука, 1991. Т. 2. С. 246–273.

Масуренков Ю.П., Иванов Б.В. Петрологическая неоднородность области магмообразования Ключевской группы вулканов // Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевской группы вулканов. Владивосток, 1976. С. 61–77.

Масуренков Ю.П., Клименко А.И., Пахомов С.И. Эволюция и современное состояние вулкана Эльбрус // Четвертичный вулканизм некоторых районов СССР. М.: Наука, 1965. С. 57–78.

Масуренков Ю.П., Комкова Л.А. Вулкан Дзендзурский // Действующие вулканы Камчатки. М.: Наука, 1991. Т. 2. С. 206–215.

Масуренков Ю.П., Меняйлов И.А., Сазанов В.А. и др. Термическая и геохимическая неоднородность зоны магмогенезиса Ключевской группы вулканов // Бюл. вулканол. станций. 1978, № 54. С. 105–114.

Масуренков Ю.П., Флоренский И.В., Мелекесцев И.В. Вулкан Жупановский // Действующие вулканы Камчатки. М.: Наука, 1991. Т. 2. С. 218–227.

Матвеева Э.С., Толстихин *И. Н.*, *Якуцени В.П.* Изотопно-гелиевый критерий происхождения газов и выявления зон неотектогенеза (на примере Кавказа) // Геохимия. 1978, № 3. С. 307–317.

Мелекесцев И.В. Масштаб и возраст последней крупнейшей вспышки кислого вулканизма на Камчатке // Вулканизм и геохимия его продуктов. М.: Наука, 1967. С. 82–92.

Мелекесцев И.В. Типы и возраст действующих вулканов Курило-Камчатской зоны // Бюл. вулканол. станций. 1973, № 49. С. 17–23.

Мелекесцев И.В. Вулканизм и рельефообразование. М.: Наука, 1980. 212 с.

Мелекесцев И.В. Сильные вулканические пеплопады в районе г. Петропавловск-Камчатский // Вопросы географии Камчатки. 1989. № 10.С. 101–107.

Мелекесцев И.В., Базанова Л.И., Брайцева О.А. и др. Оценка вулканической опасности для г. Петропавловска-Камчатского. Отчет по договору с администрацией Камчатской области. 1994. 65 с. (Фонды администрации Камчатской области).

Мелекесцев И.В., Базанова Л.И., Брайцева О.А. и др. Оценка вулканической опасности для г. Петропавловска-Камчатского // Научно-прикладные исследования в Камчатской области. Петропавловск-Камчатский: ПКВМУ, 1996. Вып. 1. С. 58–63.

Мелекесцев И.В., Брайцева О.А. Гигантские обвалы на вулканах // Вулканология и сейсмология. 1984, № 4. С. 14–23.

Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Базанова Л.И. и др. Особый тип катастрофических эксплозивных извержений – голоценовые субкальдерные извержения Хангар, Ходуткинский "маар", Бараний Амфитеатр (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1996, № 2. С. 3–24.

Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Двигало В.Н., Базанова Л.И. Исторические извержения Авачинского вулкана на Камчатке: (Попытка современной интерпретации и классификации для долгосрочного прогноза типа и параметров будущего извержения). Ч. I. 1737–1909 гг. // Там же. 1993, № 6. С. 13–27.

Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Двигало В.Н., Базанова Л.И. Исторические извержения Авачинского вулкана на Камчатке: (Попытка современной интерпретации и классификации для долгосрочного прогноза типа и параметров будущего извержения). Ч. II. 1926–1991 гг. // Вулканология и сейсмология. 1994, № 2. С. 3–22.

Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Пономарева В.В. Динамика активности вулканов Мутновский и Горелый в голоцене и вулканическая опасность для прилегающих районов (по тефрохронологическим данным) // Там же. 1987, № 3. С. 3–18.

Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Пономарева В.В., Сулержицкий Л.Д. Возраст и динамика формирования действующих вулканов Курило-Камчатской области // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990, № 4. С. 17–31.

Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Пономарева В.В., Сулержицкий Л.Д. "Век" вулканических катастроф в раннем голоцене Курило-Камчатской области // Глобальные изменения природной среды. Новосибирск: СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1998. С. 146–152.

Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Пономарева В.В., Сулержицкий Л.Д. Крупнейшие эксплозивные извержения на Камчатке за последние 10 тысяч лет // Вестн. РФФИ. 1997, № 1. С. 21–29.

Мелекесцев И.В., Егорова И.А., Лупикина Е.Г. Внутренний хребет Курильской дуги // Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука, 1974. С. 265–326.

Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Эрлих Э.Н., Кожемяка Н.Н. Вулканические горы и равнины // Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука, 1974. С. 162–234.

Мелекесцев И.В., Волынец О.Н., Антонов А.Ю. Кальдера Немо III (о. Онекотан, Северные Курилы): Строение, ^{14}C возраст, динамика кальдерообразующего извержения, эволюция ювенильных продуктов // Вулканология и сейсмология. 1997, № 1. С. 32–51.

Мелекесцев И.В., Глушкова О. Ю., Кирьянов В. Ю. и др. Происхождение и возраст Магаданских вулканических пеплов // Докл. АН СССР. 1991. Т. 317, № 5. С. 1187–1192.

Мелекесцев И.В., Двигало В.Н., Кирьянов В.Ю. и др. Вулкан Эбеко (Курильские острова): История эруптивной активности и будущая вулканическая опасность. Ч. I // Вулканология и сейсмология. 1993, № 3. С. 69–81.

Мелекесцев И.В., Двигало В.Н., Кирьянов В.Ю. и др. Вулкан Эбеко (Курильские острова): история эруптивной активности и будущая вулканическая опасность. Ч. II // Там же. 1993, № 4. С. 24–42.

Мелекесцев И.В., Егорова И.А., Лупикина Е.Г. Внутренний хребет Курильской дуги // Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука, 1974. С. 265–326.

Мелекесцев И.В., Кирьянов В.Ю., Праслов Н.Д. Катастрофическое извержение в районе Флегрейских полей (Италия) – возможный источник вулканического пепла в позднеплейстоценовых отложениях европейской части СССР // Вулканология и сейсмология. 1984, № 3. С. 35–44.

Мелекесцев И.В., Краевая Т.С., Брайцева О.А. Рельеф и отложения молодых вулканических районов Камчатки. М.: Наука, 1970. 104 с.

Мелекесцев И.В., Курбатов А.В. Частота крупнейших палеосейсмических событий на северо-западном побережье и в Командорской котловине Берингова моря в позднем плейстоцене-голоцене // Вулканология и сейсмология. 1997, № 3. С. 3–11.

Мелекесцев И.В., Курбатов А.В., Певзнер М.М., Сулержицкий Л.Д. Доисторические цунами и сильные землетрясения на полуострове Камчатском (Камчатка) по данным тефрохронологических исследований // Там же. 1994, № 5. С. 106–115.

Мелекесцев И.В., Литасова С.Н., Сулержицкий Л.Д. О возрасте и масштабе катастрофических извержений направленного взрыва вулкана Авачинский (Камчатка) в позднем плейстоцене // Там же. 1991, № 2. С. 3–12.

Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Пономарева В.В., Сулержицкий Л.Д. Катастрофические кальдерообразующие извержения вулкана Ксудач в голоцене // Вулканология и сейсмология. 1995а, № 4/5. С. 28–53.

Мелекесцев И.В., Пономарева В.В., Волынец О.Н. Вулкан Кизимен (Камчатка) – будущий Сент-Хеленс // Там же. 1992, № 4. С. 3–32.

Мелекесцев И.В., Сулержицкий Л.Д., Базанова Л.И. и др. Катастрофические голоценовые лахары Авачинского и Корякского вулканов на Камчатке // Там же. 1995б, № 4/5. С. 172–181.

Мельхиор П. Земные приливы. М.: Мир, 1972. 688 с.

Меняйлов А.А. Извержение вулкана Авача в 1938 г. // Бюл. вулканол. станции на Камчатке. 1939, № 6. С. 20–26.

Меняйлов А.А. Вулкан Шевелуч, его геологическое строение, состав и извержения // Тр. Лаб. вулканологии АН СССР. 1955. Вып. 9. 264 с.

Меняйлов И.А., Никитина Л.П., Храмова Г.Г. Газо-гидротермальное извержение вулкана Эбеко в феврале-апреле 1967 г. // Бюл. вулканол. станций. 1969, № 45. С. 3–6.

Меняйлов И.А., Овсянников А.А., Широков В.Н. Извержение вулкана Эбеко в октябре-декабре 1987 г. // Вулканология и сейсмология. 1988, № 3. С. 105–108.

Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.

Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Новые данные о древнейших этапах развития вулкана Эльбрус // Докл. АН СССР. 1961. Т. 141, № 2. С. 433–436.

Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973. 279 с.

Милановский Е.Е., Расцветаев Л.М., Кухмазов С.У. и др. Новейшая геодинамика Эльбрусско-Минераловодской области Северного Кавказа // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 99–105.

Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Геологический очерк Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1963. 357 с.

Молявко В.Г., Остафийчук И.М., Короновский Н.В. Эволюция, химизм и генезис эффузивов Эльбруса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980, № 6. С. 31–46.

Мониторинг магматических структур вулкана Эльбрус / Л.Е. Собисевич, Ю.В. Нечаев, А.Л. Собисевич и др.; Под ред. Н.П. Лаверова. М.: ОИФЗ РАН, 2001. 192 с.

Муравьев В.И., Цеховский Ю.Г., Ахлестина Е.Ф. и др. Вулканические пеплы базальтового состава из палеоценовых отложений Южного Поволжья // Литология и полез. ископаемые. 1997. № 3. С. 327–330.

Муравьев Я.Д., Овсянников А.А., Ширава Т. Тефра в ледяном керне с Ушковского вулкана и ее значение для реконструкции 500-летней вулканической эксплозивной деятельности в регионе // Современный вулканизм и связанные с ним процессы. Петропавловск-Камчатский: Камчатский печатный двор, 1999. С. 39–42.

Муравьев Я.Д., Федотов С.А., Будников В.А. и др. Вулканическая деятельность в Карымском центре в 1996 г.: Вершинное извержение Карымского вулкана и фреатомагматическое извержение в кальдере Академии Наук // Вулканология и сейсмология. 1997. № 5. С. 38–70.

Муратов М.В., Гзовский М.В. Основные этапы развития Эльбруса как вулкана // Тр. МГРИ. 1948. Т. 23. С. 75–82.

Науменко В.В. Вулканизм и вулканогенное оруденение. Препринт. Киев: ИГФМ. 1987. 65 с.

Наумов В.Б. Термометрическое исследование включений расплава во вкрапленниках кварца кварцевых порфиров // Геохимия. 1969. № 4. С. 494–498.

Наумов В.Б., Карпухина В.С., Баранов Э.Н., Кононкова Н.Н. Составы расплавов, содержания летучих компонентов и элементов-примесей, температуры кристаллизации кварца кислых вулканитов Верхнеуральского рудного района (Южный Урал) // Там же. 1999. № 4. С. 339–351.

Наумов В.Б., Коваленко В.И. Концентрация серы в магматических расплавах по данным изучения включений в минералах // Там же. 1997. № 1. С. 97–103.

Наумов В.Б., Коваленко В.И., Бабанский А.Д., Толстых М.Л. Генезис андезитов по данным изучения расплавных включений в минералах // Петрология. 1997. Т. 5, № 6. С. 654–665.

Наумов В.И., Коваленко В.И., Дорофеева В.А. Магматические летучие и их участие в формировании рудообразующих флюидов // Геология руд. месторождений. 1997. Т. 39, № 6. С. 521–530.

Наумов В.Б., Коваленко В.И., Иваницкий О.М. Концентрация H_2O и CO_2 в магматических расплавах по данным изучения включений в минералах // Геохимия. 1995а. № 12. С. 1745–1759.

Наумов В.Б., Коваленко В.И., Иваницкий О.М., Савельева Н.И. Концентрация хлора в магматических расплавах по данным изучения включений в минералах // Там же. 1995б. № 6. С. 798–808.

Наумов В.Б., Соловова И.П., Коваленко В.И., Гужова А.В. Кристаллизация топаза, альбита, калиевого полевого шпата, слюды и колумбита из онгонитового расплава // Там же. 1990. № 8. С. 1200–1205.

Наумов В.Б., Толстых М.Л., Гурбанов А.Г. и др. Условия образования ксенолитов из плейстоценовых лавовых потоков вулкана Эльбрус (Кавказ) // Там же. 2001. № 11. С. 1230–1236.

Непрерывная запись климатических изменений в отложениях оз. Байкал за последние 5 млн лет / Кол. участников проекта "Байкал-бурение" // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 2. С. 139–156.

Нехорошев А.С. Геотермические условия и тепловой поток вулкана Эбеко на о. Парамушир // Бюл. вулканол. станций. 1960. № 29. С. 38–46.

Нечаев Ю.Н., Собисевич А.Л. Космические технологии в задачах механико-математического моделирования внутреннего строения геофизической среды // Третий Междунар. аэрокосмич. конгр. IAC' 2000: Тез. докл., Москва, 23–27 авг. 2000 г. М., 2000. С. 293–294.

Николаев П.Н. Методика тектонодинамического анализа. М.: Недра. 1992. 295 с.

Николаевский В.Н. Обзор: Земная кора, дилатансия и землетрясения // Механика очага землетрясения. М.: Мир, 1982. С. 133–215.

Никонов А.А. Палеосейсмодислокации в приосевой части Главного Кавказского хребта (Приэльбрусье) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 319, № 5. С. 1183–1186.

Новограбленов П.Т. Извержение Авачинского вулкана в 1926 г. // Изв. Рус. геогр. о-ва. 1926. Т. 58, вып. 2. С. 79–92.

Новограбленов П.Т. Каталог вулканов Камчатки // Изв. Гос. геогр. о-ва. 1932. Т. 64, вып. 1. С. 88–99.

Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. / Отв. ред. Н.В. Кондорская, Н.В. Шебалин. М.: Наука. 1977. 535 с.

Обручев С.В. Молодые движения и излияния базальтов Саяно-Тувинского нагорья. М.: Изд-во МГУ, 1950. 124 с. (Землеведение; Т. 3(43)).

Овсянников А.А., Зубин М.И. Вулкан Мутновский // Действующие вулканы Камчатки. М.: Наука, 1991. Т. 2. С. 318–337.

Овсянников А.А., Муравьев Я.Д. Извержение вулкана Чикурачки в 1986 г. // Вулканология и сейсмология. 1992. № 5/6. С. 3–20.

Овсянников А.А., Хренов А.П., Муравьев Я.Д. Современная фумарольная деятельность на вулкане Дальний Плоский // Там же. 1985. № 5. С. 80–97.

Огородов Н.В. Каталог вулканов // Вулканы и четвертичный вулканизм Срединного хребта Камчатки. М.: Наука, 1972. С. 119–185.

Озеров А.Ю. Динамика извержения Карымского вулкана (Камчатка) в 1996 г. и состав его продуктов // Вестн. ДВО РАН. 1997. № 3. С. 86–93.

Озима М., Подосек Ф. Геохимия благородных газов. Л.: Недра, 1987. 343 с.

Оледенение Эльбруса / Ред. Г.К. Тушинский. М.: Изд-во МГУ, 1968. 246 с.

Опыт комплексного исследования района современного и новейшего вулканизма (на примере хр. Вернадского, о. Парамушир). Южно-Сахалинск, 1966. 208 с. (Тр. СахКНИИ; Вып. 16).

Основные проблемы сейсмотектоники. М.: ОИФЗ РАН, 1986.

Отчет о результатах работ комплексной геолого-геофизической экспедиции на Северном Кавказе. М.: ОИФЗ РАН, 1999. 250 с.

Пантелеев И.Я. Современные представления о геологии и гидрогеологии района КМВ // Кавказские Минеральные Воды. М., 1972. С. 17–33. (Тр. ЦНИИКиФ; Т. 21).

Паффенгольц К.Н. Эльбрус // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1959. № 2. С. 3–23.

Певзнер М.М., Мелекесцев И.В., Волынец О.Н., Мелкий В.А. Южный Черпук и Северный Черпук – крупнейшие моногенные вулканические формы срединного хребта Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1999. № 6. С. 22–32.

Певзнер М.М., Пономарева В.В., Базанова Л.И., Сулержицкий Л.Д. Пик эруптивной активности в тыловой зоне камчатской вулканической дуги 6500–6900 ^{14}С л.н. // Геология, геохимия, геофизика на рубеже XX и XXI вв. М.: ОИФЗ РАН, 2002. Т. 1. С. 79–81.

Певзнер М.М., Пономарева В.В., Мелекесцев И.В. Черный Яр – реперный разрез голоценовых маркирующих пеплов северо-восточного побережья Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1997. № 4. С. 3–17.

Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции. М.: Наука, 1966. 278 с.

Пийп Б.И. Термальные ключи Камчатки / СОПС АН СССР. М., 1937. Вып 2: Северная Камчатка. 268 с.

Пийп Б.И. Извержение вулкана Авача в 1938 г. // Бюл. вулканол. станции на Камчатке. 1941. № 10. С. 12–22.

Пийп Б.И. Деятельность Камчатской вулканологической станции Академии наук СССР в 1944 г. // Бюл. вулканол. станций. 1946а. № 13. С. 6–9.

Пийп Б.И. О раскаленных аггломератовых потоках Авачи и о типе извержений этого вулкана // Бюл. вулканол. станции на Камчатке. 1946б. № 12. С. 18–28.

Пийп Б.И. Извержение Авачинской сопки в 1945 г. // Бюл. вулканол. станций. 1953. № 17. С. 6–23.

Пийп Б.И. Ключевская сопка и ее извержения в 1944–1945 гг. и в прошлом // Тр. Лаб. вулканологии. АН СССР. 1956. Вып. 11. С. 1–308.

Пийп Б.И. Кроноцкие игнимбриты на Камчатке // Там же. 1961. Вып. 20. С. 90–91.

Пилипенко Г.Ф. Гидротермы Карымского вулканического центра на Камчатке // Вулканология и сейсмология. 1989. № 6. С. 85–101.

Пинегина Т.К., Мелекесцев И.В., Брайцева О.А. и др. Следы доисторических цунами на восточном побережье Камчатки // Природа. 1997. № 4. С. 102–106.

Пискунов Б.Н. Геолого-петрологическая специфика вулканизма островных дуг. М.: Наука, 1987. 238 с.

Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги. М.: Наука, 1992. 528 с.

Позднекайнозойская палеоклиматическая запись в осадках оз. Байкал (по результатам исследования 600-метрового керна глубоководного бурения) // Геология и геофизика. 2000. Т. 41, № 1. С. 3–32.

Поль И.Р., Хесс Ю.С., Кобер Б., Борсук А.М. Происхождение и петрогенезис миоценовых трахириолитов (А-тип) из северной части Большого Кавказа // Магматизм рифтов и складчатых поясов. М.: Наука, 1993. С. 108–125.

Поляк Б.Г. Тепломассопоток из мантии в главных структурах земной коры. М.: Наука, 1988. 192 с.

Поляк Б.Г., Каменский И.Л., Прасолов Э.М. и др. Изотопы гелия в термоминеральных водах Приэльбрусья: Ареал новейшего магматизма // XIV симпоз. по геохимии изотопов, 19–21 окт., 1995. М.: ГЕОХИ, 1995. С. 165–166.

Поляк Б.Г., Мелекесцев И.В. К оценке геоэнергетического эффекта новейшего вулканизма островных дуг // Геотектоника. 1979. № 1. С. 36–47.

Поляк Б.Г., Мелекесцев И.В. Продуктивность вулканов // Вулканология и сейсмология. 1990. № 5. С. 22–37.

Поляк Б.Г., Смирнов Я.Б. Связь глубинного теплового потока с тектоническим строением континентов // Геотектоника. 1968. № 4. С. 3–19.

Сеге П. Ортогональные многочлены. М.: Физматгиз, 1962. 500 с.

Селезнев М.Г., Собисевич А.Л. Современные методы механико-математического моделирования геофизической среды / ГНТП "Глобальные изменения природной среды и климата". М.: ГНИЦ ПГК (МФ). 1996. 140 с.

Селянгин О.Б. Эволюция кальдерного комплекса, цикличность и направленность вулканического процесса в Карымской группе вулканов, Камчатка // Вулканизм и геодинамика. М.: Наука, 1977. С. 187–201.

Селянгин О.Б. Петрогенезис базальт-дацитовой серии в связи с эволюцией морфоструктур. М.: Наука, 1987. 148 с.

Селянгин О.Б., Брайцева О.А., Егорова И.А. и др. Геологические и тефрохронологические исследования современного вулкана // Проблемы глубинного магматизма. М.: Наука, 1979. С. 31–49.

Селянгин О.Б., Пономарева В.В. Строение и развитие Гореловского вулканического центра, Южная Камчатка // Вулканология и сейсмология. 1999. № 2. С. 3–24.

Сергеев К.Ф. Геологическое строение и развитие района северной группы Курильских островов. М.: Наука, 1966.

Сидоров С.С. Активизация вулкана Эбеко в 1963–1964 гг. и эволюция его гидротермальной деятельности в предшествующий период // Бюл. вулканол. станций. 1966. № 40. С. 61–69.

Синяков В.И. Основы теории рудогенеза. Л.: Недра, 1987. 188 с.

Сирин А.Н. О соотношении центрального и ареального вулканизма. М.: Наука, 1968. 196 с.

Скрипко К.А., Филькова Е.М., Храмова Г.Г. Состояние вулкана Эбеко летом 1965 г. // Бюл. вулканол. станций. 1966. № 42. С. 42–55.

Слезин Ю.Б. Влияние свойств магмы на характер извержения: (Результаты численного эксперимента) // Вулканология и сейсмология. 1994. № 4–5. С. 121–127.

Слезин Ю.Б., Ковалев Г.Н., Гребзды Э.И., Чеглецова Е.А. Об активности вулкана Малый Семячик // Бюл. вулканол. станций. 1971. № 39. С. 37–39.

Собисевич А.Л. Мониторинг слоистых неоднородных сред. М.: ОИФЗ РАН, 2001. 354 с.

Собисевич Л.Е., Милюков В.К., Собисевич А.Л. Механико-математический мониторинг магматических структур вулкана Эльбрус. М.: ОИФЗ РАН, 2001. С. 223–249.

Собисевич Л.Е., Собисевич А.Л. Волновые процессы и резонансы в геофизике. М.: ОИФЗ РАН, 2001. 297 с.

Собисевич Л.Е., Шумейко В.И., Селезнев М.Г. и др. Локальные резонансы в слоистых средах. М.: ОИФЗ РАН, 2000. 178 с.

Соболев Г.А. Изучение образования и предвестников разрыва сдвигового типа в лабораторных условиях // Поиск предвестников землетрясений. М.: ОИФЗ РАН, 1978. С. 86–99.

Собственные колебания Земли / Пер. с англ. А.С. Левшина, Б.Н. Перцева; Под ред. В.Н. Жаркова. М.: Мир, 1964. 315 с.

Соловьев С.П. Геолого-петрографический очерк верховьев р. Ирик (юго-восточное подножие Эльбруса) // Изв. Гл. геол.-развед. упр. 1931. Т. 50, вып. 18.

Солоненко В.П. Палеосейсмогеология // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1973. № 9. С. 3–16.

Справочник по свойствам, методам анализа и очистке воды. Киев: Наук. думка, 1980. Ч. 1. 680 с.

Станкевич Е.К. Новейший магматизм Большого Кавказа. Л.: Недра, 1976. 232 с.

Стеллер Г.В. Описание земли Камчатки (по первому изданию: Франкфурт; Лейпциг, 1774. Нем.). Петропавловск-Камчатский: СЭТО-СТ, 1999. 288 с.

Степанов В.В., Фаустова Е.Ф. Микроэлементный состав вод озера Курильского // Комплексные исследования озера Курильского (Южная Камчатка). Владивосток, 1986. С. 144–145.

Схиртладзе Н.Н. Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси, 1958. 368 с.

Таран Ю.А. Геохимия геотермальных газов. М.: Наука, 1989. 178 с.

Тарарин И.А., Леликов Е.П., Итая Т. Плейстоценовый подводный вулканизм восточной части Курильской глубоководной котловины (Охотское море) // Докл. РАН. 2000. Т. 371, № 3. С. 366–370.

Таусон Л.В., Гундобин Г.М., Зорина Л.Д. Геохимические поля рудно-магматических систем. Новосибирск: Наука, 1989.

Тимербаева К.М. Петрология Ключевских вулканов на Камчатке. М.: Наука, 1967. 207 с.

Титчмарш Е. Разложения по собственным функциям, связанные с дифференциальными уравнениями второго порядка. М.: Изд. иностр. лит., 1960. 234 с.

Токарев П.И. Извержения и сейсмический режим вулканов Ключевской группы. М.: Наука, 1966. 117 с.

Токарев П.И. Долгосрочный прогноз извержений вулканов // Вулканология и сейсмология. 1979. № 3. С. 77–90.

Токарев П.И. Прогноз побочного извержения вулкана Ключевской в марте 1983 г. // Там же. 1983. № 5. С. 3–8.

Токарев П.И. Извержения и сейсмический режим Карымского вулкана в 1965–1986 гг. // Там же. 1989. № 2. С. 3–13.

Токарев П.И., Фирстов П.П. Сейсмологические исследования вулкана Карымского // Бюл. вулканол. станций. 1967. № 43. С. 9–22.

Токарев П.И., Фирстов П.П. Извержение вулкана Карымского в 1970–1973 гг. // Вулканизм островных дуг. М.: Наука, 1977. С. 65–76.

Токарев П.И., Фирстов П.П., Лемзиков В.К. Сейсмологические исследования на вулкане Карымском в 1966 г. // Бюл. вулканол. станций. 1969. № 45. С. 21–31.

Толстых М.Л., Наумов В.Б., Бабанский А.Д. и др. Состав расплава и условия кристаллизации андезитов вулкана Шивелуч (Камчатка) по данным изучения включений в минералах // Докл. РАН. 1998. Т. 359, № 5. С. 676–679.

Толстых М.Л., Наумов В.Б., Богоявленская И.В., Кононкова Н.Н. Андезит-дацит-риолитовые расплавы при кристаллизации вкрапленников андезитов вулкана Безымянный, Камчатка // Геохимия. 1999. № 1. С. 14–24.

Толстых М.Л., Наумов В.Б., Гурбанов А.Г. и др. Состав магматических расплавов вулканов Эльбрус и Казбек (Кавказ) по данным изучения включений в минералах // Геохимия. 2001а. № 4. С. 441–448.

Толстых М.Л., Наумов В.Б., Кононкова Н.Н. Состав магм, формировавших дациты вулкана Дикий Гребень (Южная Камчатка) по данным изучения расплавных включений // Там же. 2000. № 10. С. 1116–1121.

Толстых М.Л., Наумов В.Б., Озеров А.Ю., Кононкова Н.Н. Состав магм извержения 1996 г. Карымского вулканического центра (Камчатка) по данным изучения расплавных включений // Там же. 2001б. № 5. С. 498–509.

Углекислые минеральные воды Северного Кавказа / Ред. И.Я. Пантелеев. М.: Изд-во АН СССР, 1963.

Урусов В.С., Таусон В.Л., Акимов В.В. Геохимия твердого тела. М.: ГЕОС, 1997. 500 с.

Ушаков С.В., Фазлуллин С.М. Морфометрические исследования Карымского озера // Вулканология и сейсмология. 1997. № 5. С. 132–141.

Фаворская М.А., Волчанская И.К., Фрих-Хар Д.И. и др. Магматизм Юго-Восточной Камчатки и его связь с процессами тектонической активизации. М.: Наука, 1965. 150 с.

Фазлуллин С.М., Ушаков С.В., Шувалов Р.А. и др. Подводное извержение в кальдере Академии Наук (Камчатка) и его последствия: Гидрологические, гидрохимические и гидробиологические исследования // Вулканология и сейсмология. 2000. № 4. С. 19–32.

Фарберов А.И. Магматические очаги вулканов Восточной Камчатки по сейсмологическим данным. Новосибирск: Наука, 1974. 88 с.

Федоренко С.И. Вулканические образования северо-западного побережья Камчатского залива // Бюл. вулканол. станций. 1969. № 45. С. 56–60.

Федоренко С.И., Скрипко К.А. Вулканы Кроноцкого района на Камчатке // Вулканы и извержения. М.: Наука, 1969. С. 98–121.

Федоров П.В. Понто-Каспий как возможный страторегион плейстоцена Европы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4, № 6. С. 99–104.

Федоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря. М.: Наука, 1957. 297 с. (Тр. ГИН АН СССР).

Федорченко В.И., Абдурахманов А.И., Родионова Р.И. Вулканизм Курильской островной дуги. Геология и петрогенезис. М.: Наука, 1989. 239 с.

Федотов С.А. Об энергетической классификации Курило-Камчатских землетрясений и проблема магнитуд. М.: Наука, 1972. 116 с.

Федотов С.А. Геофизические данные о глубинной магматической деятельности под Камчаткой и оценка сил, вызывающих подъем магм к вулканам // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 4. С. 5–16; № 5. С. 25–37; № 10. С. 5–23.

Федотов С.А. О входных температурах магм. образований, размерах и эволюции магматических очагов вулканов // Вулканология и сейсмология. 1980. № 4. С. 3–29.

Федотов С.А. О внедрении даек и механизме трещинных извержений // Там же. 1982а. № 6. С. 79–95.

Федотов С.А. Оценка выноса тепла и пирокластики вулканическими извержениями и фумаролами по высоте струй и обломков // Там же. 1982б. № 4. С. 3–28.

Федотов С.А. Расчет питающих каналов и магматических очагов вулканов, имеющих устойчивые размеры и температуру // Там же. 1982в. № 3. С. 3–17.

Федотов С.А. Большие трещинные извержения, их теория: Механизм Толбачинского извержения // Большое трещинное Толбачинское извержение, Камчатка, 1975–1976 гг. М.: Наука, 1984. С. 537–575.

Федотов С.А. Магматическая питающая система и механизм деятельности Ключевского вулкана // Вулканология и сейсмология. 1993. № 3. С. 23–45.

Федотов С.А. Одновременное извержение двух вулканов Камчатки в январе 1996 г. // Земля и Вселенная. 1996. № 3. С. 60–65.

Федотов С.А. Об извержениях в кальдере Академии Наук и Карымского вулкана на Камчатке в 1996 г., их изучении и механизме // Вулканология и сейсмология. 1997. № 5. С. 3–37.

Федотов С.А., Горельчик В.И., Зобин В.М. и др. Сейсмологические данные о механизме и развитии извержения // Большое трещинное Толбачинское извержение, Камчатка, 1975–1976 гг. М.: Наука, 1984. С. 389–448.

Федотов С.А., Горицкий Ю.А. Тепловой расчет цилиндрических питающих каналов и расхода магм для вулканов центрального типа. Ч. I // Вулканология и сейсмология. 1979. № 6. С. 78–93.

Федотов С.А., Горицкий Ю.А. Тепловой расчет цилиндрических питающих каналов и расхода магмы для вулканов центрального типа. Ч. II // Там же. 1980. № 1. С. 3–15.

Федотов С.А., Горицкий Ю.А. Расчет охлаждения магмы в цилиндрических питающих каналах вулканов при движении магмы и после ее остановки // Там же. 1981. № 1. С. 3–21.

Федотов С.А., Гусев А.А., Чернышева Г.В., Шумилина Л.С. Сейсмофокальная зона Камчатки: (Геометрия, размещение очагов землетрясений и связь с вулканизмом) // Там же. 1985. № 4. С. 91–107.

Федотов С.А., Двигало В.Н., Жаринов Н.А. и др. Извержение вулкана Шивелуч в маеиюле 2001 г. // Там же. 2001. № 6. С. 3–16.

Федотов С.А., Жаринов Н.А., Горельчик В.И. Деформация и землетрясения Ключевского вулкана, модель его деятельности // Там же. 1988. № 2. С. 3–42.

Федотов С.А., Иванов Б.В., Гущенко И.И. и др. Вулканическая деятельность в Курило-Камчатской зоне в 1980–1984 гг. // Там же. 1986. № 2. С. 3–20.

Федотов С.А., Иванов Б.В., Флеров Г.Б. и др. Изучение извержения вулкана Алаид (Курильские острова) в 1981 г. // Там же. 1982. № 6. С. 9–27.

Федотов С.А., Муравьев Я.Д., Иванов В.В. и др. Извержения в кальдере Академии Наук и Карымского вулкана в 1996–1997 гг. и их воздействие на окружающую среду. Новосибирск: СО РАН. НИЦ ОИГГМ, 1998. 350 с. (Глобальные изменения природной среды и климата: Избр. науч. тр. Отд. вып. / Гл. ред. Н.Л. Добрецов, В.И. Коваленко).

Федотов С.А., Озеров А.Ю., Магуськин М.А. Извержение Карымского вулкана в 1998–2000 гг., связанные с ним сейсмические, геодинамические и поствулканические процессы, их воздействие на окружающую среду // Катастрофические процессы и их влияние на природную среду. М., 2002. Т. 1: Вулканизм. С. 117–160.

Федотов С.А., Хренов А.П., Жаринов Н.А. Ключевской вулкан, его деятельность в 1932–1988 гг. и возможное развитие // Вулканология и сейсмология. 1987. № 4. С. 3–16.

Федотов С.А., Хубуная С.А., Жаринов Н.А. и др. Извержения вулканов Шивелуч и Ключевской в 1993 г. и их влияние на окружающую среду // Геология и геофизика. 1995. № 8. С. 117–131.

Федотов С.А., Шумилина Л.С., Чернышева Г.В. Сейсмичность Камчатки и Командорских островов по данным детальных исследований // Вулканология и сейсмология. 1987. № 6. С. 29–60.

Федотов С.А., Энман В.Б., Никитенко Ю.П. и др. Геодезические исследования // Большое трещинное Толбачинское извержение. М.: Наука, 1984. С. 472–513.

Фирсов Л.В. Состав и условия отложения вулканического пепла окрестностей г. Магадан // Бюл. вулканол. станций. 1966. № 41. С. 41–50.

Флеров Г.Б., Овсянников А.А. Вулкан Ушковский // Действующие вулканы Камчатки. М.: Наука, 1991. Т. 1. С. 156–165.

Флоренский И.В. К вопросу о возрасте кальдер Узон и Крашенинникова // Вулканология и сейсмология. 1984. № 1. С. 102–106.

Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.

Фридман А.И., Шашкин В.М., Кучер М.И., Антонова Т.В. Состав свободных газовыделений центральной части Северного Кавказа // Докл. АН СССР. 1980. Т. 251, № 3. С. 702–705.

Хаин В.Е. Крупномасштабная цикличность в тектонической истории Земли // Геотектоника. 2000. № 6. С. 3–14.

Хитаров Н.И., Щукин Ю.К., Сизов А.В. К оценке активности вулкана Эльбрус // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275, № 4. С. 952–984.

Холмовой Г.В., Праслов Н.Д. Вулканические пеплы позднего плейстоцена Русской равнины и их стратиграфическое значение // Верхний плейстоцен и развитие палеолитической культуры в центре Русской равнины: Тез. докл. Воронеж, 1979. С. 50–54.

Холодов В.Н. Геохимические типы питающих провинций континентального блока и их эволюция в истории Земли // Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука. 1981. С. 15–27.

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

Хренов А.П., Двигало В.Н., Кирсанов И.Т. и др. Вулкан Ключевской // Действующие вулканы Камчатки. М.: Наука, 1991. Т. 1. С. 106–153.

Хренов А.П., Пиери Д., Блинков А.Н. и др. Аэрокосмические исследования действующих вулканов Камчатки в 1993–1996 гг. // Исслед. Земли из космоса. 1999. № 6. С. 70–82.

Хубуная С.А., Жаринов Н.А., Муравьев Я.Д. и др. Извержение вулкана Шивелуч в 1993 г. // Вулканология и сейсмология. 1995. № 1. С. 3–19.

Чердынцев В.В., Шитов Ю.В. Избыток Ar^{36} в вулканических и поствулканических газах СССР // Геохимия. 1967. № 4. С. 618–620.

Чернышев И.В., Аракелянц М.М., Лебедев В.А., Бубнов С.Н. K–Ar изотопная систематика и возраст новейшего вулканизма Казбекской вулканической области, Большой Кавказ // Докл. РАН. 1999а. Т. 367, № 6. С. 810–814.

Чернышев И.В., Аракелянц М.М., Лебедев В.А. и др. K–Ar геохронология извержений новейших вулканических центров Казбекской области Большого Кавказа // Рос. журн. наук о Земле. 1999б. Т. 1, № 6. С. 485–492.

Чернышев И.В., Бубнов С.Н., Гольцман Ю.В. и др. Sr–Nd изотопная систематика новейших лав вулкана Эльбрус (большой Кавказ) // Тез. докл. II Всерос. петрограф. совещ. Сыктывкар, 2000. Т. 1. С. 227–229.

Чернышев И.В., Бубнов С.Н., Гольцман Ю.В. и др. Первичная неуравновешенность изотопного состава Sr и Nd в системе порода – вкрапленники (на примере новейших лав вулканов Большого Кавказа) // Тез. докл. XV Симпоз. по геохимии изотопов им. акад. А.П. Виноградова. М., 1998. С. 318–319.

Чернышев И.В., Лебедев В.А., Бубнов С.Н. и др. Этапы магматической активности Эльбрусского вулканического центра (Большой Кавказ): Изотопно-геохронологические данные // Докл. РАН. 2001. Т. 380, № 3. С. 384–389.

Чумаков Н.М. Климатические колебания и биотические события // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 8. С. 30–39.

Шанцер А.Е. Этапы развития палеорельефа // Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука, 1974. С. 58–82.

Шанцер А.Е., Челебаева А.И., Гептнер А.Р. Стратиграфия и корреляция неогеновых отложений хребта Тумрок и некоторых других районов Камчатки // Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки. М.: Наука, 1966. С. 86–98.

Шебалин Н.В. Избранные труды. М.: Акад. горн. наук. 1997. 542 с.

Шевченко В.И., Гусева Т.В., Лукк А.А. и др. Современная геодинамика Кавказа (по результатам GPS измерений и сейсмическим данным) // Изв. РАН Физика Земли. 1999. № 9. С. 3–18.

Шевченко Ю.С. Подводные вулканы Курильской островной дуги. Новосибирск: Наука, 1988. 126 с.

Шеймович В.С. Игнимбриты Камчатки. М.: Недра, 1979. 177 с.

Шеймович В.С. Кайнозойские игнимбриты Южной и Восточной Камчатки: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Владивосток, 1969. 22 с.

Шеймович В.С., Головин Д.И. Возраст кислых вулканитов района Больше-Банных источников // Вулканология и сейсмология. 2003. № 1. С. 21–25.

Шеймович В.С., Карпенко М.И. K–Ar-возраст вулканизма на Южной Камчатке // Там же. 1996. № 2. С. 86–90.

Шеймович В.С., Хацкин С.В. Риодацитовая магматическая формация Юго-Восточной Камчатки // Там же. 1996б. № 5. С. 99–105.

Широков В.А., Иванов В.В., Степанов В.В. О глубинном строении вулкана Карымский и особенностях его сейсмичности по данным локальной сети // Там же. 1988. № 3. С. 71–80.

Шкатова В.К., Арсланов Х.А., Шадрухин А.В. и др. Стратиграфия и возраст хазарских и хвалынских отложений Нижней Волги по данным радиоизотопных и физических методов датирования // Геохронология четвертичного периода: Тез. докл. Всесоюз. совещ. М.: Наука, 1989. С. 35.

Шкатова В.К., Дорофеева Л.А., Прилуцкий Р.Е. Изотопно-кислородная и кальций-магниевая палеотермометрия и палеосоленость Каспия в плейстоцене // Всерос. совещ. по изуч. четвертич. периода: Тез. докл. М., 1994. С. 266–267.

Шолпо В.Н., Рогожин Е.А., Гончаров М.А. Складчатость Большого Кавказа. М.: Наука, 1993. 132 с.

Штебер Э.П. Ледниковые обвалы в истоках Геналдона // Терский сборник. Владикавказ, 1903. Вып. 7. С. 72–81.

Штейнберг Г.С. Замечание к статье М.В. Авдулова "О геологической природе гравитационной аномалии Эльбруса" // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1964. № 4. С. 45–68.

Щербакова Е.М. Древнее оледенение Большого Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1973. 271 с.

Эрлих Э.Н. Восхождение на вулкан Ичинский // Бюл. вулканол. станций. 1958. № 27. С. 51–55.

Эрлих Э.Н. Об эволюции четвертичного вулканизма в зоне срединного хребта Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1960. № 2. С. 77–90.

Эрлих Э.Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973. 243 с.

Эрлих Э.Н., Мелекесцев И.В., Шанцер А.Е. Новейшая тектоника // Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука, 1974. С. 345–368.

Яковлев Л.Е., Поляк Б.Г. Природа изотопно-гелиевой аномалии в Северном Приэльбрусье // Вулканология и сейсмология. 1997. № 6. С. 3–14.

Янке Э., Эмде Ф., Леш Ф. Специальные функции (формулы, графики, таблицы). М.: Наука, 1964. 450 с.

Ярмолюк В.В., Богатиков О.А., Коваленко В.И. Опыт изучения и классификация магматизма в природных катастрофах // Вестн. РАН. 1993. Т. 63, № 9. С. 802–813.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Позднемезозойский-кайнозойский внутриплитный магматизм Азии: (Природа, динамика развития, вулканическая опасность) // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 8. С. 132–141.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Богатиков О.А. Южно-Байкальская горячая точка мантии и ее роль в формировании Байкальской рифтовой области // Докл. АН СССР. 1990. Т. 312, № 1. С. 187–191.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г. Внутриплитная позднемезозойская-кайнозойская вулканическая провинция Центрально-Восточной Азии – проекция горячего поля мантии // Геотектоника. 1995. № 5. С. 41–67.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: Магматизм и глубинная геодинамика // Там же. 2000. № 5. С. 1–27.

Ярмолюк В.В., Лебедев В.И., Аракелянц М.М. и др. Новейший вулканизм Восточной Тувы: Хронология вулканических событий на основе K–Ar датирования // Докл. РАН. 1999. Т. 368, № 2. С. 244–249.

Ярмолюк В.В., Лебедев В.И., Сугоракова А.М. и др. Восточно-Тувинский ареал новейшего вулканизма Центральной Азии: Этапы, продукты и характер вулканической активности // Вулканология и сейсмология. 2001. № 2. С. 88–96.

Яцковский А.И. "Ледовая фумарола" на Ичинском вулкане // Изв. ВГО. 1958. Т. 90, вып. 1. С. 66–69.

Alekseev A.S. A multidiseiplinary mathematical model of combined foreshock for earthquake prediction research // J. Earthquake Prediction Research. 1993. Vol. 2. N 2. P. 137–150.

Barbery F., Innocenti F., Lirer L. et al. The companion ignimbrite: A major Prehistoric eruption in the Neapolitan Area (Italy) // Bull. Volcanol. 1978. Vol. 41, N 1. P. 10–31.

Bazanova L.I., Pevzner M.M. Khangar – one more active volcano in Kamchatka, Russia // Abstracts of IAVCEI General Assembly, 2000: Exploring volcanoes: Utilization of their resources and mitigation of their hazards. Bali, 2000. P. 117–118.

Belousov A.A. Deposits of the 30 March 1956 directed blast at Bezymianny volcano, Kamchatka, Russia // Bull. Volcanol. 1996. Vol. 57. P. 649–662.

Belousov V.V., Rogozhin E.A. A mechanism of irregular holomorphic folding of the Great Caucasus // Edwin Sherbon Hills pathways in geology. Carlton: Blackwell, 1988. P. 345–352.

Bollettino della Societa Geologia Italiana. Napoli, 1951. Vol. 69, fasc. 11. 115 p.

Brace W.E., Paulding B.W., Scholz C. Dilatancy in the fracture of crystal-line rocks // J. Geophys. Research. 1966. Vol. 71. N 16. P. 3939–3952.

Bradley R.S. The explosive volcanic eruption signal in Northern Hemisphere continental temperature records // Climate Change. 1988. Vol. 12. P. 221–243.

Braitseva O.A., Melekestsev I.V., Ponomareva V.V., Sulerzhitsky L.D. The ages of calderas, large explosive craters and active volcanoes in the Kuril-Kamchatka region, Russia // Bull. Volcanol. 1995. Vol. 57. P. 383–402.

Braitseva O.A., Ponomareva V.V., Sulerzhitsky L.D. et al. Holocene key-marker tephra layers in Kamchatka, Russia // Quaternary Res. 1997. Vol. 47, N 2. P. 125–139.

Caldeira K.J., Rampino M.R. Deccan volkanism, greenhouse warming, and the Cretaceous / Tertiary boundary // Geological Society of America, Spec. Pap. 1990. Vol. 247. P. 117–123.

Carta geologica d'Italia. Scala 1:100 000. I. D'Ischia-Napoli. Foglio 183–184. Roma, 1961.

Catalogue of active volcanoes of the World including solfatara fields. Pt. 1–21. Napoli; Rome, 1951–1965.

Catalogue of the active volcanoes of the World including solfatara fields. Pt. 17. Turkey and Caucasus. Roma, 1964. 24 p.

Catalogue of the active volcanoes of the World including solfatara fields. Pt. 18. Italy. Roma, 1965. 72 p.

Chandler M., Rind D. The role of ocean heat transport in past climates and implications for paleoclimate: Funnier climate analogies. 1992. 10 p. (Abstr. XXIX Intern. Geol. Congr.; Vol. 1).

Chappell B.W., White A.J.R. Two contrasting granite types // Pacif. Geol. 1974. Vol. 8. P. 173–174.

Charlson R.J., Lovelock J.E., Andreae M.O., Warren S.G. Oceanic phytoplankton, atmospheric sulfur, cloud albedo and climate // Nature. 1987. Vol. 326, N 6114. P. 655–661.

Condie K.C. Plate tectonics and crustal evolution. 2nd ed. N.Y. etc.: Pergamon press, 1982. 310 p.

Condie K.C. Plate tectonics and crustal evolution. 3rd ed. Oxford: Pergamon press, 1989.

Crandell D.R., Miller C.D., Glicken H.X. et al. Catastrophic debris avalanche from Mount Shasta volcano, California // Geology. 1984. Vol. 12. P. 143–146.

Creager J.S., Scholl D.W. et al. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): U.S. Gov. print. office, 1973. Vol. 19. 913 p.

Dai J., Mosley-Thompson E., Thompson L.G. Ice core evidence for an explosive tropical volcanic eruption 6 years preceeding Tambora // J. Geophys. Res. 1991. Vol. 96, N D9. P. 17361–17366.

Dansgaard W., Clausen H.B., Gundestrup N. et al. A new Greenland deep ice core // Science. 1982. Vol. 218. P. 1273–1277.

Dansgaard W., Johnsen S.F., Reeh N. et al. Climatic changes, Norsemen and modern man // Nature. 1975. Vol. 255. P. 24–28.

Delmas R.J., Kirchner S., Palais J.M., Petit J.R. 1000 years of explosive volcanism recorded at the South Pole // Tellus. 1992. Vol. 44B. P. 335–350.

Donnelly-Nolan J.M., Champion D.E., Miller C.D. et al. Post – 11000 year volcanism at Medicine Lake volcano, Cascade Range, Northern California // J. Geophys. Res. 1990. Vol. 95, N 812. P. 19693–19704.

Fazlullin S.M., Shuvalov R.A., Karpov G.A., Ushakov S.V. Subaqueous eruption from Karymsky Lake (Kamchatka) and its effects // Crater lakes, terrestrial degassing and hyper-acid fluids in the environment: Chapman conf.: Abstracts, Sept. 4–9, 1996. Crater Lake (Ore.), 1996. P. 51–52.

Fouillac C., Michard G. Sodium/litium ratio in water applied to geothermometry of geothermal reservoirs // Geochemics. 1981. Vol. 10. P. 55–70.

Fournier R.O., Potter R.W., II. A magnesium correction for the Na–K–Ca geothermometer // Geochim. et cosmochim. acta. 1979. Vol. 43. P. 1543–1550.

Fournier R.O., Trusdell A.H. An empirical Na–K–Ca chemical geothermometer for natural waters // Ibid. 1973. Vol. 37. P. 1255–1275.

Foxworthy B.L., Hill M. Volcanic eruptions of 1980 at Mount St.Helens – the first 100 days. Wash. (D.C.), 1982. 1249 p. (U.S. Geol. Surv. Profess. Pap.).

Frost B.R., Barnes G.G., Collins W.J. et al. A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrol. 2001. Vol. 42, N 11. P. 2033–2048.

Furumoto A.S. Geothermal exploration of the Island of Hawaii // Bull. Jap. Geothermal Energy Assoc. 1975. Vol. 12. P. 29–30.

Global catastrophes in Earth history / Ed. V. Sharpton, P. Ward, T. Burke. Wash. (D.C.), 1990. 631 p. (Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.; N 247).

Gonzales-Ferran O., Munizaga F., Moreno H. Sintesis de la evolucion volcanica de isla Decepcion y la erupcion de 1970 // INACH Ser. Cient. Santiago, 1971. Vol. 11, N 1. P. 1–14.

Greenstone belts / ed. M.J. Wit, L.D. Ashwal. Oxford: Clarendon press, 1997. 809 p.

Growley T.J., Criste T.A., Smith N.R. Reassessment of the Crete (Greenland) ice core acidity/volcanism link to climate change // Geophys. Res. Lett. 1993. Vol. 20. P. 209–212.

Grun R. Alpha dose attenuation in thin layers // Ancient Thin Layecs. 1987. Vol. 5, N 3. P. 6–8.

Grun R. Electron spin resonance (ESR) dating // Quatern. Intern. 1989. N 1. P. 65–109.

Grun R., Brumby S. The assessment of errors in the past radiation doses extrapolated from ESR/TL dose response data // Radiat. Meas. 1994. N 23. P. 307–315.

Grun R., Tani A., Gurbanov A. et al. A new method for the estimation of cooling and denudation rates using paramagnetic centers in quartz: A case study on the Eldzhurtinskiy Granite, Caucasus // J. Geophys. Res. 1999. Vol. 104. P. 17531–17549.

Hammer C.U. Past volcanism revealed by Greenland ice sheet impurities // Nature. 1977. Vol. 270. P. 82–86.

Hammer C.U., Clausen H.B., Dansgaard W. Greenland ice sheet evidence of Post-Glacial volcanism and its climatic impact // Ibid. 1980. Vol. 288. P. 230–235.

Hansen W.R. Effects of the earthquake of March 27, 1964 at Anchorage. Alaska. Wash. (D.C.), 1965. 112 p. (U.S. Geol. Surv. Profess. Pap.; N 542-A).

Harland W.B., Armstrong R.L., Cox A.V. et al. The magnitostratigraphic time scale 1989 // A geologic time scale. Cambridge: Cambridge Univ. press, 1990. 185 p.

Harrison J.C. Cavity and topographic effects in tilt and strain measurement // J. Geophys. Res. 1976. Vol. 81, N 2. P. 319–328.

Herd D.G. Comite de Estudios Vulcanologicos: The 1985 Ruiz volcano disaster // EOS. Trans. Amer. Geophys. Union. 1986. Vol. 67. P. 457–460.

Hess J.C., Lippolt H.J., Borsuk A.M. The Neogene volcanism of the Northern Great Caucasus isotope and age studies on riftrelated alkali rhyolites // Neus Jb. Miner. Abh. 1986. Bd. 156. S. 63–80.

Hess J.C., Lippolt H.J., Gurbanov A.G., Michaloski I. The cooling history of the Late Pliocene Eldzhurtinskiy granite (Caucasus, Russia) and the thermochronological potential of grain-size/age relationships // Earth and Planet. Sci. Lett. 1993. Vol. 117. P. 393–406.

Heys J., Ninkovich D. North Pacific deep-sea ash chronology and age of present aleutian underthrusting // Geol. Soc. Amer. Mem. 1970. Vol. 121. P. 231–250.

Hofman A.W. Mantle geochemistry: The message from oceanic volcanism // Nature. 1997. Vol. 385, N 16. P. 219–229.

Ikeya M. New application of electron spin resonance dating, dosimetry and microscopy. Singapore etc.: World Scientific, 1993. 500 p.

Ivanov V., Taniguchi H., Dvigalo V., Goto A. Explosive volcanism of Kamchatka // Proc. Center Northeast Asian Stud. Tohoku Univ. 2000. Vol. 4. P. 173–206.

Izett G.A. The Bishop ash bed and some older compositionally similar ash beds in California, Nevada, and Utah. Wash. (D.C.), 1982. (US geol. Surv. Open File Rep.; N 82-582).

Izett G.A., Wilcox R.E., Borchardt G.A. Correlation of a volcanic ash bed in Pleistocene deposits near Mount Blanco, Texas with the Guaje Pumice bed of the Jemez Mountains, New Mexico // Quatern. Res. 1972. Vol. 1. P. 554–578.

Javoy M., Pineau F. Delorme H/carbon and nitrogen isotopes in the mantle // Chem. Geol. 1986. Vol. 57, N 1/2. P. 41–62.

Jibson R.W., Prentice C.S., Borissoff B.A. et al. Some observations of landslides triggered by the 29 April 1991 Racha earthquake, Republic of Georgia // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1994. Vol. 84, N 4. P. 963–973.

Joursel J., Barkov N.J. Global change over the last climate cycle from Vostok ice core record Antarctica // Quatern. Intern. 1989. N 2. P. 15–24.

Karpov G.A., Muravyev Ya.D., Shuvalov R.A. et al. Subaqueous eruption from the caldera of Akademii Nauk volcano on January 2–3, 1996 // Current research on volcanic lakes: Newsletter of the IAVCEI Comission on Volcanic Lakes. Washington: Smithsonien Institution. 1996. N 9. P. 15–21.

Keller J. Quaternary tephrochronology in the Mediterranean Region // Tephra studies: Proc. NATO Adv. Study Inst. Tephra Stud. Tool Quatern. Res. Reykjavik, 1980. P. 227–245.

Kelly P.M., Sear C.B. The formulation of Lamb's dust veil index // Atmospheric effects and potential climatic impact of the 1980 eruption of Mount St. Helens. Huston (Tex.), 1982. P. 293–298. (NASA Conf. Publ.; N 2240).

Kharaka Y.K., Marner R.H. Chemical geothermomethers and their application to formation waters from sedimentary basins // Thermal history of sedimentary basins, methods and case histories. N.Y.: Springer, 1989. P. 99–117.

Khrenov A. Airborne remote sensing of the active Kamchatka volcanoes from thelaboratory planes An-30, An-24, Tu-154 and Il-18 in 1993–1995 // Intern. airborne remote sensing conf. and exhibition. San Francisco, 1996b. Vol. 1. P. 481–489.

Khrenov A.P., Pieri D.C., Blinkov A.N. et al. Airborne remote sensing of active volcanoes in Russia in 1993–1996 // Trirteenth Intern. conf. workshops applied geologic remote sensing (ERIM). Vancouver, 1999. P. 70–78.

Kopaev A., Milyukov V., Yushkin V. Geodynamical investigation program in Baksan canyon area // Geodesy and physics of the Earth. N.Y.: Springer, 1993. P. 50–52.

Kral J., Gurbanov A.G. Apatite fission track data from the Great Caucasus pre-Alpine basement // Chem. Erde. 1996. Vol. 56. P. 177–192.

Krivan P., Rozsavolgyi J. Andezittufit veretaszint a magyarroszagi felsapleistocen (rissi) laszszelvengekbol // Foldt. kozlony. 1964. Vol. 94, N 2.

La Marche V.C., Hirschboeck K.K. Frost rings in trees as records of major volcanic eruptions // Nature. 1984. Vol. 307. P. 121–126.

Lamb A.H. Volcanic dust in the atmosphere // Philos. Trans. Roy. Soc. London B. 1970. Vol. 266. P. 425–533.

Lamb A.H. Update of the chronology of assessments of the volcanic dust veil index // Climate Monit. 1983. N 12. P. 79–90.

Langway C.C., Jr., Clausen H.B., Hammer C.U. An inter-hemispheric time-marker in ice cores from Greenland and Antarctica // Ann. Glaciol. 1988. Vol. 10. P. 102–108.

Langway C.C., Jr., Osada K., Clausen H.B. et al. New chemical stratigraphy over the last millennium for Byrd Station, Antarctica // Tellus. 1994. Vol. 46B. P. 40–51.

Langway C.C., Jr., Osada K., Clausen H.B. et al. A 10-century comparison of prominent bipolar volcanic events in ice cores // J. Geophys. Res. 1995. Vol. 100, N D8. P. 16241–16247.

Larsen G., Gronvold K., Thorarinsson S. Volcanic eruption through a geothermal borehole of Namafiajall, Iceland // Nature. 1979. Vol. 278, N 5706. P. 707–710.

Larson L.R., Olson P. Mantle plumes control magnetic reversal frequency // Earth and Planet. Sci. Lett. 1991. Vol. 107. P. 437–447.

Laurent M., Falgueres C., Bahain J.J. et al. ESR dating of quartz extracted from Quaternary Neogene sediments: Method, potential and actual limits // Quatern. Geochronol. 1998. Vol. 17. P. 1057–1062.

Ledbetter M.T., Sparks R.S.J. Duration of large-magnitude explosive eruptions deduced from graded bedding in deep-sea ash layer // Geology. 1979. Vol. 7. P. 240–244.

Legrand M., Delmas R.J. A 220 year continuous record of volcanic H_2SO_4 in the Antarctic ice sheet // Nature. 1987. Vol. 328. P. 671–676.

Lipman P.W., Bogatikov O.A., Tsvetkov A.A. et al. 2.8 Ma ash-flow caldera at Chegem River in the Northern Caucasus Mountains (Russia), cotemporaneous granites, and associated ore deposits // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 1993. Vol. 57. P. 85–124.

Lirer L., Pescatore T., Booth B., Walker G.P.L. Two plinian pumice-fall deposits from Somma-Vesuvius, Italy // Bull. Geol. Soc. Amer. 1973. Vol. 84. P. 759–772.

Lovernstern J.B. Dissolved volatile concentrations in an ore-forming magma // Geology. 1994. Vol. 22. P. 893–896.

Marty B., Tolstikhin I.N. CO_2 fluxes from mid-ocean ridges, arcs and plumes // Chem. Geol. 1998. Vol. 145, N 3/4. P. 233–248.

Maruyama S. Plume tectonics // J. Geol. Soc. Jap. 1994. Vol. 100, N 1. P. 24–49.

Maruyama S., Liou J.G. Initiation of ultrahigh-pressure metamorphism and its significance on the Proterozoic-Phanerozoic boundary // Island Arc. 1998. Vol. 7. P. 6–35.

Matsumoto A., Kobayashi T. K–Ar age determination of late Quaternary volcanic rocks using the "mass fractionation correction procedure": Application to the Younger Ontake volcano, Central Japan // Chem. Geol. 1995. Vol. 125. P. 123–135.

McCoy F.W. Areal distribution redeposition and mixing of tephra within deep-sea sediments of the eastern Mediterranean Sea // Tephra studies: Proc. NATO Adv. Study Inst. Tephra Stud. Tool Quatern. Res. Reykjavik, 1980. P. 71–73.

Melekestsev I.V., Braitseva O.A., Ponomareva V.V. Prediction of volcanic hazards on the basis of the study of dynamics of volcanic activity in Kamchatka // Volcanic hazards assessment and monitoring. B.; Tokyo: Springer, 1989. P. 10–35. (IAVCEI Proc. in Volcanology; N 1).

Melekestsev I.V., Braitseva O.A., Ponomareva V.V. Taunshits volcano, Eastern Kamchatka: A newly recognized potentially active and hazardous center and its past catastrophic eruptions // Colima volcano Sixth Intern. meeting., Univ. Colima, Jan. 26–30, 1998. Colima, 1998.

Minakami T. Fundamental research for predicting volcanic eruptions. Pt. 1. Earthquakes and crustal deformations originating from volcanic activity // Bull. Earthquake. Res. Inst. 1960. Vol. 38. P. 497–544.

Mitchell J.M , Jr. A preliminary evaluation of atmospheric pollution as a cause of the global temperature fluctuation of the past century // Global effects of environmental pollution / Ed. S.F. Singer. Dordrecht: Reidel, 1970. P. 139–155.

Moore J.C., Narita H., Maeno N. A continious 770-year record of volcanic activity from East Antarctica // J. Geophys. Res. 1991. Vol. 96. P. 17353–17359.

Nakagawa M., Ishizuka Y., Kudo T. et al. Tyatya volcano, southwestern Kuril Arc: Recent eruptive activity inferred from widespread tephra // Island Arc. 2002. Vol. 11. P. 236–254.

Nappi G. Phreatomagmatic eruptions at Lipari and in the Phlegraen Fields // IAVCEI Symp. arc volcanism: Abstracts. Tokyo, 1981. P. 255–256.

Ninkovich D., Heezen B.C. Santorini tephra // Colston Pap. 1965. Vol. 17. P. 413–452.

Nye J.F. Correction factor for accumulation measured by the thickness of the annual layers in an ice sheet // J. Glaciol. 1963. N 4. P. 785–788.

Parra E., Cepeda H. Volcanic hazard maps of the Nevado del Ruiz volcano, Colombia // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 1990. Vol. 42. P. 117–127.

Petit J.R., Jouzel J., Raynau D. et al. Climate and atmospheric history of the past 420 000 years from the Vostok ice core, Antarctica // Nature. 1999. Vol. 399. P. 429–436.

Petit J.R., Mounier L., Jouzel J. et al. Paleoclimatological and chronological implications of the Vostok core dust record // Ibid. 1990. Vol. 343, N 6253. P. 56–58.

Philip H., Cisternas A., Gvishiani A., Gorshkov A. The Caucasus: An actual example of the initial stages of continental collision // Tectonophysics. 1989. Vol. 161. P. 1–21.

Pieri D.C., Khrenov A.P., Droznin V. et al. The 1993 airborne multispectral thermal infrared survey of volcanoes on the Kamchatka Peninsula, Russia // EOS. Trans. Amer. Geophys. Union. 1995a.

Pieri D.C., Khrenov A.P., Miller T.P. et al. The first airborne multispectral thermal infrared survey of volcanoes on the Kamchatka Peninsula, Russia // Ibid. 1995b.

Pieri D.C., Khrenov A.P., Miller T.P. et al. Joint effort results in first TIMS survey of Kamchatka volcanoes // Ibid. 1997. Vol. 78, N 12.

Pierson T.C., Janda R.J., Thouret J.-C., Borrero C.F. Perturbation and melting of snow and ice by the 13 November 1985 eruption of Nevado del Ruiz, Columbia, and consequent mobilization, flow and deposition of lahars // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 1990. Vol. 41. P. 17–66.

Pineau F., Javoy M. Carbon isotopes and concentrations in mid-ocean ridge basalts // Geochimet. cosmochim. acta. 1983. Vol. 46. P. 371–379.

Polyak B.G., Tolstikhin I.N., Yakovlev L.E. et al. Helium isotopes, tectonics and heat flow in the Northern Caucasus // Ibid. 2000. Vol. 64, N 11. P. 1925–1944.

Ponomareva V.V., Dirksen O.V., Sulerzhitsky L.D. Eruptive history of Dikiy Greben volcano – the largest Holocene extrusive edifice in Kamchatka, Russia: Abstr. Intern. Workshop on Volcanoes Commemorating the 50th Anniversary of Mt. Showa. Shinzan, 1995. 159 p.

Ponomareva V.V., Pevzner M.M., Melekestsev I.V. Large debris avalanches and associated eruptions in the Holocene eruptive history of Shiveluch volcano, Kamchatka, Russia // Bull. Volcanol. 1998. Vol. 59, N 7. P. 490–505.

Porter S.C. Pattern and forcing of Northern Hemisphere glacier variations during the last millennium // Quatern. Res. 1986. Vol. 26. P. 27–48.

Prescott J.R., Huntley D.J., Hutton J.T. Estimation of equivalent dose in thermoluminescence dating: The Australian slide method // Ancient TL. 1993. Vol. 11. P. 1–5.

Prokopenko A.A., Karabanov E.B., Williams D.F. et al. Biogenic silica record of the Lake Baikal response to the climatic forcing during the Brunhes // Quatern. Res. 2000. Vol. 320. P. 1121–1129.

Rampino M.R., Self S. The atmospheric effects of El Chichon // Sci. Amer. 1984. Vol. 250. P. 48–57.

Rampino M.R., Self S. Volcanic winter and accelerated glaciation following the Toba supereruption // Nature. 1992. Vol. 359, N 6390. P. 50–53.

Rampino M.R., Self S., Fairbridge R.W. Can rapid climatic change cause volcanic eruptions? // Science. 1979. Vol. 206. P. 826–829.

Rampino M.R., Self S., Stothers R.B. Volcanic winters // Annu. Rev. Earth. and Planet. Sci. 1988. Vol. 16. P. 73–99.

Rampino M.R., Stother R.B., Self S. Climatic effects of volcanic eruptions // Nature. 1985. Vol. 313, N 6000. P. 272.

Raynaud D. The total gas content in polar ice core // The climatic record in polar ice. Cambridge, 1983. P. 79–82.

Renne P.R., Sharp W.D., Deino A.L. et al. $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating into the historical realm: Calibration against Pliny the Younger // Science. 1997. Vol. 277. P. 1279–1280.

Robock A., Free M.P. Ice cores as an index of global volcanism from 1850 to the present // J. Geophys. Res. 1995. Vol. 100, N D6. P. 11549–11567.

Robock A., Free M.P. The volcanic record in ice cores for the past 2000 years // NATO ASI Ser. 1996. Vol. 141. P. 533–546.

Rose W. Notes on the 1902 eruption of Santa Maria volcano, Guatemala // Bull. Volcanol. 1972. Vol. 36. P. 29–45.

Sano Y., Nakamura Y., Wakita H. et al. Helium-3 emission related to volcanic activity // Science. 1984. Vol. 224. P. 150–151.

Sano Y., Wakita H., Williams S.N. Helium-isotopes systematic at Nevado del Ruiz volcano, Columbia: Implications for the volcanic hydrothermal system // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 1990. Vol. 42. P. 41–52.

Sapper K. Vulkankunde, Englehorn. Stuttgart, 1927.

Sato M., Hansen J.E., McCormick M.P., Pollack J.B. Stratospheric aerosol optical depths, 1850–1990 // J. Geophys. Res. 1993. Vol. 98. P. 22987–22994.

Scuderi L.A. Tree-ring evidence for climatically effective volcanic eruptions // Quatern. Res. 1990. Vol. 34. P. 67–85.

Shimokawa K., Imai N. Simultaneous determination of alteration and eruption ages of volcanic rocks by electron spin resonance // Geochim. et cosmochim. acta. 1987. Vol. 51. P. 115–119.

Simkin T., Siebert L. Volcanoes of the World. 2nd ed. Tucson (Aris.): Geosci. press, 1994. 349 p.

Simkin T., Siebert L., McClelland L. et al. Volcanoes of the World. N.Y.: Van Nostrand Reinhold, 1981. 232 p.

Singer B.S., Wijbrans J.R., Nelson S.T. et al. Inherited argon in a pleistocene andesite lava: $^{40}Ar/^{39}Ar$ incremental-heating and laser-fusion analyses of plagioclase // Geology. 1998. Vol. 26, N 5. P. 427–430.

Slaughter M., Hamil M. Model for deposition of volcanic ash and resulting bentonite // Bull. Geol. Soc. Amer. 1970. Vol. 81. P. 961–968.

Smith R.L., Baily R.A., Ross C.S. Structural evolution of the Valles Caldera, New Mexico and its bearing on the emplacement of ring dikes // US Geol. Surv. Prof. Pap. 1961. N 424-D. P. 145–149.

Sorem R.K. Volcanic ash clusters: Tephra rafts and scavengers // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 1982. Vol. 13, N 1/2. P. 63–71.

Sparks R.S.J. The Santorini eruption and its consequences // Endeavour. N.S. 1979. Vol. 3, N 1. P. 27–31.

Stauffer B., Berner W. CO_2 in natural ice // J. Glaciol. 1978. Vol. 21, N 85. P. 291–300.

Stothers R.B. Mystery cloud of AD 536 // Nature. 1984. Vol. 307, N 5949. P. 344–345.

Stothers R.B., Wolff J.A., Self S., Rampino M.R. Basaltic fissure eruptions, plume heights and atmospheric aerosols // Geophys. Res. Lett. 1986. Vol. 13. P. 725–728.

Streck M.J., Dilles J.H. Sulfur evolution of oxidized arc magmas as recorded in apatite from a porphyry copper batholith // Geology. 1998. Vol. 26, N 6. P. 523–526.

Stuiver M., Reimer P.J. // Radiocarbon. 1993. Vol. 35, N 1. P. 215–230.

Stuiver M., Reimer P.J., Bard E. et al. INTCAL 98 Radiocarbon age calibration 24.000–0 cal B.P. // Ibid. 1993. Vol. 40, N 3. P. 1041–1083.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes // Magmatism in the ocean basins. L., 1989. P. 313–345. (Geol. Soc. Spec. Publ.; Vol. 42).

Szakas A. Redefining active volcanoes: A discussion // Bull. Volcanol. 1994. Vol. 56. P. 321–325.

Taran Yu.A., Hedenquist J.W., Korzhinsky M.A. et al. Geochemistry of magmatic gases from Kudryavy volkano, Iturup, Kuril Islands // Geochim. et cosmochim. acta. 1995. Vol. 59, N 9. P. 1749–1761.

Thunell R., Federman A., Sparks R.S.J., Williams D. The age origin and volcanological significance of the Y-5 ash layer in the Mediterranean // Quatern. Res, 1979. Vol. 12, N 2. P. 241–253.

Tolstykh M.L., Naumov V.B., Babanskii A.D. et al. Chemical composition, trace elements, and volatile components of melt inclusions in minerals from andesites of Shiveluch volcano, Kamchatka // Geochem. Intern. 2000. Vol. 38, suppl. 1. P. S123–S132.

Triep E.G. et al. Active trust front of the Great Caucasus: The April 29, 1991, Racha earthquake sequence and its tectonic implications // J. Geophys. Res. 1995. Vol. 100, N B3. P. 4011–4033.

Turco R.P., Toon O.B., Ackerman T.P. et al. Nuclear winter: Global consequences of multiple nuclear explosions // Science. 1983. Vol. 222. P. 1283–1292.

Vitaliano C.J., Taylor S.R., Farrand W.R., Jacobsen T.W. Tephra layer in Franchthi Cave, Peleponnesos, Greece // Tephra studies: Proc. NATO Adv. Study Inst. Tephra Stud. Tool Quatern. Res. Reykjavik, 1980. P. 373–379.

Voight B. The 1985 Nevado del Ruiz volcano catastrophe: Anatomy and retrospection // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 1990. Vol. 44. P. 349–386.

Volynets O.N., Ponomareva V.V., Braitseva O.A. et al. Holocene eruptive history of Ksudach volcanic massif, South Kamchatka: Evolution of a large magmatic chamber // Ibid. 1999. Vol. 91. P. 23–42.

Wahlen M., Allen D., Deck B. CO_2 concentration in bubble air from 1550 to 1940 AD from the GISP-2 ice core from Central Greenland // Global change and the biogeochemistry of radiactive trace gases: Abstr. 10th Intern symp. of environmental biogeochemistry, Aug. 18–23, 1991. San Francisco (Calif.), 1991. P. 230–231.

Wells D.L., Coppersmith K.J. New empirical relationships among magnitude, rupture length rupture width, rupture area, and surface displacement // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1994. Vol. 84, N 4. P. 974–1002.

Wenzel H.-G. Tidal data processing on a personal computer // Proc. of 12th Intern. symp. on Earth tides. Beijing, 1993. P. 235–244.

Wild M.T., Tabner B.J., Macdonald R. ESR dating of quartz phenocrysts in some rhyolitic extrusive rocks using Al and Ti impurity centers // Quatern. Sci. Rev. 1999. Vol. 18. P. 1507–1514.

Williams D.F., Peck J.A., Karabanov E.B. et al. Lake Baikal record of continental climate response to orbital insolution during the past 5 million years// Science. 1997. Vol. 278. P. 1114–1117.

Williams H., Goles G. Volume of the Mazama ash-fall and the origin of crater lake caldera // Andesite conf. guidebook. Portland, 1968. P. 37–41.

Windley B.F. The evolving continents. 3rd ed. Chichester etc.: Wiley, 1995. 526 p.

Yokoyama Y., Falgueres C., Quaegebeur J.P. ESR dating of quartz from Quaternary sediments: first attempt // Nucl. Tracks. 1985. Vol. 10, N 4/6. P. 921–928.

Zielenski G.A., Maevski H.A., Meeker L.D. et al. Record of volcanism since 7000 B.C. from the GISP2 Greenland ice core and implications for the volcano-climate system // Science. 1994. Vol. 264. P. 948–952.

Zobin V.M., Levina V.I. Rupture history of the January 1, 1996, Ms 6.6 volcanic earthquake preceeding the simultaneous eruption of Karymsky and Akademia Nauk volcanoes in Kamchatka, Russia // J. Geophys. Res. 1998. Vol. 103, N B8. P. 181315–18324.

СПИСОК УСЛОВНЫХ СОКРАЩЕНИЙ НАЗВАНИЙ ИНСТИТУТОВ И УЧРЕЖДЕНИЙ

ГАИШ МГУ	– Государственный астрономический институт имени П.К. Штернберга МГУ имени М.В. Ломоносова
ГИН РАН	– Геологический институт Российской академии наук
ИВ ДВО РАН	– Институт вулканологии Дальневосточного отделения Российской академии наук
ИВГиГ ДВО РАН	– Институт вулканической геологии и геохимии Дальневосточного отделения Российской академии наук
ИГЕМ РАН	– Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук
ИДГ РАН	– Институт динамики геосфер Российской академии наук
ИФЗ РАН	– Ордена Ленина институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН
КОМСП ГС РАН	– Камчатская опытно-методическая сейсмологическая партия геофизической службы РАН
КТГУ	– Камчатское территориальное геологическое управление
МГРИ	– Московский ордена Трудового Красного Знамени геологоразведочный институт
ОИФЗ РАН	– Объединенный институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта Российской академии наук
СахКНИИ	– Сахалинский комплексный научно-исследовательский институт
ФГУП “Кавказгеолсъемка”	– Федеральное государственное унитарное предприятие “Кавказгеолсъемка”

СПИСОК УСЛОВНЫХ СОКРАЩЕНИЙ

ЭВЦ	– Эльбрусский вулканический центр
ТПП	– Транскавказское поперечное поднятие
ЭПР	– Электронный парамагнитный резонанс
ВКДК	– Вулканогенно-кремниево-диатолитовый комплекс
СПС	– Существенно пирокластические стратовулканы
СЛС	– Существенно лавовые стратовулканы

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 6

Глава 1

Вулканическая активность Земли. Влияние вулканизма на природную среду 12

1.1. Важнейшие факторы воздействия вулканизма на природную среду 14
1.2. Вулканическая активность в прошедшем тысячелетии 33
1.3. Вулканические пеплы катастрофических эксплозивных извержений позднего плейстоцена на территории Восточной и Южной Европы 45
1.4. Новейший вулканизм и климат в горном обрамлении озера Байкал 63
1.5. Магматизм, метаморфизм и геодинамика: эволюция, глобальная периодичность и катастрофические явления 84

Глава 2

Новейший $\left(N_2^2 - Q_4\right)$ вулканизм Камчатки 107

2.1. Вулканическая предыстория и критерии выделения этапа новейшего вулканизма 110
2.2. Типы и комплексы вулканических образований 115
2.3. Структурная приуроченность участков новейшего вулканизма, вулканические районы 123
2.4. Особенности проявления вулканизма во времени и пространстве 171
2.5. Новый подход к определению понятия "действующий вулкан" 178
2.6. Долгосрочный прогноз извержений и оценка опасности на основе изучения динамики эруптивной активности вулканов 190
2.7. "Детерминированные" и "случайные" вулканические извержения в XX–XXI веках 210
2.8. Потенциальная опасность от извержений Авачинского вулкана как пример долгосрочного прогноза опасности от извержений декадного вулкана 214

Глава 3

Новейший $\left(N_2^2 - Q_4\right)$ наземный и подводный вулканизм Курильской островной дуги 233

3.1. Вулканическая предыстория и критерии выделения новейшего этапа 233
3.2. Типы и комплексы вулканических образований 238
3.3. Структурная приуроченность наземных и подводных вулканов 252
3.4. Особенности проявления вулканизма во времени и пространстве 290
3.5. Модифицированный предварительный проект списка действующих и потенциально активных вулканов Курил 305
3.6. Долгосрочный прогноз типа, параметров и опасности извержений на основе детальной реконструкции истории и динамики эруптивной активности вулкана Эбеко как прогнозная модель для наиболее характерных вулканических аппаратов Курильских островов 307

Глава 4

Вулканическая опасность на севере Кавказского региона 336

4.1. Геодинамика, тектоника Большого Кавказа, его сейсмичность и новейший вулканизм 336
4.2. Активный вулкан Эльбрус и этапы его геологической истории 351
4.3. Извержения вулкана Эльбрус за последние 10 000 лет и их катастрофические последствия .....
4.4. Проблемы сейсмической и вулканической активизации в пределах Эльбрусского вулканического центра и прогнозируемые последствия 432

Глава 5

Мониторинг наведенных геофизических процессов в гетерогенных структурах вулканов центрального типа как способ изучения их глубинного строения и степени активности 443

5.1. Особенности строения вулканов центрального типа: формирование магматических камер, резонансные структуры 445
5.2. Геодинамические черты района Кавказских Минеральных Вод и Приэльбрусья. Новые геолого-геофизические данные о магматических структурах Эльбрусского вулканического центра..... 452
5.3. Механико-математические модели в задачах мониторинга наведенных волновых процессов в неоднородной геологической среде вулканической постройки 480
5.4. Вулкан Карымский. Сейсмические, геодинамические и поствулканические процессы. Проблемы краткосрочного прогнозирования начала извержения 510
5.5. Прогнозирование извержений вулканов Камчатки в 1972–2002 гг. 543
5.6. Природная катастрофа 1737–1742 гг. на Камчатке как модель будущих региональных катастроф на островных дугах Северо-Западной Пацифики..... 553

Литература 572

Список условных сокращений названий институтов и учреждений 601
Список условных сокращений 602

Научное издание

Новейший и современный вулканизм на территории России

Утверждено к печати
Ученым советом
Института физики Земли
им. О.Ю. Шмидта
Российской академии наук

Зав. редакцией *Н.А. Степанова*

Редактор *И.М. Столярова*
Художник *Ю.И. Духовская*
Художественный редактор *В.Ю. Яковлев*
Технический редактор *В.В. Лебедева*
Корректоры *А.Б. Васильев, Г.В. Дубовицкая*

Подписано к печати 19.04.2005
Формат 70 × 100¹/₁₆. Гарнитура Таймс
Печать офсетная
Усл.печ.л. 49,4 + 2,7 вкл. Усл.кр.-отт. 60,9. Уч.-изд.л. 53,3
Тираж 730 экз. Тип. зак. 4076

Издательство "Наука"
117997, Москва, Профсоюзная ул., 90
E-mail: secret@naukaran.ru
Internet: www.naukaran.ru

Отпечатано с готовых диапозитивов
в ГУП "Типография "Наука"
199034, Санкт-Петербург, 9 линия, 12

АДРЕСА КНИГОТОРГОВЫХ ПРЕДПРИЯТИЙ ТОРГОВОЙ ФИРМЫ "АКАДЕМКНИГА" РАН

Магазины "Книга-почтой"

121099 Москва, Шубинский пер., 6; 241-02-52
E-mail: akadem.kniga@G23.relcom.ru
197345 Санкт-Петербург, ул. Петрозаводская, 76; (код 812) 235-40-64

Магазины "Академкнига" с указанием "Книга-почтой"

690088 Владивосток, Океанский пр-т, 140 ("Книга-почтой");
(код 4232) 45-27-91 antoli@mail.ru
620151 Екатеринбург, ул. Мамина-Сибиряка, 137 ("Книга-почтой"); (код 3433)
50-10-03 KNIGA@SKY.ru
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 298 ("Книга-почтой"); (код 3952) 42-96-20
Aknir@irlan.ru
660049 Красноярск, ул. Сурикова, 45; (код 3912) 27-03-90 AKADEMKNIGA@KRASMAIL.RU
220012 Минск, проспект Ф. Скорины, 72; (код 10375-17) 232-00-52, 232-46-52
117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7; 124-55-00 akadkniga@voxnet.ru; akadkniga@nm.ru;
http://akadkniga.nm.ru
117192 Москва, Мичуринский пр-т, 12; 932-74-79
127051 Москва, Цветной бульвар, 21, строение 2; 921-55-96
113105 Москва, Варшавское ш., 9, Книж. ярмарка на Тульской (5 эт.); 737-03-33,
737-03-77 (доб. 50-10)
117997 Москва, ул. Профсоюзная, 90; 334-72-98 akademkniga@naukaran.ru
630091 Новосибирск, Красный пр-т, 51; (код 3832) 21-15-60 akademkniga@mail.ru
630090 Новосибирск, Морской пр-т, 22 ("Книга-почтой");
(код 3832) 30-09-22 akdmn2@mail.nsk.ru
142290 Пущино Московской обл., МКР "В", 1 ("Книга-почтой"); (код 277) 3-38-80
191104 Санкт-Петербург, Литейный пр-т, 57; (код 812) 272-36-65 ak@akbook.ru
199164 Санкт-Петербург, Таможенный пер., 2; (код 812) 328-32-11
194064 Санкт-Петербург, Тихорецкий пр-т, 4; (код 812) 247-70-39
199034 Санкт-Петербург, Васильевский остров, 9-я линия, 16; (код 812) 323-34-62
634050 Томск, Набережная р. Ушайки, 18; (код 3822) 51-60-36 akademkniga@mail.tomsknet.ru
450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 ("Книга-почтой"); (код 3472) 24-47-74 akademkniga@ufacom.ru
450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49; (код 3472) 22-91-85

Коммерческий отдел, г. Москва
Телефон 241-03-09
E-mail: akadem.kniga@g 23.relcom.ru
akadkniga@voxnet.ru
Склад, телефон 291-58-87
Факс 241-02-77

По вопросам приобретения книг
государственные организации
просим обращаться также
в Издательство по адресу:
117997 Москва, ул. Профсоюзная, 90
тел. факс (095) 334-98-59
E-mail: initsiat @ naukaran.ru
Internet: www.naukaran.ru

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ И ПРОИЗВОДСТВЕННЫЙ ЦЕНТР "ПРИРОДА"

КАРТА СЕЙСМИЧЕСКОГО РИСКА КАВКАЗА ПО ГЕОДИНАМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Масштаб 1:2 500 000

40° 44° 48°

44°

40°

АЗОВСКОЕ МОРЕ

ЧЕРНОЕ МОРЕ

КАСПИЙСКОЕ МОРЕ

Ростов-на-Дону

Ставрополь

Краснодар

Майкоп

Черкесск

Пятигорск

Нальчик

Грозный

Владикавказ

Махачкала

Дербент

Актау

Сухуми

Цхинвали

Кутаиси

ТБИЛИСИ

Рустави

Батуми

Сумгаит

БАКУ

Евлах

Вандазор

ЕРЕВАН

Ханкенди

Нахичевань

оз. Ван

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

ЗОНЫ ВЕРОЯТНОГО ВОЗНИКНОВЕНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

- Разрушительных, M=7,5 и более
- Сильных, M=7,5–6,5
- Ощутимых, M=6,5–5,5
- Слабых, M=5,5–4,5
- Незначительных, M=5,5 и менее

Границы зон вероятного возникновения землетрясений с разной магнитудой

Глубинные разломы

Палеосейсмодислокации

Районы развития (N_1–Q_4) неоген-четвертичного вулканизма с сохранившимися эруптивными аппаратами

Кавминоводский район проявления верхнемиоценового магматизма

Предполагаемая граница коллизионной структуры

ЭПИЦЕНТРЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ С МАГНИТУДОЙ

8,1 и более	8,0–7,1	7,0–6,1	6,0–5,1	5,0 и менее

Рис. 4.13. Сейсмичность и магматизм Кавказа [*Геодинамика...*, 2001]

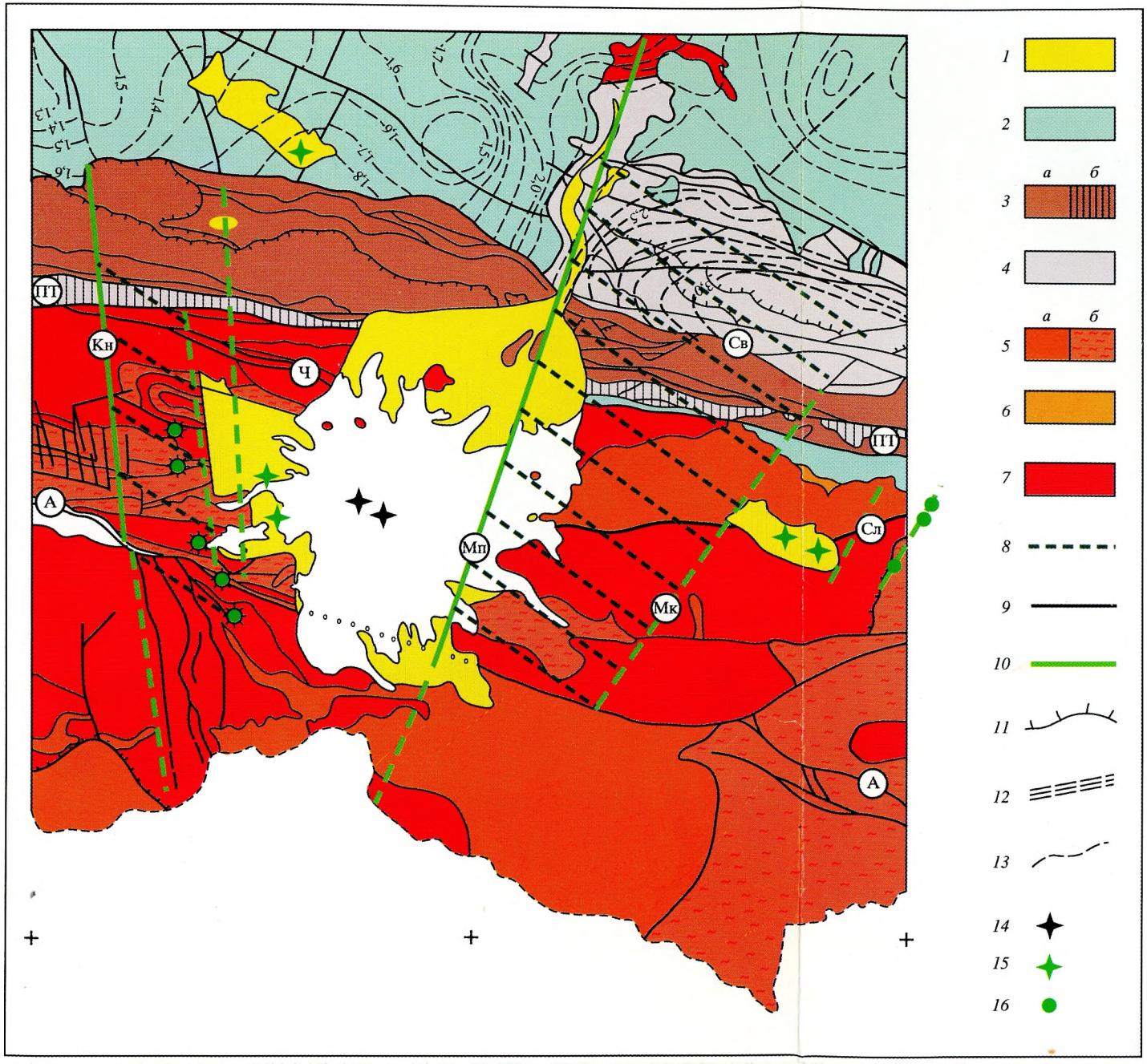


Рис. 4.10. Структурно-тектоническая схема района Эльбрусского вулканического центра (масштаб 1 : 200 000)

Структурно-вещественные комплексы (СВК): *1* – СВК альпийского структурного яруса. Риолиты, риодациты, дациты (Q), *2* – СВК киммерийского структурного яруса. Песчаники, алевролиты, аргиллиты (J_{1-2}). СВК домезозойского структурного яруса, *3* – СВК грабен-синклинария Передового хребта: а) сероцветная (C_{2-3}) и красноцветная (P_1) моласса, осадочно-вулканогенные образования островодужного типа ($D–C_1$), неразделенные, б) кристаллосланцевый метаморфический комплекс (PR_2), *4* – СВК Бесчасынский антиклинальной зоны, осадочно-вулканогенные образования Хасаутской серии (PR_2) и кристаллические сланцы шаукамнысыртской метаморфической серии (PR_2), *5* – СВК горст-антиклинория Главного хребта: а) кристаллические сланцы макерской метаморфической серии (супраструктура), б) мигматит-гнейсовые образования Гондарайского метаморфического комплекса (инфраструктура) (PR_2).

Интрузивные магматические комплексы: *6* – интрузивная фация Эльбрусско-Казбекского комплекса нерасчлененные (N–Q), *7* – малкинский уллукамский и белореченский гранитные комплексы неразделенные (PZ_{2-3}), *8* – участки с устойчивой тенденцией к воздыманию в новейшее время

Разрывные нарушения: *9* – региональные разломы: Св – Северный, ПТ – Пшекиш-Тырныаузский, Сл – Сылтрансутский, Ч – Чемарткольский, А – Адылсутский, *10* – новейшие субмеридиональные: Кн – Кичкиникольский, Мл – Малкинский Мк-Мкярский, *11* – Надвиги, *12* – зоны сопряжения поперечных блоков с различной тенденцией развития, *13* – стратоизогипсы

Вулканические аппараты: *14* – голоценовые, *15* – доголоценовые, *16* – некки и эродированные подводящие каналы

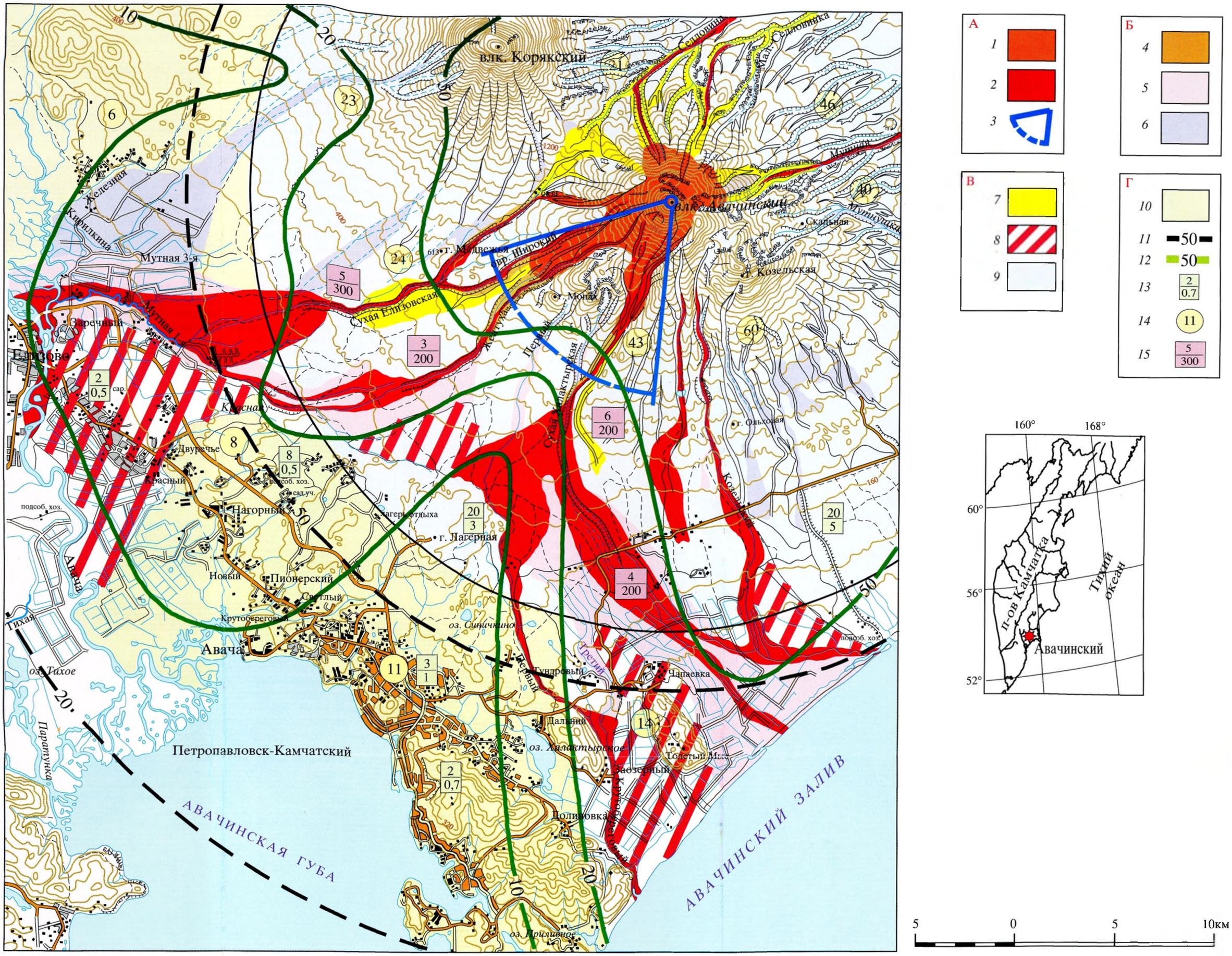


Рис. 2.37. Потенциальная опасность от будущих извержений Авачинского вулкана.

Составили: Л.И. Базанова, О.А. Брайцева, И.В. Мелекесцев, М.Ю. Пузанков. Институт вулканической геологии и геохимии ДВО РАН, 2001 г. Использована топографическая основа карты "Влк. Авачинский, ...", масштаб 1:200 000. г. Хабаровск, 1995 г.

А. Область повышенной опасности при извержениях любой силы с наибольшей частотой воздействия опасных явлений, запретна для хозяйственного освоения: *1* – зона опасности от лавовых и пирокластических потоков, пирокластических волн и раскаленных лавин, *2* – зоны опасности от лахаров, *3* – сектор распространения обвально-взрывных отложений и ударной волны.

Б. Область умеренной опасности с менее частой угрозой в случае сильных извержений, непригодна для хозяйственного освоения или пригодна при определенных рекомендациях: *4* – зоны опасности от пирокластических потоков, *5* – зоны опасности от лахаров, *6* – зоны опасности от грязевых потоков на склонах соседних вулканов.

В. Область пониженной опасности, опасность только в случае редких очень сильных и катастрофических извержений за пределами областей А, Б; пригодна для ограниченного хозяйственного освоения и пребывания людей; *7* – зоны опасности от пирокластических потоков и лахаров, *8* – зоны опасности только от лахаров, *9* – зоны опасности от пирокластических волн, ассоциирующихся с пирокластическими потоками.

Г. Область наименьшей вулканической опасности, отсутствует угроза от лавовых, пирокластических, грязевых потоков и пирокластических волн, следует осваивать в первую очередь: *10* – зоны опасности только от пеплопадов, *11* – изопахиты возможной максимальной мощности тефры (см), *12* – изопахиты наиболее вероятной максимальной мощности тефры (см), *13* – в числителе возможный максимальный размер обломков тефры (см); в знаменателе наиболее вероятный максимальный размер обломков тефры (см), *14* – частота пеплопадов, зафиксированных в разрезах горизонтами тефры, *15* – частота прохождения грязевых потоков в прошлом: в числителе количество лахаров, в знаменателе количество лет

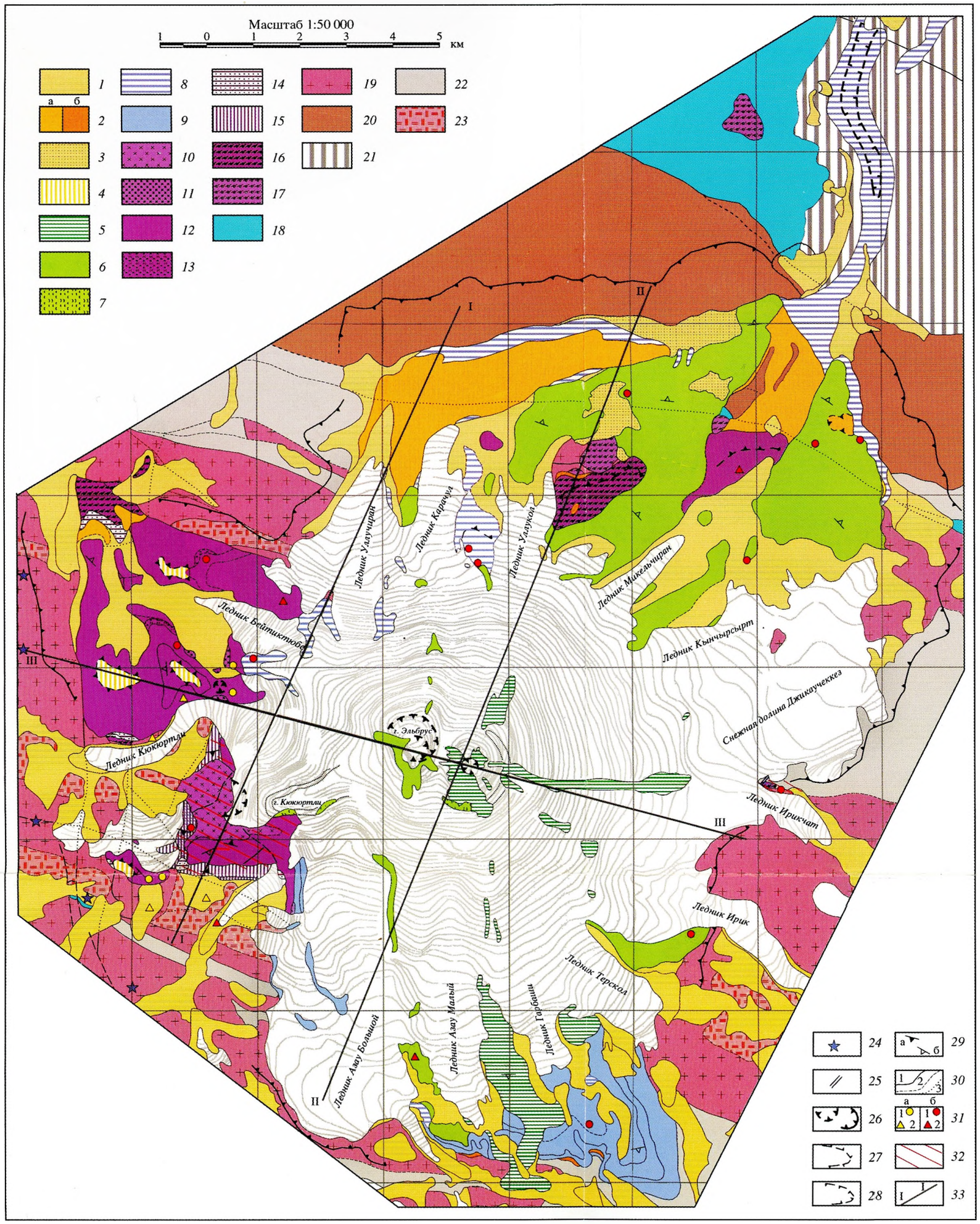


Рис. 4.8. Геологическая карта Эльбрусской вулканической структуры. Составлена В.М. Газеевым, А.Г. Гурбановым, лаборатория петрографии им. А.Н. Заварицкого ИГЕМ РАН, gazeev@igem.ru, gurbanov@igem.ru; компьютерный вариант подготовлен Т.М. Махановой, лаборатория геоинформатики ИГЕМ РАН, tmm@igem.ru

1–2 – Морены и флювиогляциальные отложения: *1* – морены оледенений исторической стадии (н.э.), стадии XIX века и современные, *2а* – позднеплейстоценовых оледенений (вюрм), *2б* – раннесреднеплейстоценовых оледенений (рисс), *3* – отложения подпруженных озер, *4* – поверхности выравнивания с реликтами морены и флювиогляциальных отложений ранне- и средненеоплейстоценовых оледенений, *5–17* – вулканиты: *5–9* – посткальдерный вулканический комплекс: *5–7* – пятая толща (поздний неоплейстоцен-голоцен): *5* – позднеголоценовые лавовые потоки трахидацитового состава, *6* – раннеголоценовые лавовые потоки дацитового и трахидацитового составов, *7* – туфолавы и пемзокластические туфы; *8–9* – четвертая толща (средний–поздний неоплейстоцен): *8* – поздненеоплейстоценовые потоки верховьев р. Малка (Кызылкольский, Малкинский), *9* – средне-поздненеоплейстоценовые лавовые потоки междуречья рр. Уллу-кам, Азау, Гарабаши; *10–17* – кальдерный вулканический комплекс: *10–13* – третья толща (ранний–средний неоплейстоцен): *10* – экструзия Кюкюртли, *11* – мелкие субсогласные экструзивные тела, *12* – лавовые потоки, *13* – туфобрекчии и шлаки; *14–16* – вторая толща (ранний неоплейстоцен): *14* – туфолавы, пемзокластические туфы и пемзы, *15* – лавовые и агломератовые потоки риодацитового состава, 16 – игнимбриты и туфы риодацитового и дацитового составов; *17* – первая толща (поздний плиоцен): туфы и игнимбриты риодацитового состава; *18–23* – породы вулканического цоколя: *18* – раннеюрские гравелиты, кварцевые и аркозовые песчаники, алевролиты; *19–20* – структурно-формационные зоны Скифской плиты: *19* – среднепалеозойские вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы Передового хребта, *20* – кристаллические сланцы Бечасынской СФЗ; *21–23* – вещественные комплексы СФЗ Главного хребта: *21* – позднепалеозойские граниты, *22* – кристаллические сланцы и гнейсы макерской серии, *23* – мигматиты; *24* – некки (магмоподводяшие каналы эродированных вулканических аппаратов), *25* – дайки фельзит-порфиров, *26* – вулканические кратеры, *27* – контуры реликтовых поверхностей выравнивания (денудационного типа), *28* – контуры эрозионных окон, *29* – элементы залегания: а – направление падения пород, б – направление течения потока; *30* – Геологические границы и разрывные нарушения (1 – достоверные, 2 – предполагаемые, 3 – перекрытые); *31* – проявления гидротермальной минерализации (а – магнезитового состава, б – кремнисто-глиноземистого и кремнеземистого состава; 1 – встреченные в коренном залегании, 2 – обломки, незначительно удаленные от коренного источника); *32* – аргилизация; *33* – разрезы по линиям I–I, II–II, III–III