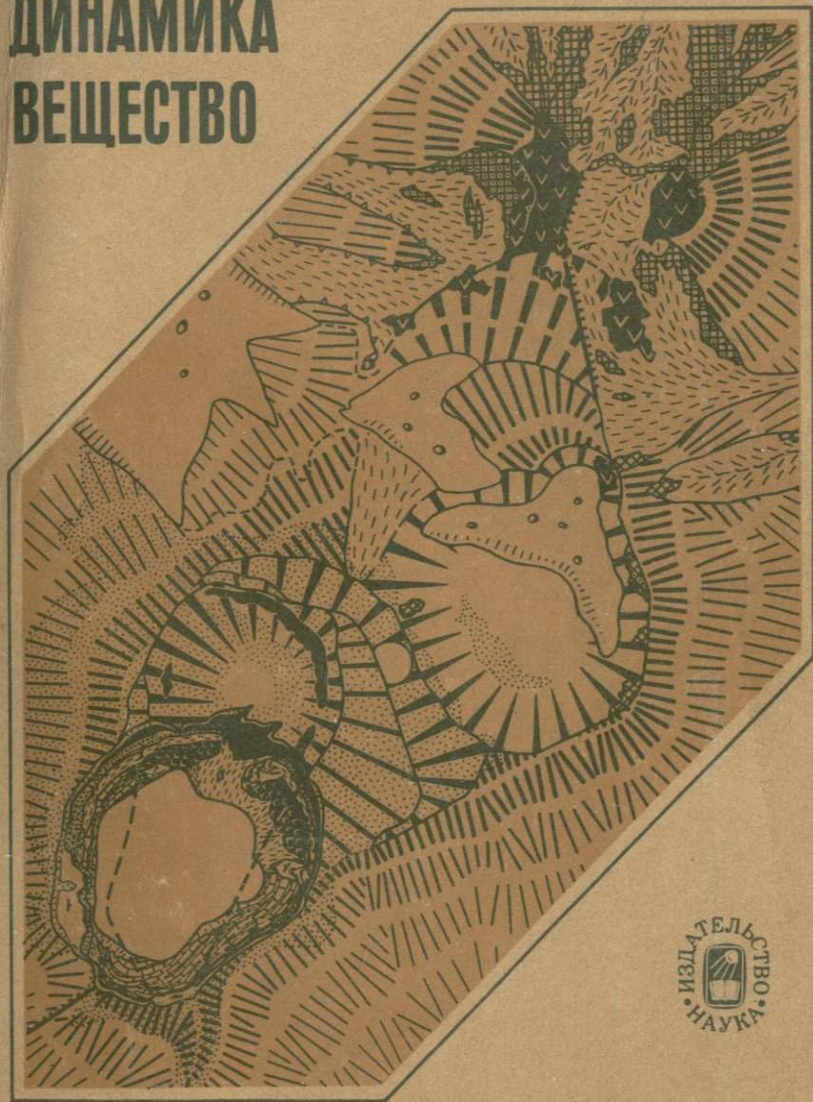


ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ЦЕНТР

СТРОЕНИЕ
ДИНАМИКА
ВЕЩЕСТВО



ИЗДАТЕЛЬСТВО
НАУКА

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТ ВУЛКАНОЛОГИИ

ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ЦЕНТР:

СТРОЕНИЕ ДИНАМИКА ВЕЩЕСТВО

(КАРЫМСКАЯ СТРУКТУРА)

3209



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1980



Вулканический центр: строение, динамика, вещество (Карымская структура). М.: Наука, 1980.

В работе на основании широкого комплекса геолого-структурных стратиграфических и геофизических методов впервые воссоздается детальная история возникновения, развития и современного состояния вулканического центра.

Табл. 39. Ил. 69. Библ. 174 назв.

Ответственный редактор

Ю.П. МАСУРЕНКОВ

Термин "вулканический центр" используется в практике геологических исследований без четких ограничений объема и содержания. Обычно под ним понимается обособленная группа вулканических аппаратов, характеризующаяся некоторой общностью времени, места и состава продуктов извержения. Широким распространением пользуется и другое, узаконенное словарем понимание термина: любой формы и сохранности геологическое образование, указывающее на проявление когда-либо в данном участке вулканической деятельности (Геологический словарь, 1978). Особенно неудачным следует признать второе определение как не очерчивающее понятие в пространственно-временной и генетической категориях.

Поиски генетической ячейки вулканизма, содержащей при минимальных размерах максимум информации об основных закономерностях этого явления, привели к необходимости пересмотреть содержание некоторых вулканологических понятий. Оказалось, что таким генетическим звеном вулканизма, как правило, не является отдельно взятый вулкан, так как в нем обычно не исчерпываются важнейшие свойства вулканизма в широком понимании, такие как структурообразование, корообразование, взаимосвязь разных форм магматизма и генезиса магм, возникновение гидротермальных систем и рудообразование и т.д. Представление о генетических ячейках вулканизма было сформулировано и развито в систему методов их изучения на основе нового содержания, вкладываемого в понятие вулканического центра (Масуренков, Комкова, 1978; Масуренков, 1979).

Вулканический центр — это совокупность вулканов, объединяемых единством локализованного в пространстве и устойчивого во времени эндогенного потока вещества и энергии, генерирующего магму и имеющего структурное воплощение в кольцевом купольно-кальдерном комплексе. Вулканический центр и соответствующая ему изометричная структура являются проекцией на земную поверхность динамической вертикально протяженной системы — термогена, дренирующего глубины Земли и осуществляющего одну из важнейших функций планетогенеза — очаговое корообразование. Как во всякой системе, все компоненты взаимосвязаны и поэтому ограничены в возможностях самостоятельного развития. Тектонические движения, объем и состав магматических пород, флюидальный режим и гидротермальные проявления — все это эндогенные сигналы, отражающие

состояние и взаимосвязь глубинных процессов в недрах термогена. Чтобы понять их сущность и научиться предсказывать место, время, состав и структуру потока вещества и энергии из недр Земли к ее поверхности, т.е. в конечном итоге правильно искать и использовать полезные ископаемые, необходимо, в частности, познать закономерности строения и формирования вулканических центров и связанных с ними кольцевых структур.

Комплексное изучение вулканических центров уже в течение многих лет проводится в Институте вулканологии. Получены первые результаты: освещены геодинамика и рудообразование в Налачевской купольно-кольцевой структуре (Масуренков, Комкова, 1978), детально описан Паужетский долгоживущий центр эндогенной активности (Огородов, Кожемяка и др., 1979), выполнено первое теоретическое обобщение по проблеме вулканических центров и их роли в дифференциации планетного вещества (Масуренков, 1979).

Предлагаемая вниманию читателей книга – монографическое описание следующего вулканического центра Камчатки – Карымского. Это не простое количественное увеличение данных, а систематическое плановое накопление разносторонней информации для обеспечения фактическим материалом наиболее представительной модели термогена в переходной от океана к континенту зоне. Получение новой информации обеспечивается выбором объектов с таким расчетом, чтобы их минимальным количеством охватить наибольшее разнообразие геолого-структурных состояний и вещественных вариаций в переходной зоне. Паужетский центр занимает ключевое положение на соединении курильского и камчатского фрагментов зоны. Налачевская вулканоструктура обеспечила получение сведений о термогене в области крупного поперечного возмущения, напоминающего (но не более) структуру типа Фосса–Магна. Природа поперечной шовной зоны не ясна, тем не менее очевидна ее важнейшая роль в изменении направления и типа складчатости, распределении и интенсивности магматических, гидротермальных и даже седиментационных процессов.

Изучение Карымской кольцевой структуры и связанного с ней вулканического центра позволяет осветить закономерность формирования термогена в области приращения продольной полициклической геосинклинальной зоны к поперечному поднятию. Кроме того, решается совершенно не освещенный в литературе вопрос о форме соединения двух рядом расположенных термогенов и их проекций – вулканических центров – в цепь вулканического пояса. В соответствии с этим основная задача проведенных исследований состояла в установлении закономерностей возникновения, развития и соотношения вулканических и тектонических событий внутри вулканоструктуры и в связи с динамикой событий в соседней структуре. Решение подобной задачи выдилось в усилении работ, связанных с пространственно-временным аспектом описания и анализа геологических событий. Только такой подход обеспечивает максимальное приближение к динамической сущности геологической субстанции (Яшин, 1974; Лу-

чицкий, 1971, 1974). Это потребовало применения всех основных, классических и новых, методов палеогеологических и палеовулканологических реконструкций: аэрофото-, и космофотодешифрирования, методов относительной и абсолютной геохронологии, тефростратиграфии, палеомагнитных методов, морфометрического анализа, анализа фаций и мощностей, геофизики, геохимии, экспериментальной петрологии и т.д., а в основе всего — геологического картирования и полевых наблюдений.

Вследствие чрезвычайных трудностей палеорекопструкций в вулканогенных областях работа выполнялась в течении 11 лет (1968—1978 гг.). В ней участвовал большой коллектив специалистов разного профиля, главным образом сотрудников Института вулканологии. Основной исполнитель — лаборатория наземного вулканизма.

Монографическое описание вулканического центра состоит из двух частей. В первой части освещены основные результаты и методы реконструкции геологической среды и последовательности геологических событий, приводится описание этапов тектонического развития структуры и ритмов сопряженного с ними вулканизма, делаются некоторые предварительные выводы о закономерностях вулканотектонических процессов и освещается современное состояние структуры. В минимальном объеме, необходимом для понимания основных особенностей развития вулканизма, даны сведения о вещественном составе вулканитов.

Вторая часть содержит детальное описание вещества, его эволюции, корреляции с динамикой вулканического процесса и тектоникой, модели происхождения магм и динамической системы термогена в целом.

Карымский вулканический центр является элементарным звеном Восточного вулканического пояса Камчатки и располагается у ее восточного побережья к северу от Шипунско-Налачевской шовной зоны (рис. 1). С юго-запада он граничит с Налачевской купольно-кольцевой структурой, с северо-востока к нему приключается Узонский вулканический центр. Характер структурного сочленения Карымского вулканического центра с Налачевским своеобразен: находящийся между ними Жупановский блок можно рассматривать как часть той и другой структуры. По типу новейших дислокаций и фациальному составу слагающих пород он в большей мере принадлежит Налачевской структуре.

Строение вулканического центра сравнительно простое: тектонический купол, осложненный в сводовой части кальдерными депрессиями. Сводная часть и депрессии являются местами локализации стратовулканов. Размещение по площади кальдер и стратовулканов и дифференцированный характер их развития привели к необходимости выделения в пределах центра секторов: Академического, Карымского и Семячикского. Таким образом, наряду с телескопированным проявился и гнездовой тип строения (см. рис. 1).

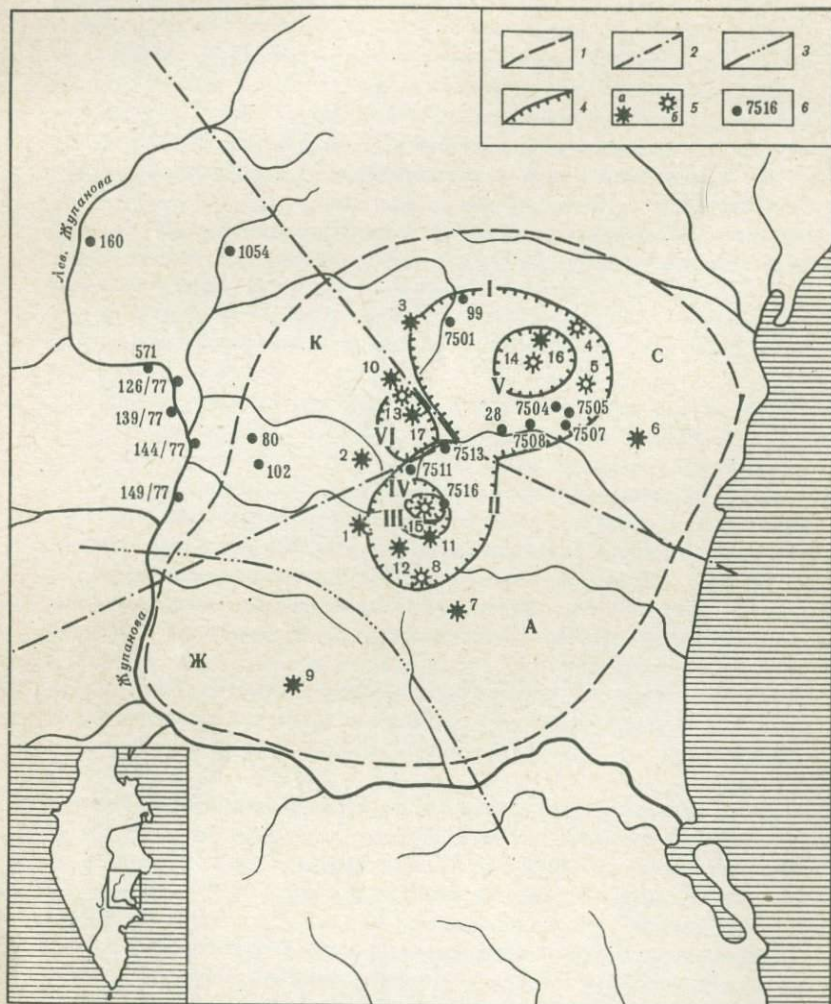


Рис. 1А. Расположение основных вулкано-тектонических элементов и опорных разрезов на площади Карымского вулканического центра

1 – граница вулканического центра; 2 – границы секторов; 3 – граница, отделяющая Жупановский блок от Карымской структуры; 4 – контуры кальдер; 5 – вулканы, морфологически сохранившиеся (а) и реконструированные (б); 6 – опорные разрезы озерных отложений. Секторы: С – Семейковский; А – Академический; К – Карымский; Ж – Жупановский блок. Кальдеры: I – Стены-Соболиного; II – Половинки; III – Однобокого; IV – Академии Наук; V – пра-Семячика; VI – Карымского. Вулканы: 1 – Крайний; 2 – Разлатый; 3 – Соболиный; 4 – Березовый; 5 – Стена; 6 – Прибрежный; 7 – Дитмара; 8 – Половинка; 9 – Жупановские Востряки; 10 – Двор; 11 – Однобокий; 12 – Белянкина; 13 – пра-Карымский; 14 – пра-Семячик; 15 – Академии Наук; 16 – Малый Семячик; 17 – Карымский

В пределах Карымского вулканического центра находятся два уникальных объекта – действующие вулканы Карымский и Малый Семьячик. Первый является наиболее активным и единственным вулканической зоны, извергающим андезито-дациты и дациты, второй знаменит кратерным озером – узко локализованной гидротермальной системой, тепловая мощность которой адекватна извержению. Вероятно поэтому Карымский вулканический центр не был обойден вниманием вулканологов. Наиболее обстоятельными сведениями о нем мы обязаны В.И. Влодавцу (1947) и Б.В. Иванову (1970), заложившим первые основы в представления о геологии и вулканизме этой структуры. Настоящая монография отражает принципиально новый уровень знаний, опирающийся на коллективную организацию и комплексный подход, ставшие возможными лишь в последние годы.

Часть I

МЕТОДЫ СТРАТИФИКАЦИИ, ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОГО ДАТИРОВАНИЯ И ПАЛЕОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ВУЛКАНОГЕННЫХ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Глава 1

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СООТНОШЕНИЯ И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ И ВУЛКАНОГЕННО- ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Геологические исследования в районах современного и новейшего вулканизма осложняются тем, что в большинстве случаев последовательность событий во времени и пространстве здесь приходится устанавливать в пределах одного, самого верхнего, структурного этажа, которому отвечает единый комплекс недислоцированных или слабо дислоцированных пород неоген-четвертичного возраста. Сложность стратиграфических исследований в этом структурном этаже заключается в том, что прямые соотношения пород часто наблюдать не удается. Это связано с плохой обнаженностью, пространственной разобщенностью вулканических центров и аппаратов, локальностью развития ассоциирующих с ними вулканитов и сильной фациальной изменчивостью отложений. Поэтому важное значение для разработки стратиграфии и корреляции вулканических образований приобретают методы определения абсолютного и относительного возраста пород. Они дают в большинстве случаев хорошие результаты, но тем не менее каждый из них имеет свои ограничения.

Классический палеонтологический метод установления относительного возраста находит здесь ограниченное применение, так как вулканогенные отложения лишены остатков фауны и флоры, и вулканотерригенные фации, содержащие пыльцу и флору диатомовых водорослей, распространены локально в общей массе немых вулканогенных пород. Широко применяемые в последнее время методы абсолютного датирования имеют для молодых вулканитов Камчатки существенные ограничения. К-Аг-метод дает надежные результаты только для пород старше 1 млн. лет, кроме того, дополнительные трудности создаются в связи с бедностью пород Камчатки калием. Использование трекового и U-Th-методов осложняется из-за малого содержания в породах урана. Радиоуглеродный метод применяется в ограниченном возрастном диапазоне (до 50 тыс. лет назад). На Камчатке он широко используется только для самого последнего отрезка четвертичной истории — голоцена, верхнеплейстоценовые же отложения, в большинстве случаев накапливавшиеся в суровых

климатических условиях, не содержат органических остатков. Применение палеомагнитного метода, дающего хорошие результаты при корреляции отложений и определении положения третично-четвертичной границы, затруднено в связи с фрагментарностью и разобщенностью разрезов в областях молодого вулканизма. Это создает препятствия для составления сводного эталонного разреза и привязки к нему отдельных интересующих нас комплексов вулканитов. В связи с особенностями захоронения тефры сфера применения тефрохронологических исследований включает только голоцен.

При указанных ограничениях каждого метода применение их дает достоверные результаты только при комплексном использовании. И в этом случае основные выводы должны согласовываться с представлениями о строении района, полученными в результате геологических исследований, в ряду которых первое место принадлежит геологическому картированию. При геологическом картировании в основу выделения тех или иных комплексов пород кладутся прямые геологические соотношения, реально наблюдаемые как при полевых исследованиях, так и при дешифрировании аэрофотоснимков. Как уже указывалось выше, эти соотношения иногда бывает трудно установить из-за разобщенности вулканических аппаратов и сильной фациальной изменчивости отложений. Поэтому наблюдения непосредственных геологических соотношений вулканогенных отложений дополняются комплексом данным, где эти соотношения проявляются через опосредованные связи с геологическими образованиями другого генезиса и геоморфологическими элементами: интрузивными, осадочными или гидротермально измененными породами, ледниковыми отложениями, террасами, поверхностями выравнивания, различными структурными формами, в том числе разломами, кальдерами, складками и т.д. Установленная непрерывность ряда таких связей обеспечивает реконструкцию последовательности вулканических событий с такой же степенью надежности, как при наблюдении единого разреза (Масуренков, 1957, 1961; Масуренков, Комкова, 1978; Огородов и др., 1979; и др.). Для вулканических центров купольно-кальдерного типа оказалось успешным сопоставление вулканогенных образований с последовательно вложенными друг в друга кальдерными депрессиями и связанными с ними отложениями кислой пироклаستي, знаменующими собой начало новых вулканических ритмов.

Для Карымской структуры в целом в плиоцен-среднеплейстоценовое время насчитывается три таких ритма, достаточно четко отделяемых друг от друга либо на основании непосредственно наблюдаемых геологических соотношений, либо с использованием перечисленного комплекса вспомогательных методов¹. Маркирующие покровы кислой пирокластики этих ритмов, содержащие игнимбрить, распространены по всей площади структуры. Начиная с конца среднего

¹ История геологического развития и вулканизма района существенно переработана и дополнена сравнительно с предшествующими воззрениями (Иванов, 1970).

и начала верхнего плейстоцена (четвертый ритм) развитие вулканизма локализовалось в кальдерах Половинки и Стены-Соболиного и на их сочленении (соответственно Академический, Семячико-ский и Карымский секторы структуры). В голоцене на их сочленении появилась кальдера вулкана пра-Карымского (Карымский сектор). Каждому из обособившихся вулканически активных участков свойственны свои автономные черты кальдерного и внутрикальдерного развития и связанные с ними соотношения пирокластических, вулканогенно-осадочных и лавовых комплексов. Эти соотношения и легли в основу стратиграфического расчленения вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных отложений Карымской кольцевой вулкано-тектонической структуры (рис. 1А, 1Б, 2, вкл.).

Неогеновые образования, отвечающие начальным этапам развития вулканического центра, выходят в относительно приподнятых блоках на его западном и южном обрамлении. На западе они слагают гору Стол и частично предгорья Валагинского хребта, на юге вскрываются по р. Жупановой. Отложения представлены осадочными, вулканогенно-осадочными и вулканогенными породами шапинской, сторожевской свит и тумрокского комплекса. Их неогеновый возраст устанавливается на основании корреляций с датированными калий-аргоновым и палеомагнитным методами, фауной и флорой стратотипическими разрезами других районов Восточной Камчатки. Обильная неогеновая флора диатомовых и спорово-пыльцевые спектры, обнаруженные в этих отложениях в районе горы Стол и по р. Жупановой, подтверждают правильность проведенных корреляций. Отложения слабо дислоцированы. Морфологически выраженных центров вулканизма не сохранилось, продукты их деятельности формируют толщу сложного фациального строения. Структурно-вещественное содержание ее вследствие фрагментарной обнаженности изучено недостаточно. Уверенно реконструируется лишь увеличение вулканогенного материала в отложениях снизу вверх и смена морских условий накопления континентальными. По-видимому, вулканизм носил рассредоточенный (площадной) характер: сначала базальтовые эксплозии и излияния ареального типа (нижний плиоцен, шапинская свита), затем - игнимбриты и сменившие их вулканы пестрого состава, главным образом базальты и андезиты (нижний - верхний плиоцен, сторожевская свита и тумрокский комплекс).

Несмотря на отсутствие видимого несогласия между шапинской и сторожевской свитами, их состав указывает на принципиальное и очень резкое изменение палеогеологических условий вблизи границы нижнего и верхнего плиоцена. Так, шапинская свита на 70% представлена конгломератами и гравелитами, а вулканогенные и вулканогенно-осадочные фаши составляют в ней лишь 7% мощности. В сторожевской свите, разрез которой начинается игнимбритами, на долю грубообломочных фаций приходится менее 3%, тогда как на вулканогенные - 60% мощности разреза. Фациально замещающий и перекрывающий сторожевскую свиту тумрокский комплекс целиком представлен вулканогенными образованиями. Его формирование

но выраженной поверхности выравнивания, срезающей слабо дислоцированную толщу тумрокского комплекса на левом берегу нижнего течения р. Жупановой. По-видимому, на эту поверхность несколько севернее и восточнее ложатся туфы и игнимбриты, начинающие следующий, второй, ритм вулканизма. Игнимбриты, как и перекрывающие их базальты, намагничены отрицательно, что наряду с геологической позицией дает основание для отнесения их к концу эпохи Матуяма. Правда, отсутствие непрерывных разрезов подошвы и кровли этих игнимбритов, тесная пространственная ассоциация и сходство со среднеплейстоценовыми игнимбритами, имеющими прямую намагниченность, дают возможность объединить их в единый комплекс, а обратную намагниченность истолковать как среднечетвертичный R-эпизод. До окончательного выяснения вопроса мы оставляем туфо-игнимбритовый комплекс с отрицательностью в конце эпохи Матуяма (конец плиоцена), так как есть основание считать перекрывающие их базальты нижнеплейстоценовыми. Они лежат гипсометрически ниже и как бы образуют фундамент вулканов Березовый и Стена, начало деятельности которых по данным спорово-пыльцевого анализа протекало не позднее первой половины среднего плейстоцена, а по палеомагнитным данным — даже в начале плейстоцена (вулкан Березовый). Таким образом, происходит как бы смыкание перекрывающих магнитоотрицательные игнимбриты вулканогенных образований в непрерывный разрез от конца плиоцена до среднего плейстоцена (примерно от 800 до 280 тыс. лет назад). В вулканогенный комплекс этого района, помимо игнимбритов, входят платообразные покровы базальтов, возможно, являющиеся фрагментами щитовых вулканов или первых площадных излияний крупных длительно формирующихся стратовулканов. Венчают разрез сами стратовулканы Дитмара, Соболиный, Березовый, Стена, Жупановские Востряки (кольцевой комплекс вулканов). Положение вулканов Крайний и Разлатый не однозначно: они могут быть фрагментами как первого, так и второго ритма вулканизма.

Третий ритм вулканизма, как и предыдущие, начался с катастрофических взрывов сначала липарито-дацитовой и дацитовой, затем андезито-дацитовой и андезитовой пирокластики, образовавшей обширные покровы на всей поверхности Карымской структуры. Возраст этого события разными методами оценивается довольно точно: $0,3 \pm 0,2$ млн. лет (калий-аргоновый), меньше 280 тыс. лет (палеомагнитный); меньше 180–200 тыс. лет (уран-иониевый) и не позднее конца среднеплейстоценового оледенения, т.е. 180–150 тыс. лет (диатомовый). На основании этих данных нами принимается интервал 180–150 тыс. лет назад как наиболее вероятный для сложного и многоактного процесса игнимбритообразования. Несмотря на несомненное единство образовавшегося в это время туфоигнимбритового комплекса, отчетливо устанавливается и пространственно-временное развитие вулканизма Карымской структуры. Процесс игнимбрито- и кальдерообразования разделен между двумя секторами структуры — Семячикским и Академическим. Начался он

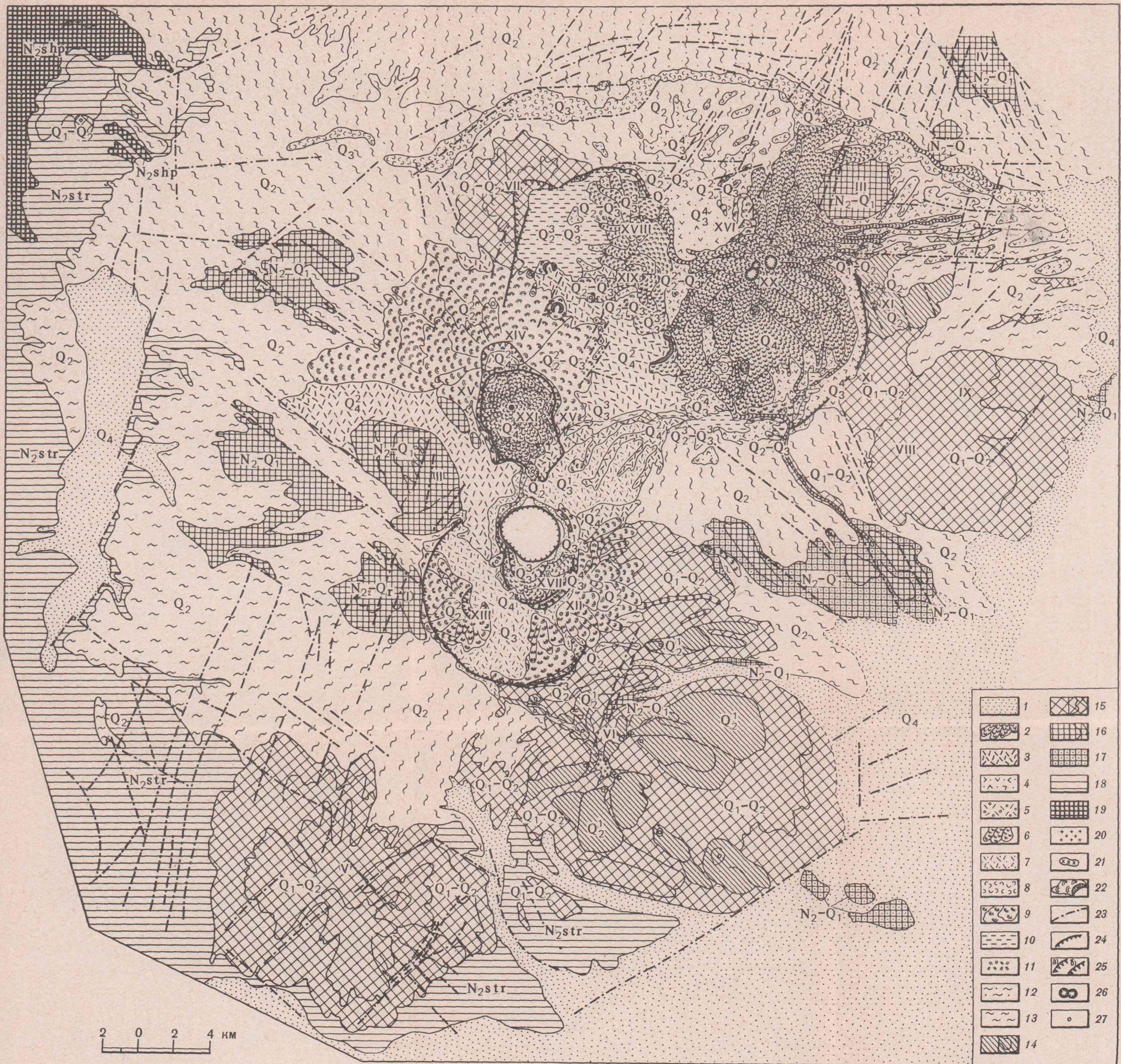


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Карымского вулканического центра
 Ред. Ю.П. Масуренков; составили: И.В. Флоренский, Л.И. Базанова, Ю.П. Масуренков, О.Б. Селянгин

Голоцен: 1 - современные аллювиальные, морские и озерные отложения (Q_4); 2 - стратовулканы и их лавовые потоки (Q_4); 3 - пирокластический покров, связанный с кальдерой на вулкане пра-Карымском (Q_4). Верхний плейстоцен: 4 - пирокластический покров, связанный с образованием кальдеры на вулкане пра-Семячик (Q_3^4); 5 - пирокластический покров, связанный с образованием кальдеры на вулкане Академии Наук (Q_3^4); 6 - лавовые конусы, стратовулканы и их лавовые потоки (Q_3^3); 7 - пирокластический покров, связанный с образованием кальдеры на вулкане Однобоком (Q_3^3); 8 - пирокластические потоки, источник извержения которых не установлен (Q_3). Средний-верхний плейстоцен: 9 - стратовулканы, лавовые и шлаковые конусы и границы их морфологически плохо выраженных лавовых потоков (Q_2-Q_3); 10 - полифациальный комплекс внутрикальдерных вулканогенно-осадочных отложений ($Q_2^3-Q_3^3$). Средний плейстоцен: 11 - пирокластические потоки внутрикальдерного заполнения (Q_2); 12 - пирокластические покровы, связанные с образованием кальдеры Большого Семячика (Q_2); 13 - пирокластические покровы, связанные с образованием кальдер Стены-Соболиного и Половинки (Q_2); 14 - лавовые

конусы (a) и их лавовые потоки (b) (Q_2). Нижний-средний плейстоцен: 15 - разрушенные стратовулканы (a) и границы их крайне слабо выраженных лавовых потоков (b) (Q_1-Q_2). Верхний неоген - ранний плейстоцен: 16 - разрушенные стратовулканы (a) и границы их морфологически едва намечающихся лавовых потоков (b) (N_2-Q_1); 17 - туфы и игнимбриты, центр извержения которых не установлен (N_2-Q_1). Верхний неоген: 18 - вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные отложения сторожевской свиты (N_2str); 19 - осадочные и вулканогенно-осадочные отложения шапинской свиты (N_2shp). Прочные обозначения: 20 - экструзии андезитов; 21 - экструзии дацитов и липаритов; 22 - маары; 23 - тектонические нарушения; 24 - кольцевые разломы кальдерных депрессий установленные; 25 - уступы эксплозивных форм на стратовулканах (a), сбросовые уступы обрамления кальдер (b); 26 - кратеры; 27 - центры вулканических излияний. Вулканы: I - Крайний; II - Разлтый; III - Березовый; IV - вулканический комплекс Большого Семячика; V - Жупановские Востряки; VI - Дитмара; VII - Соболиный; VIII - Прибрежный Южный; IX - Прибрежный Северный; X - Стена; XI - северная часть вулкана Стена; XII - Однобокий; XIII - Белякина; XIV - Двор; XV - пра-Карымский; XVI - пра-Семячик; XVII - Академии Наук; XVIII - Ступенчатый Бастион; XIX - Сухой; XX - Малый Семячик; XXI - Карымский

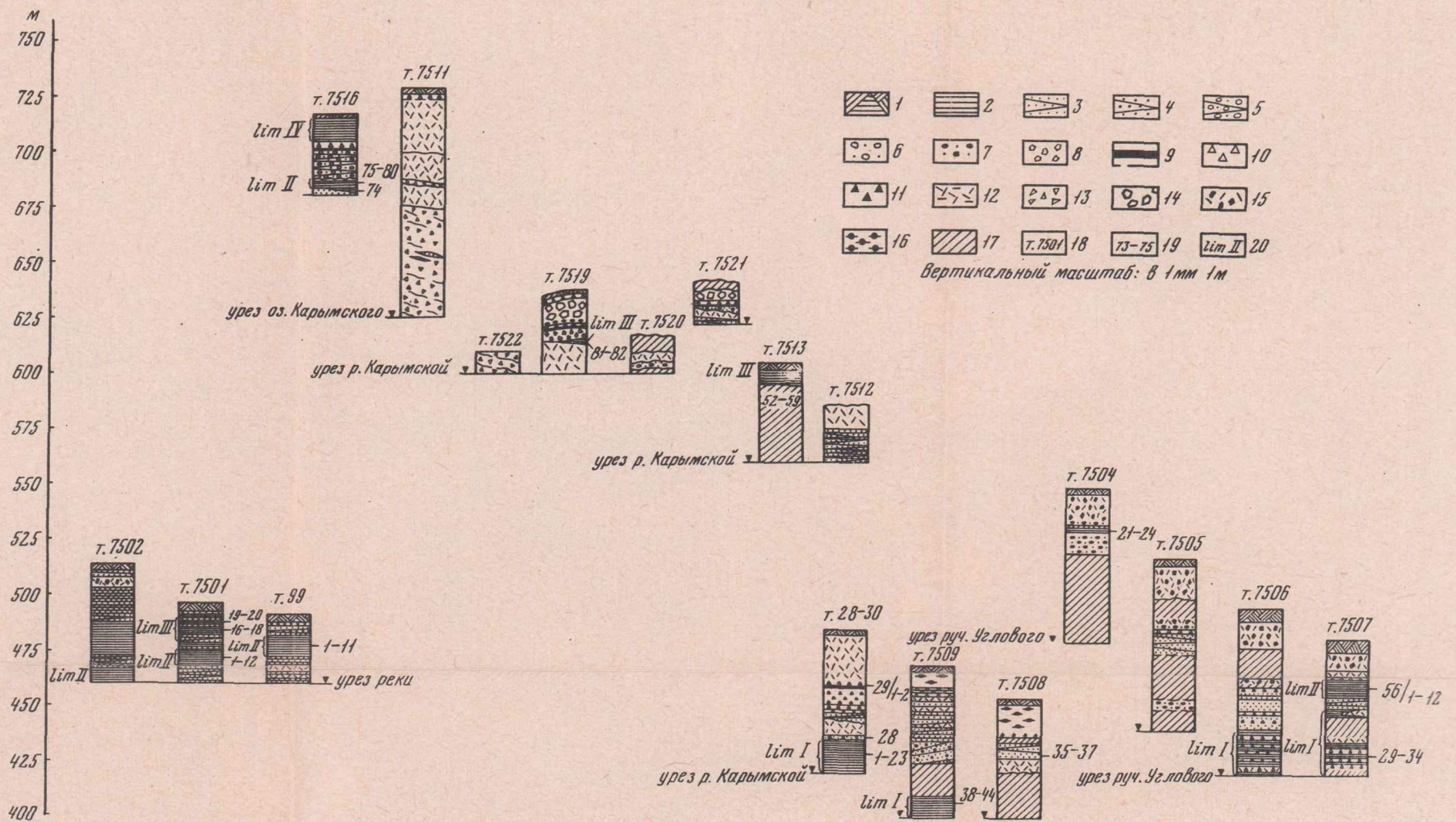


Рис. 3. Опорные разрезы вулканогенно-осадочных отложений системы кальдерных депрессий Карымской структуры

1 - почвенно-пирокластический чехол; 2 - озерные алевролиты, песчаники, пески; 3 - аллювиальные и аллювиально-пролювиальные пески и песчаники; 4 - аллювиальные и аллювиально-пролювиальные гравелиты и гравийники; 5 - аллювиальные и аллювиально-пролювиальные конгломератовые галечники; 6 - аллювиальные и аллювиально-пролювиальные валунносодержащие конгломераты; 7 - лахаровые конгломерато-брекчии; 8 - пролювиально-коллювиальные отложения; 9 - погребенные почвы; 10 - светлоокрашенный пемзовый лапиллиевый

туф; 11 - темноокрашенный пемзовый лапиллиевый туф; 12 - светлоокрашенный пемзовый агломератовый туф; 13 - пестроокрашенный пемзосодержащий псефопсаммитовый туф; 14 - пемзосодержащий глыбовый туф; 15 - бомбовоглыбовый андезито-базальтовый агломератовый туф; 16 - слабо спекшиеся игнимбриты; 17 - осыпи; 18 - номера точек наблюдения; 19 - номера образцов; 20 - озерные отложения различных этапов внутрикальдерного осадконакопления. Обозначения lim I, lim II, lim III, lim IV соответствуют первой, второй, третьей и четвертой пачкам в тексте

в первом секторе извержением пирокластики более кислого состава и формированием, вероятно, сдвоенной кальдеры Стены-Соболиного, а завершился во втором секторе выбросами андезитовых агломератов и образованием кальдеры Половинки. При этом в обоих секторах события развивались в пульсирующем режиме, о чем можно судить по наличию остывших единиц игнимбритов, прослоенных туфами и агломератами разного состава. Синхронное и (или) несколько позднее внутрикальдерное заполнение представлено грубообломочными, пересыщенными резургентным материалом "дикими" туфами пирокластических потоков¹. Их обнажения имеются как в кальдере Половинки (западное и северо-западное побережья оз. Карымского), так и в кальдере Стены-Соболиного (истоки р. Правой Жупановой). По составу они отвечают андезитам, андезито-дацитам, реже дацитам; гидротермально изменены.

Дальнейшее развитие вулканизма третьего ритма связано с формированием стратовулканов внутри кальдер Стены-Соболиного (пра-Семячик) и Половинки (Однобокий и Белянкина), что отражает активность соответственно Семячикского и Академического секторов Карымской структуры. Стратиграфическое положение этих стратовулканов достаточно четкое: они располагаются внутри кальдер, перекрывая выполняющие их "дикие" туфы и озерные отложения. Борта служили естественным барьером для лавовых потоков, однако наблюдаются и случаи перетежания лав через кальдерные уступы. Покрытие лавами днищ не было сплошным. Местами вследствие подпруживания наряду с существующими образовались новые озера (озера II этапа). В результате отложения стратовулканов, рек и склоновых процессов формировался сложный полифациальный комплекс внутрикальдерных накоплений, в которых вулканические фации перемежаются с озерными, аллювиальными и пролювиальными осадками. Эти отложения вскрываются по берегу оз. Карымского и в долинах рек Половинки, Карымской, Правой Жупановой, где имеют видимую мощность до 100 м. Представлены они песчаниками, гравелитами, конгломератами, вулканическими пеплами и туфами. Возраст согласно исследованиям диатомовой флоры определяется не древнее конца московского оледенения и не позднее климатического оптимума низов верхнего плейстоцена. В переводе на абсолютные цифры это соответствует примерно интервалу 180-110 или 150-110 тыс. лет назад.

Процесс озерного осадконакопления продолжался, видимо, непрерывно в течение длительного времени. Озерные осадки следующего этапа (III) обнаруживаются во многих разрезах, часть которых прослеживается в конце разрезов ранних этапов. Комплексы диатомовых водорослей в них указывают на начало второго верхнеплейстоценового потепления как на наиболее вероятное время формирова-

¹ Имеются наблюдения, согласно которым образования, фациально и литологически подобные "диким" туфам, входят в состав 4-го пирокластического покрова.

ния озерных осадков III этапа (примерно 60–40 тыс. лет назад). Таким образом, озерный режим, начавшись в третьем ритме вулканизма, продолжается и в следующем до настоящего времени.

Длительность, интенсивность и характер вулканического процесса в различных участках Карымской структуры в течение третьего ритма были неодинаковы. В Академическом секторе огромный вулкан Однобокий и менее значительный вулкан Белянкина быстро исчерпали ресурсы глубин. В Семячикском секторе, помимо стратовулкана пра-Семячик, возникает в самом центре сдвоенной кальдеры участок ареального моногенного андезитового вулканизма.

На северо-западном сочленении кальдер Половинки и Стены – Соболиного сначала в виде вулкана Двор, затем пра-Карымского закладывается третий район вулканической активности центра – собственно Карымский сектор. Лавы вулкана пра-Карымского перекрывают постройку вулкана Двор. Эти наблюдения совместно с палеомагнитными данными позволяют определить последовательность развития стратовулканов третьего ритма вулканизма: Двор, Однобокий, пра-Карымский, пра-Семячик. Время их формирования растянуто, по-видимому, от среднего до середины верхнего плейстоцена. Автономное развитие вулканизма третьего ритма по секторным участкам структуры характеризуется некоторыми чертами общности: преимущественно базальтовый состав начальных фаз извержения стратовулканов и очень широко развитое развитие андезитовых лав в последующих фазах.

Четвертый ритм вулканизма Карымской структуры развивался при еще более сильном влиянии локальных факторов. Единый целостный процесс как бы окончательно распадается на отдельные самостоятельные фрагменты. Они все еще сохраняют общую закономерность направленного развития вулканизма, состоящую в ритмичности процесса, когда в начале ритма стоят катастрофические эксплозии и кальдерообразование, а последующие проявления вулканизма предопределяются и ограничиваются площадью кальдер. Наряду с этим локальная индивидуализация усиливается в асинхронности ритмов и нарастании признаков вещественной специализации и автономии. Поэтому дальнейшее рассмотрение геологических соотношений и стратиграфии вулканогенных комплексов следует вести по наметившимся секторам повышенной вулканической активности – Академическому, Семячикскому и Карымскому.

Примерно не позднее 110–80 тыс. лет назад (диатомовый метод) извержения пемзовых туфов и сопровождающие их обрушения северной половины вулкана Однобокого создали кальдеру, телескопированно вложенную в кальдеру Половинки. Обширные покровы пирокластических отложений, названные нами "благородными" туфами, заполнили значительную часть кальдеры Половинки, верховья рек Карымской, Крестьянской, Каменистой и перекрыли более ранние образования (озерные осадки и лавы вулкана пра-Семячик) в кальдере Стены-Соболиного. Характерным маркирующим признаком пемзовых туфов этого ритма вулканизма являются обильные ксенолиты

гранитондов и алливалитовых (анортит-оливиновых и анортит-оливин-пироксеновых) включений. "Благородные" туфы в непосредственной близости от аппаратов извержения образуют сваренные игнибритовые фации (северное побережье оз. Карымского), на удалении в зависимости от подстилающего рельефа — сильно изменчивые по мощности рыхлые скопления светлой пемзы. По составу это дациты, липарито-дациты и липариты.

Кальдера Однобокого стала средоточием накопления озерных осадков (этап II), диатомовая флора которых указывает на ранний верхний плейстоцен. По-видимому, близко по времени формируется в ней и стратовулкан Академии Наук. Как и в предшествующем ритме, внутрикальдерный вулканизм на первых стадиях развивался го-модромно и завершился образованием вершинных экструзий дацитов.

Особое место занимает кальдера оз. Карымского, сформированная в теле вулкана Академии Наук. Кислая пирокластика, выбросы которой уверенно связываются с деятельностью вулкана, встречается лишь в обнажениях по руч. Карымскому. Не исключено, что эти туфы относятся к одной из завершающих стадий развития вулкана Академии Наук, когда в нем образовались дацитовые экструзии. В окрестностях оз. Карымского сколько-нибудь заметных отложений пирокластики, которая однозначно связывалась бы с этим кальдерообразованием, нет. Не исключено, что деструкция форм вулкана Академии Наук, которой обусловлено образование оз. Карымского, является следствием обрушения в жерло при оттоке магмы во время извержения соседнего вулкана (пра-Карымского? — 15 км)¹. Убедительный пример подобного явления продемонстрирован обрушением кратера вулкана Плоский Толбачик при Большом трещинном Толбачинском извержении в 1975–1976 гг. (расстояние 28 км).

Наряду с этим можно предполагать, что так называемые благородные туфы окрестностей оз. Карымского из-за большого сходства пемз содержат в своем составе и пирокластику, синхронную кальдерообразованию на вулкане Академии Наук. Основанием для такого предположения могут быть определения абсолютного возраста обломков обсидиановых стекол, собранных в пемзовых туфах озера: 48 ± 17 , 40 ± 10 и 28 ± 8 тыс. лет (трековый метод). Эти данные свидетельствуют о принадлежности пемзовых туфов, содержащих обильные обломки обсидианов, к более молодым извержениям, чем собственно "благородные" туфы кальдеры вулкана Однобокого (около 100 тыс. лет), т.е. к кальдерообразующим эксплозиям на вулкане Академии Наук. На р. Карымской между третьим и четвертым (сверху) водопадами озерные отложения верхнеплейстоценового межледниковья (этап III, 30–60 тыс. лет) разделяют две пачки светлых туфов, нижняя из которых должна быть отнесена к "благородным" туфам, а верхняя может быть связана с кальдерооб-

¹ На возможность обрушения указывал еще В.И. Влодавек (1939).

разованием вулкана Академии Наук. В этом случае четвертый ритм вулканизма в Академическом секторе структуры разделяется на две фазы извержения кислой пирокластики: -100 и -40 тыс. лет назад.

Четвертый ритм вулканизма в пределах депрессии Стены-Соболиного начался образованием кальдеры на вулкане пра-Семячик (13 тыс. лет). Связанные с кальдерообразованием агломератовые туфы андезитов были выброшены за уступы материнской кальдеры и заняли большие пространства в кальдерной депрессии Стены-Соболиного и даже за ее пределами. У северо-западного и западного бортов кальдеры пра-Семячика агломераты спеклись до состояния игнимбритов. Ложатся а ломераты на среднелейстоценовые игнимбри-ты и озерный комплекс (этапов I-III), лавы вулкана пра-Семячик, синхронные им ареальные андезиты, развитые в центре кальдерной депрессии Стены-Соболиного, и на "благородные" туфы кальдеры вулкана Однобокого, слагающие часть Семячикского сектора. Подобно "благородным" туфам, агломераты в изобилии насыщены ксенолитами гранитоидов. Встречаются в них обломки обсидианов и редкие включения алливалитов. Все это указывает на определенную генетическую или парагенетическую общность кальдерообразующей пирокластики четвертого ритма вулканизма.

Следует обратить внимание на близкое подобие состава и последовательности извержений в начале третьего и четвертого ритмов: сначала породы дацитовых игнимбритов или туфов, затем - андезитовых агломератов. В четвертом ритме при сохранении указанной последовательности поменялась очередность извержения, а именно первая роль относительно кремнесодержащих вулканитов переходит к туфам и игнимбритам Академического сектора. Кальдера пра-Семячика (Семячикский сектор) выступает в качестве носителя второй, андезитовой, фазы извержения.

Вслед за андезитовыми агломератами началось заполнение образовавшейся кальдеры базальтовыми, андезито-базальтовыми и андезитовыми лавами вулкана Малый Семячик. Вулкан формируется последовательными ритмами (палео-, мезо- и кайно-Семячик) и развивается полициклично в интервале от 15 тыс. лет до настоящего времени (радиоуглеродное датирование). За пределами кальдеры Семячика одновременно с палео-Семячиком формируется комплекс моногенных вулканов, шлаковых конусов и экструзий ареальной зоны.

В Карымском секторе кальдерообразование, которое можно условно отнести к началу четвертого ритма вулканизма, произошло лишь 8 тыс. лет назад. Связанные с ним пемзовые покровы устилают подножия вулканов Двор, пра-Карымский, окрестности оз. Карымского и простираются по долинам рек Карымской и Крестьянской, перекрывая все закальдерные вулканогенные образования. По составу отвечают дацитам и липарито-дацитам. В кальдере вслед за извержениями пемз формируется андезитовый и андезито-дацитовый вулкан Карымский, активный и в настоящее время.

Итак, основные этапы эволюции вулканизма в Карымской кольцевой структуре "отбиваются" мощными эксплозиями пирокластики кислого и среднего состава, начинающими и пространственно предопределяющими содержание очередного вулканического ритма. Со среднего плейстоцена прогрессивно усиливается тенденция к пространственно-временному распаду вулканического процесса. Индивидуализация отдельных участков (секторов) структуры достигает максимума в течение последнего (четвертого) ритма вулканизма.

Глава 2

ВНУТРИКАЛЬДЕРНЫЕ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ И ИХ РОЛЬ В ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИЯХ

3209
При изучении кальдер внимание уделяется в первую очередь магматическим образованиям. В то же время эти структуры являются не только ареной вулканической аккумуляции, но также и бассейнами седиментации. Многие из кальдер на первых порах представляют собой замкнутые бессточные котловины, что создает благоприятную обстановку для формирования озер. Значительную площадь занимают конусы выноса многочисленных ручьев и речек, стекающих с бортов депрессий. Озерные и речные накопления переслаиваются с продуктами внутрикальдерной вулканической деятельности, представленными спекшейся и неспекшейся пирокластикой, экструзивными, эффузивными породами и лахаровыми конгломерато-брекчиями. Характерно присутствие в осадках синхронных седиментации вулканических пеплов, которые нередко преобладают над терригенным материалом. В итоге формируется полифациальный комплекс, наиболее характерной чертой которого является сочетание в пределах ограниченных замкнутых площадей ряда генетических типов образований от собственно вулканитов до тефрогенных пород озерного и флювиального происхождения. Наличие вулканоогенно-осадочных пород в кальдерных депрессиях позволяет широко использовать методы установления относительного возраста, основанные на результатах микропалеонтологических анализов. Кроме того, имеется возможность использовать и абсолютные датировки, в том числе для позднего плейстоцена-голоцена, — радиоуглеродные датировки почв и остатков древесины. Тем самым появляется возможность реконструкций последовательности и абсолютной хронологии вулканических процессов, под воздействием которых формировались кальдерные депрессии в указанном интервале времени. Таким образом, внутрикальдерные вулканоогенно-осадочные образования в ходе изучения вулканических регионов не должны выпадать из поля зрения исследователей.

Внутри Карымской вулканооструктуры вулканоогенно-осадочные накопления распространены преимущественно в кальдере Стены-Соболиного, в меньшей степени они присущи кальдере Половинки. Эти



осадки¹ входят в состав полигенетического комплекса первичного заполнения кальдер и, как уже было отмечено выше, находятся в тесной пространственно-генетической связи с вулканитами.

Первый этап осадконакопления. В основании изученного разреза данного комплекса в кальдере Стены-Соболиного вскрыты озерные отложения (пачка I), представленные алевролитами средней степени литификации, тонкозернистыми, мелкозернистыми и среднезернистыми песчаниками пестрой окраски (гамма переходов от белесовато-желтых к охристым тонам) с превосходно выраженной тонкой горизонтальной слоистостью (рис. 3, *lim 1*, вкл.). Мощность слоев колеблется от долей миллиметра до первых сантиметров. Содержат быстро выклинивающиеся по простирацию линзы флювиальных наносов первых метров мощности пемзовых псефосаммитовых туфов желто-коричневого цвета мощностью 1,5–2 м. флювиальные образования представлены серыми существенно пемзовыми песчаниками и гравелитами с редкой мелкой галькой плохой окатанности; отличаются хорошо выраженной субпараллельной линзовой слоистостью. Структурно-текстурные особенности позволяют идентифицировать их с пролювием конусов выноса небольших водотоков типа "сухих" рек. Видимая мощность озерных осадков, включая линзы пирокластов и флювиальных отложений, не превышает 20 м. Они формировались, видимо, в системе сравнительно небольших озер. Основным источником материала была выпадавшая в воду пемзовая пирокластика различного гранулометрического состава. Привнос терригенных компонентов играл второстепенную роль. Таким образом, в ходе внутрикальдерной вулканической деятельности третьего ритма вулканизма, связанной с экструзиями и началом формирования стратовулканов Двор, Однобокий, пра-Карымский и пра-Семячик, озерная седиментация постоянно подавлялась извержениями пемзовых потоков и пемзопадами. При этом водоемы частично заполнялись пемзовыми туфами, а конфигурация их нередко изменялась. В связи с этим на различных участках днищ кальдер озерное осадконакопление периодически сменялось флювиальным. Эти моменты отразились в наличии упомянутых линз туфов пемзовых потоков и пролювиальных песчаников и гравелитов в пачке озерных осадков. Поверх озерных накоплений пачки I в виде локальных линз мощностью 2–3 м залегают слабо литифицированные серые песчаники с мелкой и средней

¹ В связи с трудностью, а иногда и невозможностью установления истинного количественного соотношения пирокластического и осадочного материала в смешанных породах ниже мы будем использовать применительно к ним термины, характеризующие осадочные породы (например, "алевролиты", "песчаники" и т.д.). При этом подразумевается, что, в зависимости от интенсивности вулканизма, на фоне которого происходила седиментация, они содержат большую или меньшую примесь пирокластики и относятся к тефроидам или тефрогенным образованиям группы так называемых переходных пород (Ботвинкина, 1974).

галькой эффузивов. Эти флювиальные отложения, видимо, фиксируют этап активизации эрозионной деятельности, следствием которого был спуск озер реками Карымской и Правой Жупановой. Их долины прорезают соответственно борта не имевшей ранее стока кальдеры Стены – Соболиного. Обстановка для сохранения озерных бассейнов становится менее благоприятной. Небольшие озера появляются, видимо, в результате подпруживания рек агломератами пирокластических потоков и существуют сравнительно недолго.

В пределах кальдеры Половинки видимая мощность вулканогенно-осадочных и пирокластических накоплений первичного заполнения кальдеры, соответствующих отложениям озерной пачки I в кальдере Стены–Соболиного, составляет не более 10–15 м (?). Им также присуща невыдержанность по простираню, которая выражается в частом чередовании отложений различных генетических типов, фаций и литотипов. Характерно наблюдаемое повсеместно частое переслаивание вулканогенно-осадочных образований с пирокластами.

Разрез вулканогенно-осадочных отложений первичного заполнения кальдеры вскрыт в верховьях р. Половинки. Здесь непосредственно над урезом реки обнажаются озерные осадки, представленные слабо литифицированными тонко переслаивающимися светло-серыми тонкозернистыми песчаниками и алевролитами; вверх по разрезу появляются прослой гравелитов. Видимая мощность отложений достигает 5 м. Озерные накопления перекрыты темно-серым бомбоволапиллиевым туфом мощностью до 2 м, затем переслаивающимися флювиальными песчаниками, гравелитами, в отдельных случаях содержащими валуны и глыбы эффузивов, и лахароподобными конгломерато-брекчиями общей мощностью около 6 м. Судя по характеру приведенного разреза, в кальдере Половинки, так же как и в кальдере Стены – Соболиного, озерная седиментация нарушалась вулканическими эксплозиями, а в результате наступившей затем активизации эрозионной деятельности озера эпохи первичного заполнения кальдеры были спущены.

Речные отложения, соответствующие периоду спуска "первичных" озер, с которыми было связано начало осадконакопления в пределах кальдер Стены–Соболиного и Половинки, перекрыты пемзовыми туфами пирокластических потоков максимальной мощностью до 40 м. Это свидетельствует о достаточно интенсивном вулканизме, который ознаменовался, в частности, образованием в пределах кальдеры р. Половинки новой кальдеры вулкана Однобокого.

Второй этап осадконакопления. Последующая седиментация протекает, возможно, на фоне продолжающейся активности уже существовавших во время отложения озерной пачки I стратовулканов пра-Карымский и пра-Семячик, а также деятельности новых эруптивных центров (вулкан Академии Наук внутри кальдеры Однобокого). Накапливаются озерные отложения пачки II, прослеженные в кальдерах вулканов Стены – Соболиного и Однобокого (рис. 3, lim II).

В кальдере Стены – Соболиного озерные отложения второго этапа представлены пестроокрашенными (розовыми, белесыми, охристыми, серо-сизыми, серными), слабо литифицированными песчанистыми алевролитами, содержащими редкие прослойки тонкозернистых, среднезернистых и разномзернистых песчаников, мощность которых не превышает первые сантиметры. Слоистость в алевролитах четко выраженная, горизонтальная, мощность слоев от долей миллиметра до 1–5 см. Вверх по разрезу отложения становятся менее плотными и более грубыми (преобладают песчаники от тонкозернистых до разномзернистых); содержат линзы мощностью до 1 м слабо уплотненных разномзернистых и гравелистых песков с субпараллельной линзовой слоистостью (отложения типа “сухих” рек). Общая мощность немного больше 20 м (рис. 2, т.н. 7502).

Вулканогенно-осадочные отложения пачки II, относящиеся к четвертому ритму вулканизма, вскрыты также в кальдере вулкана Однобокого, в приустьевой части долины руч. Карымского (рис. 4, т.н. 1111). Здесь непосредственно над урезом обнажаются отложения конуса выноса небольшой “сухой” речки. Они представлены темно-серыми, слабо литифицированными пемзосодержащими песчаниками с четко выраженной субпараллельной слоистостью, падающей под углом около 25°. Слоистость обусловлена чередованием линзовидных пакетов мощностью 5–15 см, длиной первые метры среднезернистых, разномзернистых, гравелистых песчаников, иногда содержащих редкую мелкую гальку темно-серых эффузивов плохой окатанности, палевых песчанистых алевролитов с пемзовой дресвой. Видимая мощность достигает 3,5 м. Заметное отклонение плоскостей напластования от горизонтального положения, по-видимому, обусловлено первичным уклоном подстилающей пролювий поверхности пород в прибортовой части кальдеры. На неровную кровлю пролювиальных выносов при устье руч. Карымского налегают горизонтально-слоистые озерные осадки, представленные слабо литифицированными коричнево-желтыми тонкозернистыми алевролитистыми песчаниками и светло-серыми мелкозернистыми песчаниками. Мощность слоев 1–1,5 см. Вверх по разрезу появляются среднезернистые и разномзернистые песчаники, мощность слоев возрастает до 3–5 см, во многих из них содержится пемзовая дресва. Мощность составляет около 6 м. По простиранию озерные отложения пачки II сменяются субпараллельно-слоистыми флювиальными наносами серого и светло-серого цвета, максимальная видимая мощность которых не превышает 10 м. Среди них можно различить пролювиальные выносы временных ручьев, которые функционировали, видимо, только в пору таяния сезонного снежного покрова, а также аллювиально-пролювиальные фации долин и наземных дельт более крупных водотоков типа “сухих” рек атмосферно-снежникового питания. Пролувиальный представлен чередующимися разно-, средне- и мелкозернистыми песками и гравийниками с субпараллельными текстурами, обусловленными чередованием мелких линз разного гранулометрического состава мощностью не более 0,1–0,2 м протяженностью первые десятки

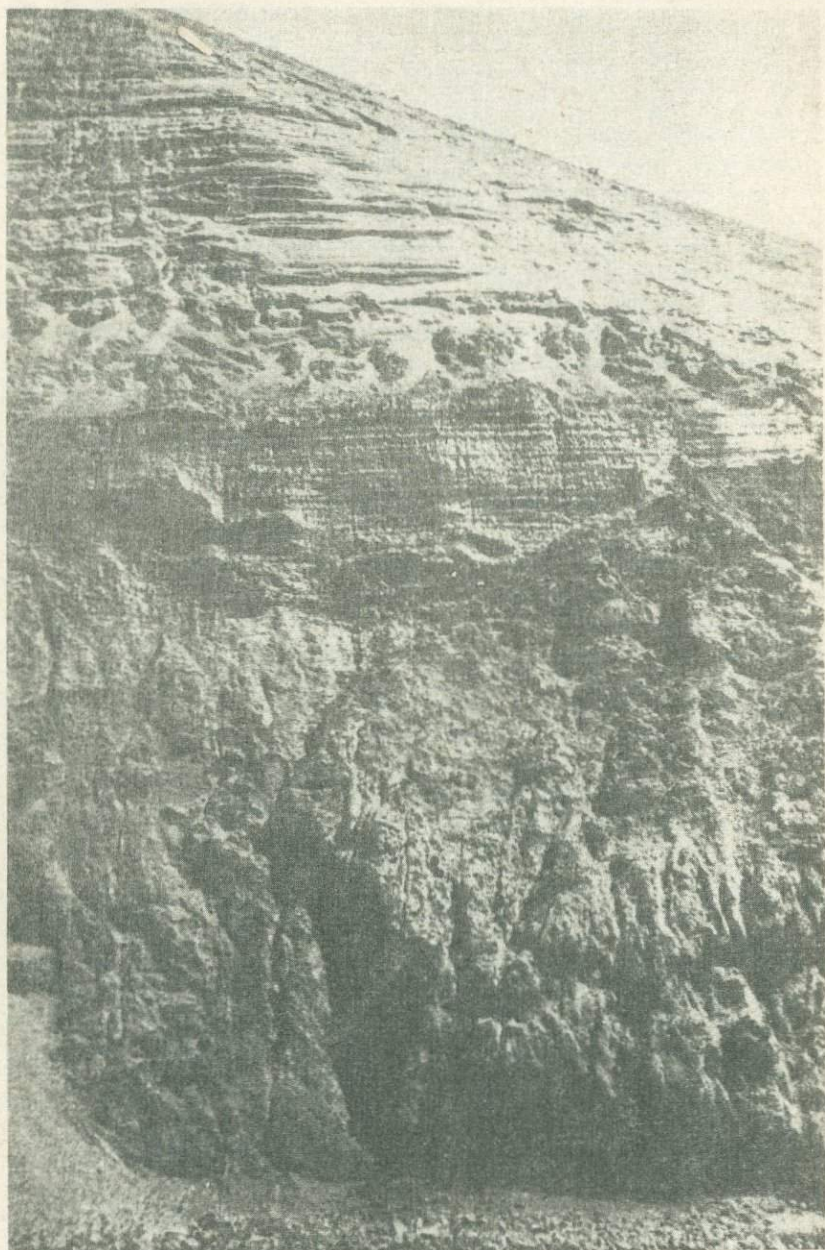


Рис. 4. Озерные отложения кальдеры Однобокого
В осадках второго этапа (lim II) отчетливо видна выдержанная
параллельная слоистость. Фото Н.Н. Герасимова

сантиметров. Долинные фации наносов "сухих" рек сложены переслаивающимися разнозернистыми песками, гравийниками и галечниками темно-серого цвета, содержащими мелкие валуны. Фрагменты более 2 см угловатые, полуугловатые, полуокатанные; слоистость субпараллельная, линзовая; длина линз достигает первых метров, мощность не свыше 0,2–0,3 м. В наносах наземных дельт "сухих" рек чередуются линзовидные пакеты галечников с мелкими и средними полуугловатыми, полуокатанными и окатанными обломками. Субпараллельная слоистость в них более выдержанная, чем в пролювии мелких пересыхающих ручьев; длина пакетов достигает первых десятков метров, мощность возрастает до 0,3–0,4 м. Следует отметить, что для всех отложений, как озерных, так и флювиальных, о которых было сказано выше, характерно содержание в заполнителе пемзовых песка и дресвы и преобладание окатышей базальтов и андезито-базальтов.

Охарактеризованные пролювиальные и аллювиально-пролювиальные отложения, как уже было сказано выше, накопились на этапе эволюции кальдерных депрессий, связанном с формированием в их пределах ряда стратовулканов. Состав продуктов их извержений колеблется от базальтов до дацитов. Преобладание окатышей базальтов, андезито-базальтов и андезитов свидетельствует о том, что флювиальные наносы в это время формировались за счет деятельности "сухих" рек и лахаров, стекающих со склонов этих вулканов. Значительная примесь пемзового материала в заполнителе появляется главным образом в результате размыва пемзовых туфов различного генезиса и в меньшей степени за счет материала пирокластических потоков, извергавшихся в процессе роста экструзий, сопровождавших формирование стратовулканов, а также за счет пемзопадов, синхронных осадконакоплению. Маломощные линзы пемзовых туфов в разрезе флювиальных наносов подтверждают наличие кислых эксплозий в период седиментации.

Третий этап осадконакопления. Выше по разрезу вновь наблюдаются озерные осадки (пачка III), отмеченные в кальдере Стены – Соболиного (см. рис. 3, lim III). Они представлены чередующимися светло-серыми, желтовато-серыми, серыми пемзосодержащими тонко-, средне- и разнозернистыми песками, алевритами и весьма слабо литифицированными алевrolитами с четко выраженной горизонтальной слоистостью. Мощность слоев от нескольких миллиметров до первых сантиметров. В кальдере вулкана Соболиного в озерных осадках пачки III присутствуют линзы мощностью до 1 м серых гравелито-песчаных и песчано-алевритистых пемзосодержащих отложений "сухих" рек.

Максимальная мощность озерных и пролювиальных образований не превышает 6 м. Появление озерных водоемов на данном этапе эволюции вулканоструктуры, очевидно, обусловлено подпруживанием рек и ручьев агломератовыми туфами пемзовых потоков и, следовательно, связано с активизацией эксплозивной деятельности.

Вулканогенно-осадочный разрез системы кальдерных депрессий Карымской структуры завершается голоценовыми озерными и флювиальными отложениями (пачка IV). Озерные осадки представлены нелитифицированными пестроокрашенными горизонтально-слоистыми пемзосодержащими песками от тонкозернистых алевритистых до гравелистых, мощностью до 10-12 м. Замещающие их по простиранию флювиальные наносы сложены разно-, средне- и мелкозернистыми серыми песками с субпараллельной линзовой слоистостью. Мощность колеблется в пределах долей метра - первых метров.

Глава 3

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ И УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ ОЗЕРНЫХ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ПО ДАННЫМ ДИАТОМОВОГО АНАЛИЗА

С целью восстановления фациальных условий и решения вопроса о времени формирования вулканогенно-осадочных отложений в пределах Карымской структуры и ее обрамления методом диатомового анализа исследовано более 100 образцов из 63 естественных обнажений (опробованных с разной степенью детальности). Обнаруженные комплексы диатомей в возрастном отношении четко разделяются на две группы: плиоценовые (первый ритм вулканизма) и плейстоценовые (третий и четвертый ритмы); ниже приводится их характеристика.

Комплексы плиоценовых диатомей из вулканогенно-осадочных отложений в пределах обрамления Карымской вулканоструктуры (первый ритм) подразделяются на две подгруппы. К первой подгруппе нами относятся комплексы из пяти прослоев диатомитов осадочной пачки, подстилаемой туфоигнибритами первого пирокластического покрова и перекрытой оливинсодержащими базальтами в составе сторожевской свиты горы Стол (северо-западный склон; см. рис. 1, т. 160). Судя по составу остатков диатомей, изученных В.В. Лоншаковой и Л.М. Долматовой и любезно переданных нам в качестве сравнительного материала, названные слои относятся к одному стратиграфическому горизонту, более дробное расчленение которого по имеющимся материалам невозможно. В пяти пробах диатомита обн. 160 встречено 170 видовых и внутривидовых таксонов диатомей (принадлежащих 35 родам), содержание которых по отдельным пробам варьирует от 60 до 140 форм; 91% составляют типичные представители пресных водоемов, 9% - морские неотложенные виды. В целом комплексы диатомей свидетельствуют о формировании вмещающих осадков в условиях пресного озера с хорошо развитой пелагиалью и с незначительно заросшими водной растительностью берегами. Доминируют и субдоминируют планктонные и полупланктонные виды. Характерными являются: *Melosira ita-*

lica (Ehr.) Kütz. var. *italica* et var. *tenuissima* (Grun) O. Müll. — 4–5, *M. distans* (Ehr.) Kütz. — 4–5, *M. jouseana* Moiss. — 3–4, *M. praedistans* Jousé — 1–3, *M. praegr anulata* Jousé f. *praegr anulata* et f. *curvata* — 2–5, *M. praeislandica* Jousé f. *praeislandica* et f. *curvata* — 3–6, *M. scabrosa* Oestr. — 3, *Cyclotella kisselevii* O. Korotk. — 1–3, *C. omarensis* (Kuptz.) Loss. et Makar. — 3–4, *C. sp.* (*C. kisselevii* O. Korotk. × *C. kützingiana* var. *radiosa* Fricke et var. *planetophora* Fricke) — 2–4, *Stephanodiscus astraea* var. *minutulus* (Kütz.) Grun. — 2–5, *S. niagarae* var. *magnifica* f. *minor* Fricke — 3–4, *Tetracyclus ellipticus* (Ehr.) Grun. — 1, *T. emarginatus* (Ehr.) W. Sm. — 1–4, *T. sp.* (*T. emarginatus* (Ehr.) W. Sm. × *T. lacustris* Ralfs) — 1–6, *T. lacustris* Ralfs — 3–4, *T. floriformis* Tschere. — 1, *T. stellaris* Herib. — 1–3, *Meridion circulare* (Grev.) Ag. — 1–3, *Diatoma hiemale* (Lyngb.) Heib. — 1–4, *Fragilaria* agg. *virescens* Ralfs — 2–4, *F. pinnata* Ehr. var. *pinnata* et var. *lancettula* (Schum.) Hust. — 1–4, *Synedra vaucheriae* Kütz. — 1–3, *Eunotia pectinalis* (Dillw. ? Kütz.) Rabenh. var. *pectinalis* et var. *minor* (Kütz.) Rabenh. — 1–2, *Eunotia polyglyphoides* Sheshuk. — 1, *E. prae-rupta* Ehr. — 1–5, *Cocconeis placentula* var. *euglypta* (Ehr.) Cl. — 1–3, *Achnanthes lanceolata* (Bréb.) Grun. — 1–4, *Diatomella balfouriana* Grev. — 1–6, *Diploneis elliptica* (Kütz.) Cl. var. *elliptica* var. *ladogensis* Cl. — 4–5, *D. ovalis* (Hilse) Cl. — 1–5, *D. smithii* (Bréb.) Cl. — 1–4, *Frustulia rhomboides* (Ehr.) D. T. — 1, *F. vulgaris* Thw. — 1–4, *Stauro-neis anceps* Ehr. — 2–3, *S. phoenicenteron* Ehr. — 1–4, *Navicula amphibola* Cl. — 1–3, *N. contenta* Grun. f. *contenta* et f. *biceps* Arn. — 1–4, *N. bacillum* Ehr. — 1–2, *N. dicephala* (Ehr.) W. Sm. — 1–2, *N. lagerstedtii* var. *palustris* Hust. — 1–3, *N. mutica* Kütz. — 1–4, *N. placentula* f. *minuta* Boye P. — 1, *N. pupula* Kütz. var. *capitata* Hust. — 1–2, *N. semen* Ehr. — 1–4, *Pinnularia* aff. *alpina* W. Sm. — 1–3, *P. borealis* Ehr. — 3–5, *P. globiceps* var. *krockei* Grun. — 3, *P. sp.* (*P. gracillima* Greg. × *P. undulata* Greg.) — 1–3, *P. microstauron* (Ehr.) Cl. var. *microstauron* et var. *brebissonii* f. *diminuta* Grun. — 1–4, *P. molaris* Grun. — 1–4, *P. nodosa* Ehr. — 1–4, *P. subcapitata* Greg. — 1–3, *P. stomatophora* Grun. — 1, *P. viridis* (Nitzsch.) Ehr. — 1–4, *Neidium bisulcatum* (Lagerst.) Cl. — 1–4, *Caloneis bacillum* (Grun.) Mer. — 1–2, *C. aff. clevei* Lagerst. — 1, *C. silicula* (Ehr.) Cl. — 1, *C. aff. schroederi* Hust. — 1–3, *Amphora ovalis* Kütz. var. *ovalis* et var. *libyca* Ehr. et var. *pediculus* Kütz. — 1–2, *Cymbella aspera* (Ehr.) Cl. — 1–2, *C. heteropleura* var. *minor* Cl. — 1, *C. sinuata* Greg. — 1, *C. stuxbergii* var. *intermedia* Wisl. — 1–3, *C. turgida* (Greg.) Cl. — 1–3, *C. ventricosa* Kütz. — 1–4, *Gomphonema angustatum* (Kütz.) Rabenh. — 1–4, *G. aff. quadripunctatum* (Oestr.) Wisl. — 1, *G. agg. ventricosum* Greg. — 1–2, *Epithemia turgida* (Ehr.) Kütz. — 1–4, *E. sorex* Kütz. — 1–3, *E. zebra* (Ehr.) Kütz. — 1–4, *Rhopalodia gibba* (Ehr.) O. Müll. — 2–4, *R. gibberula* (Ehr.) O. Müll. — 1–4, *R. parallela* Grun. — 1–4, *Hantzschia amphyoxyis* (Ehr.) Grun. — 3–4, *Hantzschia frustulum* (Kütz.) Grun. — 1–3. Остальные представители этой флоры — виды, широко распространенные ныне в бореальной зоне, — отмечаются спорадически единичными экземплярами.

При сравнении с относительно лучше изученными неогеновыми флорами Камчатки и других территорий не было выявлено тождественных комплексам сторожевской свиты. По численности *Melosira praedistans*, *M. praegr anulata*, *M. praeislandica*, *Tetracyclus ellipticus*, *T. stellaris*, *Eunotia polyglyphoides* рассматриваемую флору можно считать близкой к плиоценовой флоре озерно-аллювиального типа "верхнеэрмановской подсвиты" в устье р. Тигиль (Синельникова и др., 1976). Меньше близости обнаруживается с комплексами стратотипического разреза шапинской свиты, изучавшимися нами. Наиболее ярким связующим звеном между сторожевскими и шапинскими комплексами являются *Melosira jouseana* Moiss. и преобладающие умеренно холодолюбивые виды бореальной зоны. Заметное участие холодолюбивой *Cyclotella kisselevii* O. Korotk. не позволяет с уверенностью разделить мнение наших коллег Л.М. Долматовой и В.В. Лоншаковой о раннеплиоценовом возрасте сторожевской флоры горы Стол. Обилие представителей рода *Cyclotella* свидетельствует о более прохладном температурном режиме древнего озера по сравнению с водоемом озерно-аллювиального типа, осадки которого вскрыты в устье р. Тигиль (Синельникова и др., л. с.); оно также сближает охарактеризованную флору горы Стол с озерной флорой омарских слоев нижнего течения р. Камы близ пос. Омарский Починок, датируемых ранним апшероном (Горецкий, 1964; Моисеева и др. см. раздел в кн. Диатомовые водоросли СССР, 1974), а также с озерной флорой вилафранкских отложений бассейна р. Пию Центрального французского массива (Ehrlich, 1967). Названные комплексы имеют значительное число общих форм, в том числе субдоминантных, что позволяет, по нашему мнению, рассматривать флору горы Стол как флору промежуточного этапа между плиоценовой "верхнеэрмановской" и эоплейстоценовой Прикамья¹.

Во вторую подгруппу комплексов диатомей первого ритма вулканизма нами объединены комплексы из обн. 126, 139, 144, 149 (полевые сборы Ю.П. Масуренкова), 571, 1054, 2615, 80, 102 (колл. КТГУ), наращивающих разрез сторожевской свиты в бассейне рек Лево́й и Правой Жупановой (см. рис. 1). Данные о диатомовой флоре названной территории в литературе отсутствуют. Систематический состав флоры, исследованной нами, приведен в табл. 1. Основные отличительные особенности названной подгруппы озерных комплексов выявляются при детальном сравнении их с рассмотренной выше флорой горы Стол и состоят: 1) в заметном увеличении численности и разнообразия умеренно холодноводных видов бореальной зоны; 2) исчезновении ряда миоплиоценовых тепловодных диатомей: *Melosira jouseana*, *M. praedistans*, *M. praegr anulata*, *M. praeislandica*, *Tetracyclus floriformis*, *T. stellaris*, *Eunotia polyglyphoides*; 3) появлении *Cyclotella comta* var. *pliocanica* Krasske и *Coscinodis-*

¹ На Камчатке эоплейстоцену соответствуют тумрокский и крерукский вулканогенные комплексы, относимые к верхнему плиоцену (Шанцер и др., 1969).

Таблица 1

Диатомовый комплекс из отложений верхней части сторожевской свиты Карымской структуры

Диатомей	№ обнажения							Шалинская свита (опорный разрез)	Турокский вулканогенный комплекс (вулкан Пальцевский)
	126	139	144	149 (условно)	160	80	102		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Пресноводные воды:									
<i>Melosira distans</i> (Ehr.) Kütz.	3	5	5	3	1-3	6	4	1	2-6
<i>M. distans</i> var. <i>alpigena</i> Grun.	4	-	2	2	-	-	-	-	2
<i>M. granulata</i> var. <i>angustissima</i> (O. Müll.) Hust.	2	-	-	-	-	-	-	-	4
<i>M. italica</i> var. <i>italica</i> (Ehr.) Kütz.	3	5	5	-	1-5	6	6	1-2	-
<i>M. scabrosa</i> Oestr.	-	3	2	-	3	3	1	1-2	1-6
<i>M. sp.</i> (cf. <i>M. italica</i> (Ehr.) Kütz.)	3	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Cyclotella</i> aff. <i>comta</i> (Ehr.) Kütz.	1	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>C. comta</i> var. <i>pliocänica</i> Krasske	-	2	-	-	-	-	-	-	-
<i>C. aff. comta</i> var. <i>pliocänica</i> Krasske	1	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>C. kisselevii</i> O. Korotk	3	-	-	3	1-3	6	-	-	-
<i>C. kützingiana</i> var. <i>radiosa</i> Fricke	1	1	-	-	-	-	-	-	-
<i>C. aff. kützingiana</i> var. <i>radiosa</i> Fricke	1	-	-	2	-	-	-	-	-
<i>C. ocellata</i> Pant.	3	3	-	-	-	-	-	-	-
<i>C. omarensis</i> (Kuptz.) Loss. et Makar.	-	3	4	4	1-4*	6*	6*	-	3-5*
<i>C. sp.</i> (<i>C. kisselevii</i> O. Korotk, x <i>C. kützingiana</i> var. <i>radiosa</i> Fricke et var. <i>planetophora</i> Fricke)	6	6	6	-	1-4	4	-	-	3-4*
<i>Stephanodiscus astraea</i> var. <i>minutulus</i> (Kütz.) Grun.	3	5	5	4	1-5	4	4	5*	1-5
<i>S. aff. niagarae</i> var. <i>magnifica</i> f. <i>minor</i> Fricke	2	3	3	-	1-4*	-	2*	-	-
<i>Coscinodiscus aff. variabilis</i> Freng. senu Krasske	1	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Tetracyclus ellipticus</i> (Ehr.) Grun.	3	3	2	-	1	-	-	1	-
<i>T. aff. ellipticus</i> (Ehr.) Grun.	1	-	-	-	1-4	-	2	-	-
<i>T. emarginatus</i> (Ehr.) W.Sm.	2	-	-	2	1-4	-	2	-	1
<i>T. lacustris</i> Ralfs	3	1	3	-	3-4	-	1	1-3	-
<i>T. cf. lacustris</i> var. <i>lanceolatus</i> Moiss. (septa)	1	-	-	-	-	-	1	-	-

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<i>Tabellaria fenestrata</i> (Lyngb.) Kütz.	-	-	-	3	-	-	-	-	-
<i>T. flocculosa</i> (Roth.) Kütz.	1	-	2	2	1	-	1	2	-
<i>Meridion circulare</i> Ag. et. var. <i>constricta</i> (Ralfs) V.H.	-	-	-	2	1-4	1	-	1-2	-
<i>Diatoma hiemale</i> (Lyngb.) Heib.	-	1	-	-	1-4	-	1	-	-
<i>Opephora martyi</i> Herib.	1	2	2	-	1	2	3	-	2-3
<i>Fragilaria bicapitata</i> A. Mayer	1	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>F. bituminosa</i> Pant. sensu Kuptz.	2	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>F. brevistriata</i> Grun.	-	2	-	-	-	-	-	-	-
<i>F. construens</i> (Ehr.) Grun.	-	1	-	-	3	1	3	-	2
<i>F. cf. intermedia</i> var. <i>kamtschatica</i> (Boye P.) Pr.-Lavr.	-	1	-	1	-	-	-	-	-
<i>F. lapponica</i> Grun.	-	2	-	-	-	-	-	-	-
<i>F. leptostauron</i> (Ehr.) Hust.	-	1	-	-	1	-	-	-	-
<i>F. pinnata</i> Ehr.	-	3	3	3	1-4	-	-	-	3
<i>F. sp. ?</i> (fragm.)	1	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>F. sp. ?</i> (<i>Synedra amphicephala</i> Kütz.?)	1	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Ceratoneis arcus</i> (Ehr.) Kütz.	-	-	-	2	1	-	1	1-2	-
<i>Synedra aff. cyclopus</i> Brytschy	-	1	-	-	-	-	-	-	-
<i>S. ulna</i> (Nitzsch.) Ehr.	3	2	2	2	1-2	1	1	2-3	-
<i>S. ulna</i> var. <i>amphirhynchus</i> (Ehr.) Grun.	-	2	-	-	-	-	-	-	-
<i>S. vaucheriae</i> Kütz.	1	-	-	1	1-3	1	1	-	-
<i>Asterionella ? sp.</i>	1	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Eunotia cf. exigua</i> (Bréb.) Rabenh. (fragm.)	-	-	-	2	-	-	-	-	-
<i>E. faba</i> (Ehr.) Grun.	-	-	-	1	-	-	1	-	-
<i>E. praerupta</i> Ehr.	1	-	4	3	1-5	1-2	1	1-2	-
<i>E. cf. veneris</i> var. <i>execta</i> A. Cl. (fragm.)	-	-	-	2	-	-	-	-	-
<i>E. sp.</i> (fragm.)	-	-	-	1	-	-	-	-	-
<i>Cocconeis placentula</i> var. <i>euglypta</i> (Ehr.) Cl.	1	2	1	-	1-3	1	1	-	1
<i>C. sp.</i> (<i>C. aff. disculus</i> var. <i>diminuta</i> (Pant.) Sheshuk.?)	-	1	-	-	-	-	-	-	-
<i>Eucocconeis ? sp.</i>	1	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Achnanthes cf. brevipes</i> var. <i>intermedia</i> Cl.	-	-	-	1	-	-	-	-	-
<i>A. fragilarioides</i> Boye P.	-	-	-	1	-	-	-	-	-
<i>A. linearis</i> (W.Sm.) Grun. f. n.	-	-	-	1	-	-	-	-	-
<i>A. marginulata</i> Grun. f. <i>fossilis</i> f. n.	-	-	-	2	-	-	-	-	-
<i>A. sp.</i> ₁ , <i>sp.</i> ₂	1	-	-	1	-	-	-	-	-
<i>Rhoicosphenia curvata</i> (Kütz.) Grun.	-	3	-	-	1	1	-	-	3
<i>Diatomella balfouriana</i> Grev.	1	-	4	3	1-6	1	3	1-3	-
<i>Diploneis elliptica</i> (Kütz.) Cl.	2	2	-	3	4-5	1	3	1-3	1-3
<i>D. ovalis</i> (Hilse) Cl.	-	-	-	2	1-5	1	1	4-1	2

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<i>D. sp. (D. boldtiana Cl. ?)</i>	1	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Frustulia ? (fragm.)</i>	-	-	-	1	-	-	-	1*	-
<i>Stauroneis aff. phoenicenteron Ehr.</i>	-	-	-	1	1-4*	-	-	-	-
<i>S. sp. (S. phoenicenteron Ehr. ? fragm.)</i>	-	1	-	1	-	-	-	1-3*	-
<i>Navicula cf. amphibola Cl. (fragm.)</i>	-	-	-	2	-	-	-	-	-
<i>N. annulata Grun. f. n.</i>	1	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>N. contenta Grun. f. contenta</i>	-	-	-	2	1-4	-	-	-	-
<i>N. contenta f. biceps (Arn.) Grun.</i>	-	-	4	3	-	-	-	-	-
<i>N. aff. contenta f. biceps (Arn.) Grun.</i>	-	-	-	2	-	-	-	-	-
<i>N. lagerstedtii Cl. f. n.</i>	-	-	-	2	1-3*	-	-	-	-
<i>N. aff. lucitula Grun.</i>	1	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>N. mutica Kütz.</i>	1	-	-	2	1-4	1	1	1-3	-
<i>N. cf. mutica Kütz. (fragm.)</i>	-	-	3	-	-	-	-	-	-
<i>N. cf. placenta Ehr. (fragm.)</i>	-	-	-	1	-	-	-	-	-
<i>N. cf. plausibilis Hust.</i>	-	-	3	2	-	-	-	1*	-
<i>N. pupula var. elliptica Hust.</i>	-	-	-	2	-	-	-	-	-
<i>N. cf. pupula var. rectangularis 'Greg.) Grun.</i>	-	-	-	2	-	-	-	-	-
<i>N. radiosa Kütz.</i>	-	-	-	1	-	-	-	-	-
<i>N. cf. reinhardtii (Grun.) Cl.</i>	-	1	-	-	1*	-	-	-	-
<i>N. tuscula (Ehr.) Grun.</i>	1	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>N. sp. (fragm.)</i>	-	-	-	1	-	-	-	-	-
<i>Pinnularia borealis Ehr.</i>	3	3	4	3	3-5	4	4	1-4	1
<i>P. cf. divergentissima (Grun.) Cl. (fragm.)</i>	-	-	-	2	-	-	-	-	-
<i>P. intermedia Lagerst.</i>	-	-	-	2	-	-	-	-	-
<i>P. cf. lata (Bréb.) W. Sm. (fragm.)</i>	-	1	-	2	-	1	1	1-2*	-
<i>P. microstauron (Ehr.) Cl. f. n.</i>	1	-	-	-	1-4*	-	-	-	-
<i>P. subborealis Hust.</i>	-	-	-	1	-	-	-	-	-
<i>P. cf. viridis (Nitzsch.) Ehr. (fragm.)</i>	-	-	2	-	1-4*	-	-	1-3	-
<i>P. sp. (fragm.)</i>	-	-	-	3	-	-	-	-	-
<i>Neidium bisulcatum (Lagerst.) Cl.</i>	-	-	-	2	1-4	-	1	-	-
<i>Caloneis cf. clevei (Lagerst.) Cl. (fragm.)</i>	-	-	-	1	-	-	-	-	-
<i>C. cf. silicula (Ehr.) Cl. (fragm.)</i>	-	-	-	3	-	-	-	-	-
<i>Amphora ovalis Kütz. var. ovalis</i>	-	1	-	3	1-2	-	1	2	-
<i>A. ovalis var. pediculus Kütz.</i>	1	-	2	-	1	1	-	-	1-2
<i>A. perpusilla Grun.</i>	-	-	-	2	-	-	-	-	-
<i>Cymbella aff. amphicephala Näg.</i>	1	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>C. gracilis (Rabenh.) Cl.</i>	-	-	-	1	-	-	-	-	-
<i>C. hebridica (Greg.) Grun.</i>	1	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>C. aff. parva (W. Sm.) Cl.</i>	1	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>C. sinuata Greg.</i>	1	-	-	2	1	-	-	-	-

Таблица 1 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<i>C. ventricosa</i> Kütz.	-	-	-	2	1-4	-	1	1-2	-
<i>C. sp.</i> (fragm.)	-	-	1	-	-	-	-	-	-
<i>C. cf. heteropleura</i> Ehr. (fragm.)	-	-	-	2	-	-	-	-	-
<i>Gomphonema angustatum</i> (Kütz.) Rabenh.	-	-	-	2	-	-	-	-	-
<i>G. cf. longiceps</i> var. <i>subclavatum</i> Grun.	1	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>G. cf. quadripunctatum</i> (Oestr.) Wisl.	1	-	-	-	1	-	-	-	-
<i>G. sp.</i> ₁ (fragm.)	-	-	1	-	-	-	-	-	-
<i>G. sp.</i> ₂ (<i>G. cf. ventricosum</i> Greg.?) (fragm.)	1	-	-	-	1-2*	-	-	-	-
<i>Epithemia sorex</i> Kütz.	1	2	-	-	1-3	1	1	-	-
<i>E. turgida</i> var. <i>granulata</i> f. <i>vertagus</i> (Kütz.) I. Kiss.	-	3	-	-	1-4	3	4	-	-
<i>E. sp.</i> (fragm.)	1	-	-	2	-	-	-	-	-
<i>Rhopalodia gibba</i> (Ehr.) O. Müll.	-	2	2	-	2-4	1	1	1-4	-
<i>R. cf. parallela</i> (Grun.) O. Müll. (fragm.)	-	2	-	-	1-4*	-	-	1*	-
<i>Hantzschia amphioxys</i> (Ehr.) Grun.	3	1	3	3	3-4	1	2	1-4	-
<i>Nitzschia amphibia</i> Grun.	-	-	-	1	3-4	-	1	-	-
<i>N. angustata</i> (W.Sm.) Grun.	2	-	2	-	-	-	-	-	1-2
<i>N. denticula</i> Grun.	2	-	-	3	-	1	-	-	-
<i>N. aff. pseudoamphibia</i> Poretzky	2	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>N. romana</i> Grun.	-	-	-	1	-	-	-	-	-
<i>Cymatopleura cf. solea</i> (Bréb.) W.Sm. (fragm.)	-	-	-	1	-	-	-	-	-
<i>Suirella cf. turgida</i> W.Sm. (fragm.)	1	-	-	-	-	-	-	-	1*
<i>S. sp.</i> (fragm.)	-	-	-	2	-	-	-	-	-
Неопределимые фрагменты пресноводных Pennatophycidae	2	-	-	1	-	-	-	-	-
Морские виды:									
<i>Coscinodiscus marginatus</i> Ehr.	-	-	-	1	1-3	-	1	-	-
<i>Actinoptychus undulatus</i> var. <i>minor</i> A. Cl.	-	-	-	1	-	-	-	-	-
Неопределимые фрагменты морских Centrophycidae	2	1	1	1	1	1	1	1	-

Примечание. * присутствие морфологически близких форм.

Оценки обилия форм: 1 - единично (1-5 экз. в препарате), 2 - редко (1 экз. в каждом из 10 рядов препарата, увел. 1000), 3 - нередко (2-10 экз. в каждом из 10 рядов препарата, увел. 1000), 4 - часто (11 - 100 экз. в 10 рядах препарата, увел. 1000), 5 - очень часто (100-1000 экз. в 10 рядах препарата, увел. 1000), 6 - в массе (более 1000 экз. в препарате, несколько экземпляров в каждом поле зрения, увел. 1000).

cus aff. *variabilis* Freng. sensu Krasske (характерные формы позднего плиоцена Германии (Krasske, 1932)), *Fragilaria bituminosa* Pant. sensu Kuptz. (характерная форма раннего апшерона Прикамья (Моисеева и др., 1974)).

Среди перечисленных выше комплексов несколько выделяются комплексы из обн. 80 и 102, исследованные В.В. Лоншаковой и Л.М. Долматовой, в составе которых присутствует в заметном количестве *Melosira graegranulata* Jousé. Эти исследователи считают, что флора из обн. 80 и 102 является промежуточной между флорой горы Стол и флорой из обн. 571 и 1054 (аналогом последней в нашей коллекции являются комплексы обн. 126, 139, 144) и возраст ее может быть принят как позднеплиоценовый. Мы разделяем их точку зрения о позднеплиоценовом возрасте этих комплексов диатомей.

Близость систематического состава озерных комплексов из обн. 126, 139, 144, 571, 1054, а также доминирующего и субдоминирующего элемента, общий холодно-умеренный характер позволяют, по нашему мнению, считать их субсинхронными.

К сожалению, вследствие единичных отборов образцов из названных разрезов, результаты изучения остатков диатомей не вполне достаточны для определения возраста опробованных горизонтов с точностью до подраздела. Пока лишь ясно, что: 1) состав названных комплексов отражает явное ухудшение климатических условий по сравнению с временем формирования флоры горы Стол и комплексов из обн. 80 и 102; 2) названные комплексы являются относительно более тепловодными и более ранними по сравнению с почти лишенной вымерших ныне видов озерной флорой из отложений кальдеры вулкана Пальцевого, относящихся по геологическим данным к тумрокскому вулканогенному комплексу (Шанцер и др., 1969).

Перечисленные особенности комплексов II подгруппы (обн. 126, 139, 571, 1054) позволяют, по нашему мнению, ограничивать возрастные пределы формирования вмещающих их осадков позднешапинским-раннетумрокским (?) временем (по всей вероятности, этот интервал соответствует нижнему эоплейстоцену (апшерону) проекта общей стратиграфической шкалы СССР 1976 г.). Комплекс диатомей из обн. 149, вероятно, является наиболее поздним среди комплексов II подгруппы. Будучи экологически однотипным с комплексами из обн. 126, 139, 144, он не содержит *Cyclotella comta* var. *pliocänica*, *Stephanodiscus niagarae* var. *magnifica* f. *minor*, *Coscinodiscus* aff. *variabilis* Freng. sensu Krasske, *Tetracyclus ellipticus*; только в нем среди комплексов II подгруппы отмечены *Achnanthes fragilarioides* Boye P. (ныне редкий арктический вид), а также холодолюбивые (ксенобионты?) - *Navicula* cf. *amphibola* Cl., *N.* cf. *plausibilis* Hust., *Pinnularia* cf. *divergentissima* (Grun.) Cl., *P. subbo-realis* Hust. Такое изменение в составе диатомовой флоры, по нашему мнению, следует принять за отражение ухудшения палеоклиматических условий по сравнению со временем формирования комплексов обн. 126, 139, 144.

Таким образом, на основании изученных комплексов диатомей можно сделать заключение о последовательно прогрессирующем ухудшении палеоклиматических условий в ходе формирования отложений сторожевской свиты.

Вторая группа (плейстоценовых) комплексов приурочена к интراكальдерным отложениям центральной части Карымской структуры, вскрываемым в естественных обнажениях (см. рис. 1, т. 7504, 7505, 7507, 7508, 28, 7501, 7513, 7516, 7519, 7522). Результаты изучения показали неравномерную насыщенность остатками диатомей названных отложений, внешне литологически сходных и опробованных через близкие интервалы (0,3; 0,5; 1; реже через 1,5 м). Обнаруженные комплексы разделяются на два основных экологических типа - озерный и озеро-аллювиальный (старичные, мелкие водоемы приречной зоны). Среди озерных комплексов выделяются подкомплексы с заметным участием планктонного элемента и подкомплексы бентического типа, в которых доминирующее положение занимают формы донные и обрастаний. Детальное сопоставление систематического и экологического состава обнаруженных комплексов между собой позволяет наметить их стратиграфическую последовательность, которая является рабочим вариантом. Этот вариант представляется нам наиболее соответствующим имеющейся совокупности данных. Сопоставление позволяет также выделить три основных этапа в формировании диатомовой флоры рассматриваемого района (ниже они условно называются I, II, III).

Этап II выделен по 13 образцам из отложений нижней пачки разреза (глуб. 4,5-13,5 м над урезом реки), вскрытого по левому берегу р. Карымской, в 8 км выше руч. Углогого (т. 28) и образцам из пачки переслаивающихся мелко- и тонкозернистых песчаников и алевролитов мощностью 3 м в нижней части разреза (глуб. 10-13 м над урезом), вскрытых естественным обнажением на левом берегу левого притока руч. Углогого в 1,2 км в ССВ от абс. отм. 580,2 м (т. 7507/56). Для общего состава диатомей названных интервалов (т. 7507/56) характерно преобладание в качественном и количественном отношении бентических форм широкого географического диапазона в пределах бореальной зоны; среди них не отмечались арктобореальные и южнобореальные формы, а также представители глубоководных биоценозов. Сводный список диатомей из нижней части озерной пачки т. 28 приведен в табл. 2 в графе "Комплекс I". Комплекс из нижней озерной пачки (т. 7507/56) является еще более бедным, он представлен: неопределимыми из-за плохой сохранности створками морских (неогеновых?) *Centrophycydae* - 1¹, *Eunotia praerupta* - 1 (большей частью плохой сохранности), *Navicula* (?) sp. - 1 (неопределима из-за плохой сохранности), *Pinnularia borealis* - 1, *P. cf. intermedia* - 1 (плохой сохранности), *P. sp.* - 1, *Neidium bisulcatum* - 1, *Surirella* sp. - 1 (неопределимы из-за плохой сохранности).

¹ См. условные обозначения оценок обилия в табл. 1.

В целом состав диатомей свидетельствует о формировании осадков в неглубоких умеренно холодных водоемах. Об этом свидетельствует как состав бентических диатомей, так и спорадически отмечающиеся в разрезе *Melosira italica* (Ehr.) Kütz. var. *italica* et var. *valida* (Grun.) Hust. (нахождение единичного экземпляра *Cyclotella kisselevii* в разрезе т. 28 *in situ* сомнительно). Невысокие оценки обилия диатомей, плохая сохранность створок, слабое развитие планктонного элемента свидетельствуют о формировании вмещающих осадков при неблагоприятных для развития диатомовой флоры условиях. Неблагоприятствующими факторами могли послужить климатические условия, а также интенсивный привнос пеплового и мелко-обломочного терригенного материала, приводивший к сильному снижению прозрачности водоемов, а возможно, и к созданию субаэральных условий. Имеющийся фактический материал не позволяет уверенно высказаться о времени формирования комплексов I этапа в пределах плейстоцена. По всей вероятности, они сформировались в очень близком временном интервале с комплексами II этапа, характеристика которых приводится ниже. Это подтверждается присутствием в одном непрерывном, литологически выдержанном разрезе озерной пачки т. 28 комплексов обоих этапов.

Этап II характеризуется несколькими комплексами диатомей, как в уже названном разрезе обн. 28 (глуб. 10,5–17,5 м над урезом реки), так и в обн. 7507/56, 7508, 7501, 99, 7516. В целом для этапа II характерно увеличение систематического разнообразия и численности диатомей (табл. 2); особенно характерно появление представителей *Cyclotella*, *Stephanodiscus*, *Asterionella*, а также увеличение формы *Melosira*. Последняя особенность – повышение роли планктонного элемента – является отражением увеличения водности водоемов. Наиболее ярким подтверждением этому служат высокие оценки обилия *Melosira distans*, *M. italica* var. *italica* et var. *tenuissima* et var. *valida*, *Cyclotella kisselevii*, *C. ocellata*, *C. operculata*, *C. sp. 1*, *C. sp. 2*, *Stephanodiscus astraea* var. *minutulus* в отложениях верхней части озерной пачки т. 28 (комплекс II, обр. 14–21), а также появление здесь представителя глубоководных биоценозов *Achnanthes pinnata*. Богатый и разнообразный состав бентических диатомей рассматриваемого интервала в обн. 28 свидетельствует о развитой литоральной зоне древнего озера, а состав флоры в целом – о формировании ее в среднеглубинном озере мезотрофного типа. Характеризуя диатомовую флору верхней части озерной пачки обн. 28 в палеоклиматическом отношении, следует отметить также следующие ее особенности: 1) значительное число форм, предпочитающих северные и горные водоемы, высокие оценки обилия некоторых из них – *Melosira distans* – 6, *M. italica* var. *valida* – 2–6, *M. scabrosa* – 3, *Cyclotella kisselevii* – 3–5, круг форм *C. kuetzingiana* – 2–3; 2) отсутствие южнобореальных видов и наличие в низах рассматриваемого интервала (обр. 14) двух форм, морфологически близких обитающим ныне в арктической зоне, – *Achnanthes* aff. *fragilarioides* Boye P. – 1 и *Caloneis clevei* (Lagerst.) Cl. f. n. – 3.

Таблица 2

Сопоставление комплекса диатомей

Диатомей	№ точки						Яр Романовский
	28	7501	7507/56	99	7508		
	Высота над урезом реки, м						
	Комплекс I	Комплекс II	9,0-14,9	36,5-45,0	12,0-21,0	28,0-28,7	0,25-1,75
1	2	3	4	5	6	7	8
Melosira distans (Ehr.) Kütz.	-	6	-	-	-	-	6
M. italica (Ehr.) Kütz.	3	6-3	1	4	3	3	4
M. italica f. curvata (Pant.) Hust.	-	1	-	-	-	-	-
M. italica var. tenuissima (Grun.) O. Müll.	-	4	-	2	-	-	2
M. italica var. tenuissima (Grun.) O. Müll. f. curvata f. n.	-	2	-	-	-	-	-
M. italica var. valida (Grun.) Hust.	1	2-6	2-5	1-6	5	3	-
M. aff. italica var. valida (Grun.) Hust.	-	2	-	-	-	-	-
M. roeseana Rabenh. f. n.	4	-	-	-	-	1	-
M. scabrosa Oestr.	3	3	5	3-4	-	4-3	-
Cyclotella kisselevii O. Korotk.	1	3-5	-	-	-	-	4
C. kuetzingiana var. planetophora Fricke	-	2-3	-	1	-	-	3
C. kuetzingiana var. radiosa Fricke	-	2	-	-	-	-	4
C. kuetzingiana var. radiosa Fricke × var. planetophora Fricke	-	2	-	-	-	-	-
C. ocellata Pant. f. ocellata et. f. n.	-	5	-	-	-	-	-
C. operculata (Ag.) Kütz. et f. n.	-	4	-	-	-	-	-
C. sp.1 (C. comta (Ehr.) Kütz. × C. bodanica Eulenst.)	-	4	3	-	-	-	6
C. sp.2 (C. kisselevii O. Korotk. × C. kuetzingiana Thwait.)	-	5	-	3	1-5	-	2
Stephanodiscus astraea var. minutulus (Kütz.) Grun.	-	3-5	-	-	-	-	6
S. astraea var. minutulus (Kütz.) Grun. × var. intermedius Fricke	-	1	-	-	-	1	-
S. cf. hantzschii Grun.	-	2	-	-	-	-	-
Tabellaria fenestrata (Lyngb.) Kütz.	-	1	-	-	-	-	4
Meridion circulare var. constricta (Ralfs) V. H.	-	1	1	1	-	-	3
Diatoma hiemale (Lyngb.) Heib.	-	4	-	2	-	-	2
D. hiemale var. mesodon (Ehr.) Grun.	1	3-4	-	-	-	1	2
Opephora martyi Herib.	-	3-4	4-1	6-5	1	4-2	2
O. martyi Herib. f. n.1 et f. n.2	-	2-1	-	-	-	-	-
Fragilaria brevistriata Grun.	1	3	2-5	5	-	3	-
F. cf. constricta Ehr.	-	1	-	-	-	-	-
F. construens (Ehr.) Grun.	-	4	4-3	6	4	3	1
F. construens var. binodis (Ehr.) Grun.	2	1-4	4-6	6	4	3	2

Таблица 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8
<i>F. construens</i> var. <i>venter</i> (Ehr.) Grun.	-	3	-	3	-	-	-
<i>F. aff. construens</i> (Ehr.) Grun.	3	4-2	-	-	-	-	-
<i>F. intermedia</i> Grun.	-	3	-	-	-	-	-
<i>F. leptostauron</i> (Ehr.) Hust.	-	1	-	-	-	-	1
<i>F. pinnata</i> Ehr.	-	2	2-5	4	-	-	1
<i>F. pinnata</i> var. <i>intersedens</i> Grun.	2	-	-	-	-	-	-
<i>F. pinnata</i> var. <i>lancettula</i> (Schum.) Hust.	-	2	5	2	-	-	-
<i>Ceratoneis arcus</i> (Ehr.) Kütz.	-	1-3	-	1	1	1	3
<i>Synedra cyclopus</i> Brutschy et f.n.	-	1	-	-	-	-	2
<i>S. rumpens</i> Kütz.	-	1	-	-	-	-	-
<i>S. tabulata</i> (Ag.) Kütz.	1	1	-	-	-	-	-
<i>S. ulna</i> (Nitzsch.) Ehr.	1	2-3	-	1	-	2	3
<i>S. vaucheriae</i> Kütz.	-	2-4	-	-	-	-	-
<i>Asterionella gracillima</i> (Hantzsch.) Heib.	-	1	2	1	-	-	-
<i>Eutonia fallax</i> A.Cl.	-	1	-	2	-	2	-
<i>E. pectinalis</i> var. <i>minor</i> (Kütz.) Rabenh.	1	-	-	2	-	-	-
<i>E. cf. praerupta</i> Ehr. var. <i>praerupta</i> (fragm.)	-	3	2	1	2-1	3	1
<i>Cocconeis placentula</i> var. <i>euglypta</i> (Ehr.) Cl.	3	1	5-1	4	4	3-2	-
<i>Euococconeis aff. minuta</i> Cl.	1	1	3-1	2-3	3-1	-	-
<i>E. aff. poretzkyi</i> var. <i>gracilis</i> (Jasnitsky) Sheshuk.	-	1	1	1	-	-	-
<i>Achnanthes calcar</i> Cl.	4	2	4-5	2	6	3	-
<i>A. dispar</i> var. <i>capitata</i> Jasnitsky	-	1	-	2	-	-	-
<i>A. aff. fragilariodes</i> Boye P.	-	1	-	-	-	-	-
<i>A. gracillima</i> Hust.	-	1	-	-	-	-	-
<i>A. lanceolata</i> (Bréb.) Grun.	-	2	-	-	-	2	2
<i>A. lanceolata f. ventricosa</i> Hust.	3	3	2	3	-	1	-
<i>A. lanceolata</i> var. <i>elliptica</i> Cl.	1	1	-	-	-	-	-
<i>A. aff. laterostrata</i> Hust.	-	1	3	1-3	-	-	1
<i>A. linearis</i> (W. Sm.) Grun.	-	2	3-2	3-2	-	-	-
<i>A. linearis</i> var. <i>pusilla</i> Grun.	-	1	-	-	-	-	-
<i>A. oestrupii</i> (A. Cl.) Hust.	2	-	4	3-2	5	-	-
<i>A. aff. oestrupii</i> (A. Cl.) Hust.	-	4-1	5	2-5	5	-	-
<i>A. pinnata</i> Hust.	-	2-1	3-4	1	-	-	-
<i>A. aff. pinnata</i> Hust.	3	-	-	-	-	-	-
<i>A. pinnata</i> var. <i>japonica</i> Hust.	-	2	2-3	-	4	-	-
<i>A. aff. skvortzowii</i> Jasnitsky	1	1	-	-	-	-	-
<i>A. sp.</i>	-	1	-	-	-	-	-
<i>Rhoicosphenia curvata</i> (Kütz.) Grun.	-	1	1	1	1	2	4
<i>Diploneis elliptica</i> (Kütz.) Cl.	5	5-4	2-6	5	2-4	5-4	4
<i>D. aff. elliptica</i> (Kütz.) Cl.	2	3	-	-	-	-	-
<i>D. interrupta</i> (Kütz.) Cl.	-	1	-	-	-	-	-
<i>D. oculata</i> (Bréb.) Cl.	1	-	-	-	-	-	-
<i>D. ovalis</i> (Hilse) Cl.	1	3-4	3-4	3	2	3-4	2
<i>D. aff. ovalis</i> (Hilse) Cl.	1	2	2	-	-	3-4	-
<i>Stauroneis pygmaea</i> Krieg.	-	2	-	-	-	-	-
<i>S. sp.1</i>	1	-	-	2	-	-	-
<i>S. sp.2</i>	-	2	-	-	-	-	-
<i>Navicula cf. acceptata</i> Hust.	-	2	-	3	-	-	-
<i>N. amphibola</i> Cl.	-	1	-	1	-	-	2
<i>N. anglica</i> var. <i>minuta</i> Cl.	-	1	-	2	-	-	-
<i>N. bacillum</i> Ehr.	-	1	2	2	1	2	2
<i>N. bacillum</i> var. <i>lepida</i> (Greg.) Cl.	-	1	-	-	-	-	-

Таблица 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8
<i>N. cincta</i> var. <i>heuffleri</i> Grun.	-	1	-	-	-	-	-
<i>N. clementis</i> Grun.	-	1	1	1	-	2	-
<i>N. aff. cocconeiformis</i> Greg.	1	-	4-3	3-4	2	4	-
<i>N. contenta</i> Grun.	-	2	-	-	-	-	-
<i>N. cryptocephala</i> Kütz.	-	1	2	2	-	-	-
<i>N. aff. cryptocephala</i> var. <i>intermedia</i> Grun.	-	1	-	-	-	-	-
<i>N. dicephala</i> (Ehr.) W. Sm.	-	1	2	3	-	2	1
<i>N. exiqua</i> (Greg.) O. Müll.	-	1	-	2	-	-	-
<i>N. gastrum</i> Ehr. f. n. ?	-	1	-	2	-	-	2
<i>N. hungarica</i> var. <i>intermedia</i> Skabitsch.	1	-	-	-	-	-	-
<i>N. aff. ludloviana</i> A.S.	2	1	1	2-4	2	3-2	-
<i>N. minima</i> Grun.	-	1	-	-	-	-	-
<i>N. mutica</i> var. <i>cohnii</i> (Hilse) Grun.	-	1	-	1	-	2	-
<i>N. peregrina</i> (Ehr.) Kütz.	-	1	-	3	-	-	-
<i>N. pseudoscutiformis</i> Hust.	2	1	3-1	2-4	2	3	-
<i>N. pseudoscutiformis</i> Hust. f. n.	-	1	-	2-4	-	-	-
<i>N. pupula</i> Kütz. f. n.	-	1	-	1	-	-	-
<i>N. cf. pupula</i> var. <i>capitata</i> Hust.	-	1	2	-	-	-	-
<i>N. aff. pusio</i> Cl.	2	1-2	1-3	4	1	1	-
<i>N. radiosa</i> Kütz.	-	1	2-3	2-3	4-3	2	2
<i>N. radiosa</i> Kütz. var. <i>radiosa</i> × <i>tenuella</i> (Bréb.) Grun.	1	-	-	-	-	-	-
<i>N. reinhartii</i> (Grun.) Cl.	-	1	-	-	-	2	1
<i>N. rhyngocephala</i> Kütz.	-	1	-	-	-	-	-
<i>N. variostrata</i> Krasske	-	1-2	-	4-5	4-1	3	-
<i>N. aff. verecunda</i> Hust.	-	2	2-3	3	-	1	-
<i>N. sp.₁</i>	-	1	-	-	-	-	-
<i>N. sp.₂</i>	-	1	-	-	-	-	-
<i>Pinnularia borealis</i> Ehr.	-	2-1	1-3	4	5-2	4-2	3
<i>P. aff. borealis</i> Ehr.	2	3	2	-	-	-	-
<i>P. cf. braunii</i> var. <i>amphicephala</i> (A. Mayer) Hust.	1	-	-	-	-	-	-
<i>P. aff. fasciata</i> (Lagerst.) Hust.	-	1	-	2-3	3	-	-
<i>P. gibba</i> var. <i>linearis</i> Hust.	-	1	-	-	-	-	-
<i>P. isostauron</i> Grun. ? (fragm.)	1	-	-	2	-	-	-
<i>P. leptosoma</i> Grun.	1	-	-	-	-	-	-
<i>P. aff. leptosoma</i> Grun.	-	1	-	-	-	-	-
<i>P. microstauron</i> (Ehr.) Cl.	-	1	2	4	2	3	-
<i>P. microstauron</i> var. <i>ambigua</i> Meist.	-	1	3-2	2-5	3-4	2	-
<i>P. microstauron</i> var. <i>brebissoni</i> f. <i>diminuta</i> Grun.	-	1	1	-	2	-	-
<i>P. molaris</i> Grun.	1	-	-	-	-	-	-
<i>P. aff. subcapitata</i> var. <i>hillebranda</i> (Janisch.) O. Müll.	-	1	-	-	-	-	-
<i>P. viridis</i> var. <i>leptogongyla</i> (Ehr. ? Grun.) Cl.	1	-	1	2-4	-	2-3	-
<i>P. aff. viridis</i> var. <i>sudetica</i> (Hilse) Hust.	-	1-2	-	2-4	3	2-3	-
<i>P. sp.</i> (<i>P. leptosoma</i> f. <i>robusta</i> Schirchow × <i>P. isostauron</i> Grun.)	-	1	-	-	-	-	-
<i>P. sp.</i> (fragm.)	1	3	-	-	-	2-3	-
<i>Neidium affine</i> (Ehr.) Cl.	-	1	-	-	-	-	-
<i>P. iridis</i> (Ehr.) Cl.	-	1	-	4	1	1-3	-
<i>Caloneis bacillum</i> (Grun.) Mer.	2	1	1-2	5-2	2	2	1
<i>C. clevei</i> (Lagerst.) Cl. f. n.	-	3	2	2	1	1	-
<i>C. aff. schumanniana</i> (Grun.) Cl.	1	1	-	4	1	2	-
<i>C. silicula</i> (Ehr.) Cl.	2	-	1	3-4	2	2-3	-

Таблица 2 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8
<i>Amphora ovalis</i> Kütz.	2	2-3	2-4	5-6	5	3	3
<i>A. ovalis</i> var. <i>pediculus</i> Kütz.	5	4	5-2	5	3-6	-	1
<i>A. sp.</i>	-	1	-	-	-	-	-
<i>Cymbella affinis</i> Kütz.	1	-	-	-	2	-	-
<i>C. aspera</i> (Ehr.) Cl	2	3	3	2	-	3	-
<i>C. cistula</i> (Hemp.) Grun.	-	1	1	1	2-1	-	1
<i>C. aff. turgida</i> (Greg.) Cl.	-	4	-	-	1-3	2	-
<i>C. ventricosa</i> Kütz.	2	-	3	5	-	2	-
<i>C. aff. ventricosa</i> Kütz.	-	1-3	-	5	5	-	-
<i>C. sp.</i>	-	1	-	-	-	-	-
<i>Gomphonema angustatum</i> (Kütz.) Rabenh.	2	-	1	1	2	-	-
<i>G. angustatum</i> var. <i>productum</i> Grun.	1	-	-	-	-	-	-
<i>G. cf. bodemicum</i> Reich. et Fricke	-	1	-	-	-	-	-
<i>G. constrictum</i> Ehr.	-	1	-	-	-	-	-
<i>G. longiceps</i> var. <i>subclavatum</i> f. <i>gracile</i> Hust.	-	1	-	4	3	2	-
<i>G. sp.</i> ₁	-	1	-	-	-	-	-
<i>G. sp.</i> ₂	-	1	-	-	-	-	-
<i>Epithemia sorex</i> Kütz.	-	1	5	-	-	3	-
<i>E. cf. turgida</i> (Ehr.) Kütz.	-	1	1	-	-	3	-
<i>Rhopalodia cf. gibba</i> (Ehr.) O. Müll.	-	1	-	-	-	3	3
<i>Hantzschia amphioxys</i> (Ehr.) Grun.	-	1	1	-	-	2	3
<i>Nitzschia amphibia</i> Grun.	3	2	2	2	-	2	2
<i>N. angustata</i> (W.Sm.) Grun.	-	2-3	4-2	6-5	5	4-3	3
<i>N. frustulum</i> (Kütz.) Grun.	2	2-3	2	5-4	5-4	2	1
<i>N. hantzschiana</i> Rabenh.	-	1	4	-	-	-	-
<i>N. aff. heidenii</i> (Meist.) Hust.	-	1	-	-	-	-	-
<i>N. tryblionella</i> var. <i>levidensis</i> (W. Sm.) Grun.	2	-	-	1	-	-	-
<i>N. sp. sp.</i>	2	2-1	-	-	-	-	-
<i>Surirella angustata</i> Kütz.	-	1	-	2	3	-	-
<i>S. sp. sp.</i>	2	2-1	-	-	-	-	-
<i>Campylodiscus aff. noricus</i> Ehr.	-	3	-	-	-	3	-
<i>C. noricus</i> var. <i>hibernicus</i> (Ehr.) Grun.	2	1-3	-	4-3	2	2	1
<i>C. sp.</i> (<i>C. noricus</i> Ehr. var. <i>noricus</i> × var. <i>hibernicus</i> (Ehr.) Grun.	4	-	3	4-3	-	-	-

Примечание. Оценки обилия см. в табл. 1.

К этапу II формирования диатомовой флоры Карымской вулканоструктуры относятся также комплексы, обнаруженные в следующих горизонтах: 9-14,1 м над урезом реки в обн. 7501 (правый берег левого притока р. Правой Жупановой, в 1,1 км к западо-юго-западу от оз. Низкого); 36,5-45,0 м над урезом реки в обн. 7507/56 на левом берегу левого притока руч. Углогого, в 1,2 км к северо-северо-востоку от абс. отм. 580,2 м; 28-28,7 м над урезом реки в обн. 7508 (правый берег р. Карымской, в 1,1 км выше по течению от абс. отм. 484 м); 12-21 м над урезом реки в обн. 99 (правый берег левого притока р. Правой Жупановой, около 1 км на северо-восток от обн. 7501); 2-8 м над урезом руч. Ка-

рымского у его устья, в обн. 7516, юго-восточная часть кальдеры вулкана Однобокого. В табл. 3 отражен общий таксономический состав планктонных диатомей и участие холодолюбивого элемента названных выше комплексов (комплексы подразделены на подкомплексы, которые обозначены в соответствии с номером образцов, содержащих остатки диатомей). В табл. 2 и 4 представлены в качестве примера полные составы названных комплексов из обн. 28 (южное обрамление кальдеры вулкана Стена) и обн. 7501 (запад-северо-западное обрамление кальдеры вулкана Соболиный), здесь же приведены общие формы с субсинхронными комплексами других разрезов.

Детальное сопоставление состава всех перечисленных выше комплексов позволило установить следующее.

1. Комплекс II обн. 28 имеет наибольшее число общих форм с комплексом обн. 7507/56 – более 80 из 25 родов (преимущественно бентических), из них ряд форм не обнаружен в других разрезах: *Eucosconeis* aff. *poretzkyi* var. *pracilis* (Jasnitsky) Sheshuk., *E.* aff. *minuta* Cl. (круг форм), *Achnanthes laterostata* Hust. (близкие формы), *A. linearis* (W.Sm.) Grun., *A. pinnata* Hust., *Stauroneis* sp., *Navicula* aff. *amphibola* Cl., *Navicula anglica* var. *minuta* Cl. и др. (см. табл. 2). Из приведенных в таблице общих форм 40 являются проходящими по рассматриваемому интервалу обн. 7507/56; 24 формы обнаружены только в низах разреза II озерной пачки обн. 56 (обр. 10п); 16 форм – в верхней его части (обр. 1п). В обн. 7507/56 снизу вверх по разрезу выделено три подкомплекса диатомей (обр. 56/10п, 56/5п, 56/1п), из которых нижний отражает формирование осадков в среднеглубинном озере, а подкомплекс из средней и верхней частей разреза – постепенное обмеление. Обмеление наиболее ярко выразилось в исчезновении *Cyclotella* sp., численность которой в нижнем подкомплексе (обр. 56/10п) достигала оценки "нередко". В среднем подкомплексе (56/5п) обнаружены единичные экземпляры *Cyclotella kuetzingiana* var. *planetophora* Fricke (в обн. 28 она приурочена к верхам разреза – обр. 19п и 21п). Отмеченные выше особенности позволяют считать, что алевропелиты, вскрытые в обн. 7507/56 в интервале 36,5–45,0 м над урезом реки, сформировались в постепенно мелевшем озере, образовавшемся одновременно с формированием верхней части озерных отложений обн. 28.

2. Ко времени формирования верхних горизонтов озерных отложений обн. 28 и нижнего горизонта обн. 7507/56 относится образование алевропелитов из основания флювиальной пачки, вскрытой в обн. 7508 (правый берег р. Карымской в 1,1 км выше по течению от абс. отм. 484 м). 54 формы (из 23 родов) этого подкомплекса (около 92% систематического состава) являются общими с озерным комплексом II обн. 28, в их числе ряд субдоминирующих и характерных бентических видов: *Melosira scabrosa*, *Opephora martyi*, *Fragilaria construens* var. *binodis*, *Diploneis elliptica* и др. (см. табл. 2). Наибольшее число общих форм – 27 – рассматриваемый подкомплекс

Таблица 3

Участие планктонных и холодолюбивых видов в комплексах II
этапа развития диатомовой флоры

Диатомен	№ точки						
	28						
	Высота над урезом реки, м						
	1,0	6,5	10,0	11,5	13,5	36,5	
№ образца							
3п	14п	18п	19п	21п	10п		
Melosira distans (Ehr.) Kütz.	-	-	-	6	-	-	
M. italica (Ehr.) Kütz.	3	-	6	6	3	-	
M. italica f. curvata Pant.	-	-	1	-	-	-	
M. aff. italica subsp. subarctica O. Müll.	-	-	-	-	-	-	
M. italica var. tenuissima (Grun.) O. Müll.	-	-	4	-	3	2	
M. italica var. tenuissima (Grun.) O. Müll. f. curvata f. n.	-	-	2	-	-	-	
M. italica var. valida (Grun.) Hust.	3	2	2	-	6	-	
M. aff. italica var. valida (Grun.) Hust.	-	-	2	-	-	-	
Cyclotella kisselevii O. Korotk.	1	-	3	-	5	-	
C. kuetzingiana Thwait.	-	-	2	-	-	-	
C. kuetzingiana var. planetophora Fricke	-	-	-	2	3	-	
C. kuetzingiana var. radiosa Fricke	-	-	2	-	2	-	
C. kuetzingiana var. radiosa Fricke × var. planetophora Fricke	-	-	-	-	5	-	
C. ocellata Pant. f. ocellata et f. n.	-	-	-	5	-	-	
C. operculata (Ag.) Kütz. et f. n.	-	4	1	-	-	-	
C. sp. 1 (C. comta (Ehr.) Kütz. × C. bodanica Eulenst.)	-	-	4	-	-	-	
C. sp. 2 (C. kuetzingiana Thwait. × C. kisselevii O. Korotk.)	-	5	1	-	2	3	
Stephanodiscus astraea (Ehr.) Grun.	-	-	-	-	-	-	
S. astraea var. minutulus (Kütz.) Grun.	-	4	3	5	5	-	
S. dubius (Fricke) Hust. f. n.	-	-	-	-	-	-	
S. cf. hantzschii Grun.	-	-	2	-	-	-	
S. sp. (S. astraea var. minutulus (Kütz.) Grun. × var. intermedius Fricke)	-	-	-	-	1	-	
Stephanodiscus ? sp.	-	-	-	-	-	2	
Asterionella gracillima (Hantzsch.) Heib.	-	-	1	-	-	-	
Участие холодолюбивого элемента (% от общего систематического состава)	17,2	17,8	17,9	25,0	23,7	18,2	

Примечание. Оценки обилия см. в табл. 1.

имеет с подкомплексом 28/18п, 21 форму - общую с подкомплексом 28/21п - самым верхним в озерных алевролитах обн. 28. Отличительная особенность подкомплекса 7508/35д - отсутствие планктонных видов Cyclotella, что сближает его с подкомплексом 7507/5п и свидетельствует о мелководности древнего водоема.

№ точки									
7507/56		99		7501			7508		
Высота над урезом реки, м									
41,0	45,0	12,0	21,0	9,0	12,0	14,1	28,0	28,7	30,0
№ образца									
5п	1п	1п	10п	3д	8д	11д	36	36	37
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	4	3	-	-	-	-	3	-	-
1	6	-	4	-	-	-	3	3	4
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	5	-	2	2	5	-	-	-
-	-	3	-	-	-	-	-	-	-
1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	3	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	5	-	-	-	-	-	-	2	-
-	-	1	-	-	-	-	-	3	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	2	-	-	-	-	-
32,4	16,7	21,9	16,3	20,6	16,9	21,8	18,0	14,3	13,6

Ниже приведены наиболее характерные виды, позволяющие отнести подкомплекс 7508/35д по времени формирования к этапу II и определить место среди подкомплексов этого этапа (табл. 5).

3. При сравнении рассмотренных выше комплексов и подкомплексов диатомей из внутрикальдерных отложений района вулкана Стена

Таблица 4

Сопоставление комплексов диатомей

Диатомей	№ точки						
	7501	28	7507/56	99	7508		
	Высота над урезом реки, м						
	9,0-14,9	4,5-10,5	10,5-17,5	36,5-45,0	12,0-21,0	28,0-28,7	30,0
1	2	3	4	5	6	7	8
<i>Melosira italica</i> var. <i>valida</i> (Grun.) Hust.	2-5	3	2	-	-	-	3
<i>M. scabrosa</i> Oestr.	5	3	-	4	-	4	3
<i>Cyclotella</i> sp. (<i>C. comta</i> (Ehr.) Kütz. × <i>C. bodanica</i> Eulens.)	3	-	4	-	-	-	-
<i>Stephanodiscus dubius</i> var. <i>arcticus</i> Seczina f. n.	1	-	-	-	1	-	-
<i>Meridion circulare</i> Ag. var. <i>circulare</i> et var. <i>constricta</i> (Ralfs) V.H.	1	-	1	-	-	-	-
<i>Opephora martyi</i> Herib.	1-4	-	4	5	1	4	-
<i>Fragilaria brevistriata</i> Grun.	2-5	1	3	5	-	-	-
<i>F. construens</i> (Ehr.) Grun.	4-3	-	4	6	4	-	-
<i>F. construens</i> var. <i>binodis</i> (Ehr.) Grun.	4-6	-	4	6	4	3	-
<i>F. construens</i> var. <i>binodis</i> (Ehr.) Grun. f. n.	5-4	-	4	-	6	-	-
<i>F. construens</i> var. <i>subsalina</i> Hust. f. n.	6	-	-	5	3	-	-
<i>F. pinnata</i> Ehr.	2-5	-	2	4	-	-	-
<i>F. pinnata</i> var. <i>lancettula</i> (Schum.) Hust.	5	-	2	2	-	-	-
<i>Synedra parasitica</i> (W. Sm.) Hust.	2-4	3	4	-	-	-	-
<i>Asterionella gracillima</i> (Hantzsch.) Heib.	2	-	1	-	-	-	-
<i>Cocconeis placentula</i> var. <i>euglypta</i> (Ehr.) Cl.	5-1	3	1	4	4	3	2
<i>Eucocconeis</i> aff. <i>minuta</i> Cl.	3-1	-	1	3	3	-	-
<i>E. onegensis</i> Wisl. et Kolbe	2	-	-	4	4	-	-
<i>E. poretzkyi</i> (Jasnitsky) Sheshukova	1	-	-	1	-	-	-
<i>E. poretzkyi</i> (Jasnitsky) Sheshukova f. n.	1	-	1	1	-	-	-
<i>E. sp.</i>	3	-	-	2	-	-	-
<i>Achnanthes calcar</i> Cl.	4-5	4	2	2	6	3	-
<i>A. clevei</i> Grun.	1-2	-	-	-	1	-	-
<i>A. clevei</i> var. <i>rostrata</i> Hust.	1	-	-	1	-	-	-
<i>A. didyma</i> Hust.	4	-	-	-	-	-	-
<i>A. kryophila</i> Boye P.	3	-	-	-	-	-	-
<i>A. laterostrata</i> Hust.	3	-	1	3	1	-	-
<i>A. linearis</i> (W. Sm.) Grun.	3-2	-	2	3	-	-	-
<i>A. ostrupii</i> (A.Cl.) Hust.	4	2	-	3	5	-	-
<i>A. aff. ostrupii</i> (A. Cl.) Hust.	5	-	4	5	5	-	-
<i>A. ostrupii</i> (A. Cl.) Hust. f. n.	4-2	-	-	3	-	-	-

Таблица 4 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8
<i>A. pinnata</i> Hust.	3-4	-	2	1	-	-	-
<i>A. pinnata</i> var. <i>japonica</i> Hust.	2-3	-	2	-	4	-	-
<i>A. suchlandtii</i> Hust.	1	-	-	-	-	-	-
<i>A. sp.</i>	-	-	-	-	3	-	-
<i>Diploneis elliptica</i> (Kütz.) Cl.	2-6	5	4	5	4	5	4
<i>D. marginistriata</i> var. <i>nipponica</i> Skv. f. n.	1	-	-	1	-	-	-
<i>D. ovalis</i> (Hilse) Cl.	3-4	1	4	3	2	-	4
<i>Stauroneis sp.</i>	2	-	-	3	-	-	-
<i>Navicula aff. clementis</i> Grun.	1	-	1	1	-	2	-
<i>N. cocconeiformis</i> Greg.	4-3	1	-	3	2	-	-
<i>N. aff. ludloviana</i> A.S.	1	2	1	4	2	3	2
<i>N. aff. pseudoscutiformis</i> Hust.	3-1	-	-	4	2	3	-
<i>N. aff. pusio</i> Cl.	3-1	2	2	4	1	3	-
<i>N. subhamulata</i> var. <i>gibbosa</i> Skv. f. n.	1	-	-	-	-	-	-
<i>N. cf. utermöhlII</i> Hust.	3	-	-	3	-	-	-
<i>N. verecunda</i> Hust.	2-3	-	-	3	-	-	-
<i>N. sp.</i> (<i>N. skabitschewskyi</i> var. <i>elliptica</i> Zabelina f. n. ?)	4-2	-	-	-	-	-	-
<i>Pinnularia divergentissima</i> (Grun.) Cl.	3	-	-	1	-	-	-
<i>P. microstauron</i> var. <i>ambigua</i> Meist.	3-2	-	1	5	4	2	2
<i>P. sp.</i>	4	-	-	-	-	-	-
<i>Caloneis sp.</i> (<i>C. clevei</i> (Lagerst.) Cl. f. n. ?)	2	-	3	2	1	1	-
<i>Amphora ovalis</i> Kütz.	2-4	2	3	6	5	-	3
<i>A. ovalis</i> var. <i>libyca</i> Ehr.	5-1	-	1	-	-	4	3
<i>A. ovalis</i> var. <i>pediculus</i> Kütz.	5-2	5	4	5	6	-	-
<i>Cymbella hebridica</i> (Greg.) Grun.	4-5	-	-	-	-	4	2
<i>C. ventricosa</i> Kütz.	3	2	-	5	5	-	2
<i>Epithemia sorex</i> Kütz.	5	-	1	-	-	3	-
<i>E. turgida</i> var. <i>granulata</i> f. <i>vertagus</i> (Kütz.) I. Kiss.	1	-	-	-	-	2	-
<i>Nitzschia angustata</i> (W. Sm.) Grun.	4-2	2	3	6	5	4	3
<i>N. hantzschiana</i> Rabenh.	4	-	1	-	-	-	-
<i>N. romana</i> Grun.	4-5	-	-	4	-	-	-
<i>Surirella turgida</i> W.Sm.	4	-	-	1	5	-	-
<i>S. sp.</i> (<i>S. linearis</i> W. Sm. var. <i>linearis</i> × var. <i>helvetica</i> (Brun.) Meist.)	4-2	-	-	3	2	-	-
<i>Campylodiscus noricus</i> var. <i>hibernicus</i> (Ehr.) Grun. × var. <i>costatus</i> Grun.	3	-	3	4	2	3	-

Примечание. Оценки обилия см. в табл. 1.

с обнаруженными во внутрикальдерных отложениях у вулкана Соболиного (обн. 7501, 99) обращает на себя особое внимание высокая численность планктонного вида *Cyclotella* sp.₁ (*C. comta* (Ehr.) Kütz. × *C. bodanica* Eulens.) в подкомплексах 7501/8д и 28/18п, не обнаруженного ни в одном из остальных исследованных обнажений. Значительное сходство в условиях формирования внутрикальдерных озерных отложений из разных участков кальдеры Стены-Соболиного подтверждается как значительной общностью систематического состава диатомей, так и наличием ряда доминирующих, суб-

Таблица 5

Сопоставление комплексов диатомей

Подкомплекс 7508/35д	Обилие	Обн. 28	Обн. 7507	Остальные 9 обнажений
<i>Operphora martyi</i> var. <i>amphioxys</i> Poretzky	2	-	4 (обр. 10)	-
<i>Diploneis</i> sp. (<i>D. ovalis</i> (Hilse) Cl. × <i>D. elliptica</i> (Kütz) Cl)	4	-	3 (обр. 1)	-
<i>Stauroneis parvula</i> Grun.	2	-	4 (обр. 1)	-
<i>Navicula aff. dicephala</i> (Ehr.) W. Sm.	2	-	3 (обр. 10)	-
<i>Navicula clementis</i> Grun.	1	1 (обр. 18)	1 (обр. 10)	-
<i>Navicula reinhardtii</i> (Grun.) Cl.	2	1 (обр. 18)	-	-
<i>Pinnularia aff. viridula</i> var. <i>sudetica</i> (Hilse) Hust.	2	2-1 (обр. 18- 21)	-	-
<i>Cymbella sinuata</i> Greg.	2	-	1 (обр. 10)	-
<i>Epithemia sorex</i> Kütz.	3	1 (обр. 21)	-	5 (обр. 11в, обн. 7501)
<i>Epithemia turgida</i> var. <i>granulata</i> f. <i>vertagus</i> (Kütz.) I. Kiss.	2	-	-	1 (обр. 11в, обн. 7501)
<i>Nitzschia denticula</i> Grun.	3	-	3 (обр. 1)	-
<i>Cymatopleura solea</i> (Bréb.) W. Sm.	1	-	1 (обр. 10)	-

Примечание. Оценки обилия см. в табл. 1.

Таблица 6

Сопоставление подкомплексов диатомей

Диатомей	Подкомплексы т. 7501	Подкомплексы т. 7507/56
<i>Fragilaria construens</i> (Ehr.) Grun.	4* (обр. 8д) 3 (обр. 11д)	6 (обр. 1п)
<i>F. pinnata</i> var. <i>lancettula</i> (Schum.) Hust.	5 (обр. 8д)	2 (обр. 10п)
<i>Cocconeis placentula</i> var. <i>euglypta</i> (Ehr.) Cl.	1 (обр. 12д) 3 (обр. 11д)	4 (обр. 1п)
<i>Eucocconeis poretzkyi</i> (Jasnitsky) Sheshuk.	1 (обр. 3д)	1 (обр. 10п)
<i>E. cf. poretzkyi</i> var. <i>gracilis</i> (Jasnitsky) Sheshuk.	1 (обр. 3д)	1 (обр. 5п)
<i>E. sp.-2</i>	3 (обр. 3д)	2 (обр. 5п)
<i>Achnanthes pinnata</i> Hust.	3 (обр. 3д) 4 (обр. 11д)	1 (обр. 10п)
<i>Stauroneis sp.-1</i>	2 (обр. 11д)	3 (обр. 10п) 2 (обр. 5п)
<i>Navicula aff. clementis</i> Grun.	1 (обр. 8д)	1 (обр. 10п)
<i>N. cf. utermöhlili</i> Hust.	3 (обр. 3д)	3 (обр. 10п)
<i>N. verecunda</i> Hust.	2 (обр. 3д) 3 (обр. 11д)	3 (обр. 10п)
<i>Caloneis</i> sp. (<i>C. clevei</i> (Lagerst.) Cl. f. n.?)	2 (обр. 3д)	2 (обр. 10п)
<i>Nitzschia romana</i> Grun.	4 (обр. 8д) 5 (обр. 11д)	4 (обр. 1п)
<i>Surirella turgida</i> W. Sm.	4 (обр. 3д)	1 (обр. 1п)

Примечание. Значение оценок обилия см. в табл. 1.

доминирующих и характерных видов и форм (см. табл. 2, 3). Подкомплексы 7501/3д, 7501/11д, 7501/12д, 99/1п отражают формирование осадков в малоглубинном озере мезотрофного типа с небольшими признаками дистрофности (повышение роли представителей рода *Pinnularia*), подкомплексы 7501/8д и 99/10п характеризуют фазы некоторого увеличения водности в этих озерах (см. табл. 3). Наличие 54 форм (из 20 родов, около 70% от общего состава) между группой подкомплексов 7501/3д - 7501/12д и комплексом II из обн. 28 (см. табл. 2), 52 формы (из 18 родов, около 60% от общего состава) между названными подкомплексами обн. 7501 и подкомплексами 7507(56), аналогичный состав холодолюбивого элемента (см. табл. 6) позволяют считать их и экологически близкими и сформировавшимися субсинхронно. Наиболее характерный элемент, связующий озерные комплексы обн. 7501 и 28 виден из табл. 4, а связующий с подкомплексами обн. 7507/56 приводится ниже в табл. 6.

Таким образом, имеющиеся факты позволяют считать, что формирование алевропелитов, вскрытых обн. 7501 в интервале 9,0-14,9 м над урезом реки, происходило в постепенно мелевшем среднеглубинном озере субсинхронно с формированием алевропелитов, охарактеризованных подкомплексами 7507/10п - 7507/1п и верхней частью озерных отложений в обн. 28.

Из двух комплексов диатомей, выделенных из алевролитов озерной пачки т. 99, нижний - 99/1п (глуб. 12 м над урезом) - представляется сформировавшимся субсинхронно с комплексом 7501/3д. Названные комплексы имеют очень близкий процент (21,9 и 20,6 соответственно) холодолюбивых форм, а планктонный элемент их также является однотипным - с явным преобладанием круга форм *Melosira italica*. Количество общих бентических форм равно 28 (около 38% от общего числа бентического комплекса 99/1п), но в их число входит ряд субдоминирующих и характерных: *Operphora martyi*, *Fragilaria construens* var. *binodis*, *Eucocconeis* aff. *minuta* Cl., *Eucocconeis onegensis*, *Achnanthes calcar*, *A. pinnata* var. *japonica*, *A. sp.*₁, *Navicula* aff. *lundloviana* A.S., *N. aff. pseudoscutiformis* Hust, *Pinnularia microstauron* var. *ambigua*, *Neidium bisulcatum*, *Caloneis* sp. (*C. clevei* (Lagerst.) Cl. f. n. ?), *Amphora ovalis* var. *pediculus*, *Cymbella heteropleura* var. *minor*, *Nitzschia angustata*, *Surirella turgida*; ряд характерных бентических форм комплекса 99/1п обнаружен в обн. 7501 несколько выше комплекса 7501/3д: *Stephanodiscus dubius* var. *arcticus* Seczina f. n. в обр. 7501/11д - 1, *Achnanthes ostrupii* в обр. 7501/11д - 4, *Navicula cocconeiformis* в обр. 7501/8д - 4 и в обр. 7501/11д - 3, *Cymatopleura elliptica* в обр. 7501/11д - 1. Три формы - *Stephanodiscus dubius* var. *arcticus* Seczina f. n., *Achnanthes clevei* и *A. sp.*₁ являются специфическим связующим звеном нижнего комплекса обн. 99 и комплексов нижней озерной пачки обн. 7501, в остальных озерных комплексах II этапа эти формы не обнаружены.

Отличительными чертами второго (99/10п) верхнего озерного комплекса из обн. 99 (глуб. 21 м над урезом) являются: умень-

шение видового разнообразия бентических форм почти вдвое (43 формы из 19 родов) по сравнению с нижним комплексом (99/1п); доминирующее положение среди представителей планктона *Cyclotella* sp.2 (*C. kuetzini* Thwait. × *C. kisselevii* O. Korotk.), достигающей оценки обилия – 5; снижение числа холодолюбивых форм до 16% и отсутствие арктобореальных форм. Перечисленные черты свидетельствуют о наступлении фазы повышения обводненности водоема и некотором смягчении климатических условий. По всей вероятности, обводнение древнего кальдерного озера у вулкана Соболиного субсинхронно фазе обводнения озер кальдеры у вулкана Стена. Это предположение подтверждается значительным сходством доминирующих и субдоминирующих форм диатомей из ряда бентических, а также тем, что *Cyclotella* sp.2 является постоянным компонентом планктона в верхней части озерной пачки обн. 28.

Состав диатомей из семи опробованных прослоев 6-метровой пачки алевролитистых песчаников, вскрытых в интервале 2–8 м над урезом руч. Карымского обн. 7516 (кальдера Однобокого), отражает осадконакопление в мелководном озере мезотрофного типа с признаками олиготрофности. Самый нижний комплекс 7516/75д отличается наибольшим видовым и родовым разнообразием (около 47 форм из 20 родов). Два средних комплекса 7516/77д и 7516/79д значительно уступают нижнему по разнообразию диатомей (около 24 форм из 15 видов и 30 форм из 14 родов соответственно). Верхний комплекс состоит всего из 5 форм, относящихся к 5 родам. Сохранность створок диатомей средних и верхнего комплексов значительно хуже, чем нижнего, что вполне объяснимо созданием частых субаэральных условий, не благоприятствующих захоронению и сохранности панцирей. На существование субаэральных условий указывают эдафический компонент и полное отсутствие остатков диатомей в маломощных прослоях, перед и после формирования которых флора восстанавливалась. Планктон представлен немногочисленными, плохой сохранности и отмечающимися спорадически *Melosira italica* (Ehr.) Kütz. var. *italica* et subsp. *subarctica* O. Müll. (в среднем прослое – обр. 7516/77д обнаружен также в единственном экземпляре плохой сохранности *Stephanodiscus astraea* var. *minutus*). Представители бентоса наряду с полупланктонными занимают доминирующее положение; среди них многие представители обрастаний и донные со значительной численностью: *Opephora martyi* – 3–4, *Fragilaria brevistriata* – 5–3, *F. construens* var. *binodis* et var. *subsalina* – 3, *F. aff. pinnata* Ehr. (f.n. ?) – 5, *Achnanthes hauckiana* var. *elliptica* Schulz – 3, *A. minutissima* var. *cryptocephala* Grun. – 3, *Diploneis elliptica* – 5–4, *Pinnularia borealis* – 4, *P. microstauron* var. *ambigua* – 4, *Caloneis bacillum* – 4–3, *C. cf. clevei* (Lagerst.) Cl. – 3 (плохой сохранности), *C. schumanniana* (Grun.) Cl. – 3, *Amphora ovalis* var. *ovalis* et var. *libyca* et var. *pediculus* – 4–3, *Cymbella hebridica* – 3, *Nitzschia amphibia* – 4–2, *N. angustata* – 4–3, *N. romana* – 4–2, *Campylodiscus* sp. – 3 (неопределимые фрагменты). Время существования комплексов обн. 7516, по нашему мнению,

следует отнести к периоду формирования средней части II озерной пачки, вскрытой обн. 7507/56. Именно с комплексами этого разреза (среди всех разрезов исследованных нами на площади вулканоструктуры) обнаруживается наибольшее сходство систематического состава флоры обн. 7516 (общих 40 форм из 19 родов; среди них наиболее характерны не встреченные в других разрезах *Fragilaria* aff. *pinnata* Ehr. (f. n. ?), *Navicula* *acceptata* Hust.). Богатые по численности и разнообразные в видовом и родовом отношениях диатомовые комплексы в обн. 7507/56, как отмечалось выше, приурочены к верхней и нижней частям II озерной пачки; остальная часть озерных отложений в обн. 7507/56 бедна остатками диатомей и характеризуется крайне низким содержанием планктонных видов, которые представлены единичными экземплярами *Melosira italica* var. *italica* et subsp. *subarctica* и *Cyclotella kuetzingiana* var. *planetophaga*. К этой фазе обмеления древнего кальдерного озера у вулкана Стена, вызванной, по всей вероятности, интенсивным поступлением мелкого (пирокластического ?) материала, по нашему мнению, следует отнести и время формирования большей части озерной пачки обн. 7516, содержащей комплексы 7516/76д-7516/80д.

Итак, приведенная выше характеристика комплексов диатомей и их сопоставление свидетельствуют о том, что формирование вмещающих их осадков происходило в близких палеоклиматических условиях, в изолированных мало- и среднеглубинных озерах с несколько отличающимся режимом седиментации и степенями трофичности. Наблюдавшаяся в большей части изученных разрезов неравномерная насыщенность осадков остатками диатомей при несомненной близости палеотемпературных характеристик диатомовых комплексов свидетельствует наряду с характером планктонного элемента о периодическом интенсивном привносе в древние водоемы мелкообломочного терригенного материала и вулканического пепла. К сожалению, объем настоящей работы не позволяет подробнее осветить некоторые отличительные особенности комплексов диатомей в систематическом плане и динамику смены подкомплексов в отдельных обнажениях, достаточно убедительно подтверждающих формирование осадков в изолированных водоемах, факт самостоятельности которых по данным диатомового анализа сомнения не вызывает.

Для решения вопроса о возрасте комплексов диатомей II этапа внутрикальдерных отложений Карымской вулканоструктуры было проведено сравнение их с экологически близкими комплексами из неогеновых и плейстоценовых разрезов Камчатки (Гептнер и др., 1966; Лупикина, 1968; Брайцева и др., 1968), с озерными комплексами из лихвинского опорного разреза плейстоцена европейской части Союза (Логонова, 1975), с озерным комплексом из отложений, залегающих под мореной московского оледенения у с. Глазово Калужской области (Заикина, 1961).

Результаты сравнения показали, что наиболее отличительной особенностью комплексов диатомей Карымской вулканоструктуры является отсутствие: 1) неогеновых (миоплиоценовых) видов, при-

сутствующих в качестве реликтов в комплексах озерной флоры I типа в толще "синих глин" Центральной Камчатской депрессии; 2) форм, характерных для плиоценовых отложений из верхней части эрмановской свиты опорного (точилинского) разреза Тигильского района Западной Камчатки, шапинской свиты, а также флоры горы Стол (рассмотренной выше); 3) *Stephanodiscus astraea* (Ehr.) Grun. f. n. — формы, наиболее характерной для озерной флоры I типа толщи "синих глин" Центральной Камчатской депрессии (в том числе для комплекса "синих глин" яра Половинка, возраст которых — 220 тыс. лет — установлен по методу треков (Геохронология СССР, т. III, 1974, с. 246) и вымирающего ко времени формирования озерной флоры II типа (см. ниже возраст отложений и характеристику комплекса из яра Романовского; 4) характерных форм лихвинской свиты (Lh₁) опорного разреза Русской равнины (*Cyclotella iris* Grun., *C. comta* f. *lichvinensis* Jousé, *C. temperi* Herib. et. Perag. и др.), физический возраст которой по термолуминесцентному методу — 459±56 тыс. лет (Геохронология СССР, т. III, 1974, с. 50); 5) умеренно тепловодных (южнобореальных) форм (*Anomoneis sphaerophora* (Kütz.) Pfitz., *Navicula oblonga* Kütz.), появление которых в камчатской флоре диатомей зафиксировано только с климатического оптимума крутоярского межледниковья (Q₃¹); 6) характерных форм (*Cyclotella stelligera* Cl. et Grun., *Diploneis finnica* var. *clevei* (Font.) Hust., *Stauroneis schulzii* Jousé f. n., *Campylodiscus lacus baicalii* var. *annulatus* Skv. и др.) из однотипных озерных комплексов диатомей, обнаруженных нами в позднеплейстоценовых (Краевая, Олюнин, 1969, с. 203) озерно-ледниковых отложениях на р. Пахче, а также характерных форм (*Neidium lanceolatum* Skv., *Pinnularia* aff. *fragilis* Seczina, *Actinella punctata* Lewis и др.) экологически близких комплексов из озерно-болотных отложений Митогинского — Маломитогинского междуречья, возраст которых установлен по радиоуглеродному методу — 31±1,2 тыс. лет (МГУ-60) — 39,4±2 тыс. лет (МГУ-ИОАН-28).

Перечисленные отличия позволяют с достаточной уверенностью считать, что формирование карымской флоры произошло не позднее наступления климатического оптимума Q₃¹ и не ранее Q₂¹. Поскольку комплексы озерного типа этого интервала на Камчатке не известны, остановимся для определения более точного стратиграфического положения карымских комплексов на других его особенностях — менее ярких, но отчетливо проявляющихся при детальном сопоставлении с комплексами озерной флоры II типа из яра Романовского, комплексами озерной флоры I типа толщи "синих глин" Центральной Камчатской депрессии и комплексами из одиночских отложений Русской равнины (Заикина, 1961). Как отмечалось нами ранее (Брайцева и др., 1968; с. 25), озерная флора диатомей яра Романовского имеет ряд особенностей, не позволяющих идентифицировать ее с озерной флорой I типа толщи "синих глин". Она нами была отнесена ко II типу флор (ошибочно — толщи "синих глин"). В комплексах яра Романовского, как и в карымских, не

обнаружены реликтовые миоплиоценовые виды *Melosira* и *Tetracyclus*, а также планктонный крупнопанцирный *Stephanodiscus astraea* (Ehr.) Grun. f. n. (*S. astraea* (Ehr.) Grun. × *S. niagarae* Ehr.) — наиболее типичный представитель озерной флоры I типа. Ведущее место среди представителей планктона в комплексах яра Романовского и ряда озерных комплексов Карымской вулканоструктуры принадлежит другим по сравнению с комплексами озерной флоры I типа видам: *Cyclotella kuetzingiana* Thwait var. var., формам *C. bodanica* Eulenst., *Stephanodiscus astraea* var. *minutulus* (Kütz.) Grun. Характерный комплекс яра Романовского включает 34 вида (42 формы и разновидности)¹, из которых в Карымских комплексах не обнаружены только 2 вида, 4 разновидности и 1 форма: *Tetracyclus emarginatus* (Ehr.) W. Sm., *T. lacustris* Ralfs, *Tabellaria fenestrata* var. *geniculata* Cl., *Cymbella stuxbergii* Cl. var. *stuxbergii* et var. *intermedia* Wisl., *Cymatopleura solea* (Bréb.) W. Sm. f. n., *C. aff. solea* var. *apiculata* (W. Sm.) Ralfs. Близкими названные комплексы позволяет считать и характер холододобивого элемента, в котором преобладают северальпийские формы, а также отсутствие южнобореальных видов и достоверно вымерших. Здесь же следует обязательно отметить особенности карымской флоры, позволяющие считать формирование ее несколько более ранним по сравнению с флорой яра Романовского: 1) наличие ряда форм с морфологическими отклонениями в структуре створок по сравнению с существующими ныне и отсутствующими в яре Романовском; 2) нечеткие границы между некоторыми видами *Cyclotella bodanica* Eulenst. и *C. comta* (Ehr.) Kütz., между разновидностями *Cyclotella kuetzingiana* Thw. и *C. kisselevii* O. Kotok., между *Cymbella ventricosa* Kütz. и *C. hebridica* (Greg.) Grun. и т.п.; 3) присутствие новых для науки форм: *Melosira roeseana* Rabenh. f. n., *Cyclotella ocellata* Pant., f. n., *Opephora martyi* Herib. f. n., *Synedra cyclophorum* Brutschy f. n., *Navicula pseudoscutiformis* Hust. f. n., *Caloneis clevei* (Lagerst.) Cl. f. n. Более раннее формирование карымской группы комплексов отражено также в таблице, приводимой ниже (табл. 7).

Осадки верхней половины среднего плейстоцена на Камчатке и в опорном (лихвинском) разрезе плейстоцена Русской равнины диатомовой флорой не охарактеризованы. Поэтому представляет интерес сравнение карымской флоры с флорой, изученной Н.Г. Заикиной (1961) из слоев, залегающих под мореной московского оледенения у с. Глазово Калужской области и отнесенной по палинологическим данным (Гричук и др., 1961) к одиновскому межледниковью. Эта флора имеет в своем составе характерные виды: *Navicula glasovii* n. sp., *Epithemia hyndmanii* W. Sm., *Stauroneis schulzii* Jousé (не обна-

¹ Учитывая четкие отличительные черты диатомовой флоры (Брайцева и др., 1968, с. 25) и физический возраст отложения яра Романовского — 110 тыс. лет по методу треков (Геохронология СССР, т. III, 1974, с. 246), предлагаю принять разрез яра Романовского в качестве опорного для раннего верхнего плейстоцена.

Таблица 7

Сопоставление комплексов диатомей

Диатомей	Оценка обилия	Карамская структура, № обнажения	Лихвинский опор- ный разрез		Голща "синих глин"			Флора II типа, яр Романовский
					Флора I типа			
			Яр Половинка	Яр Генералка	Другие яры			
						а	б	
1	2	3	4		5	6	7	8
<i>Melosira scabrosa</i> Oestr.	1-3	28	-	-	1	1	2 в № 5 ^{1*}	-
	2-4	56					1 в № 12,	
	5	7501					16	
	3-4	7508						
<i>Cyclotella ocellata</i> Pant.	5	28	4	6	-	-	-	-
<i>C. operculata</i> (Ag.) Kütz.	4-1	28	4	5	-	-	-	-
<i>Fragilaria pinnata</i> var. <i>lanceolata</i> (Schum.) Hust.	2	28, 56	-	3	-	-	-	-
	5	7501						
<i>Achnanthes kryophila</i> Boye P.	3	7501	-	1	-	-	-	-
<i>A. oestrupii</i> (A. Cl.) Hust.	2	28					1 в	
	2-3	56	-	-	1	1	№ 6-8	-
	5	99						
	4	7501						
<i>Navicula exiqua</i> (Greg.) O. Müll.	1	28	-	4	~1 ^{2*}	~1	-	-
	2	56						
<i>N. verecunda</i> Hust.	3	56	-	2	-	-	2 в № 7	-
	2	7501						
	-1	7508						
<i>Pinnularia divergentis-</i> <i>sima</i> (Grun.) Cl.	1	56	-	-	2	1	-	-
	3	7501						
<i>P. leptosoma</i> f. <i>rotusta</i> Schirchow	1	99	-	-	2	2	-	-
<i>P. microstauron</i> (Fhr.) Cl.	1-5	28, 56	1	4	2	2	1 в № 5,	-
	3-4	99					1-2 в	
	1-3	7501					№ 6, 1 в	
	3	7508					№ 7, 8	
<i>Neidium affine</i> (Ehr.) Cl. var. <i>affine</i>	1	28	-	2	-	-	1 в № 6, 8	-
<i>N. affine</i> var. <i>amphir-</i> <i>hynchus</i> (Ehr.) Cl.	3-4	99	-	1	-	-	-	-
<i>N. iridis</i> (Ehr.) Cl. var. <i>iridis</i>	1	28, 99	-	2	-	-	2 в № 6,	-
	4	56					1 в № 8	
	1-3	7508						
<i>Gyrosigma acuminatum</i> (Kütz.) Rabenh.	4	56	2	2	1	1	1 в № 7, 8	
<i>Cymbella aspera</i> (Ehr.) Cl.	2-3	28					1 в № 6,	
	2	56	-	4	2	2	8	
	3	7501						
	3	7508						
<i>C. turgida</i> (Greg.) Cl.	4	28					3 в № 6,	
	3	56	-	-	3	2	2 в № 7,	
	-2	7508					8	
<i>Gomphonema acuminatum</i>	1	99	1	-	2	2	3 в № 6,	

Таблица 7 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8
Ehr. var. acuminatum	~2	7508					2 в № 7,8
G. angustatum (Kütz.)	1-2	28					2 в № 6,
Rabenh. var. angustatum	1	56	-	1	~1	~1	1 в № 7,
	1	7501					8
G. longiceps Ehr. var. longiceps	1	99	-	1	-	-	2 в № 6,
							1 в № 8
G. longiceps var. montanum f. succicumm Grun.	1	99	-	-	2	2	2 в № 6,
G. longiceps var. subclavatum Grun.	1-4	56	-	-	-	-	1 в № 7,8
	3	99					1 в № 8
G. longiceps var. subclavatum f. gracile Hust.	1	28					
	3-4	56	-	2	-	-	
	3-1	99					
	2	7508					
Epithemia sorex Kütz.	1	28	-	1	2	3	1 в № 7,
	5	7501					8
	3	7508					
E. zebra (Ehr.) Kütz. var. zebra	~2	7508	-	2	3	3	1 в № 5,
							4 в № 6,
							3 в № 7,
							8

Примечание. а - олиготрофная фаза существования древнего озера (Логинава, 1975); б - эвтрофная фаза существования этого же озера; в - физический возраст отложений по методу треков - 210 тыс. лет (Геохронология СССР, т. III, 1974, с. 246); 1* - первая цифра - оценка обилия, вторая (и третья) цифры условный номер яра: № 5 - Каледеч; № 6 - Длинный; № 7 - Диатомовый; № 8 - Катун; № 12 - Большой; № 15 - Крутой; 2* - присутствие морфологически и экологически близкой формы.

руженные в лихвинской свите), а также типичные для лихвинской межледниковой флоры *Stephanodiscus niagarae* Ehr., *S. astraea* (Ehr.) Grun. var. *astraea* et var. *intermedius* Fricke, в том числе умеренно теплолюбивые *Navicula oblonga* Kütz., *Symbella ehrenbergii* Kütz., *Aptomoeoneis sphaerophora* (Kütz.) Pfitz., как отмечалось уже выше, отсутствующие в карымских комплексах. Названные особенности глазовской флоры говорят об относительной молодости карымских комплексов, лишенных этих черт.

Таким образом, все сопоставления, приведенные выше, позволяют условно повысить нижнюю границу времени формирования карымских комплексов (II этап) и отнести их к концу периода московского оледенения. По нашим представлениям, за время оледенения, синхронного московскому, могли окончательно исчезнуть характерные лихвинские и одинцовские формы, характерные формы озерной флоры I типа толщи "синих глин" и временно отступить южнобореальные виды. О предшествовавшем формированию карымских комплексов этапе похолодания свидетельствует их общий умеренно холодолюбивый характер и присутствие в их составе единичных арктобореальных видов.

К III этапу нами отнесены комплексы диатомей из обн. 7501, 7513, 7519, которые объединяют такие общие черты: значитель-

ная обедненность систематического состава (и родовая, и видовая), часто плохая сохранность многих пресноводных форм, исчезновение наиболее типичных представителей комплексов II этапа (видов *Cyclotella*, *Stephanodiscus astraca* var. *minutus*, *Asterionella*, *Opephora martyi*, *Fragilaria brevistriata* и т.д.), появление новых бентических форм, увеличение частоты встречаемости переотложенных морских неогеновых водорослей.

Комплексы III этапа подразделяются на три типа: I – с преобладанием эдафической (почвенной) группы диатомей; II – с преобладанием видов, характерных для неглубоких пресных водоемов, с участием реофилов; III – с преобладанием видов, характерных для неглубоких, слабопроточных и заболачивающихся озер. Примером I типа может служить комплекс 7513/52д–55Д: *Eunotia praeurpta* – 1 (плохой сохранности), *Navicula mutica* – 3, *Pinnularia borealis* – 3, *P. cf. molaris* Grun. – 3 (плохой сохранности), *Hantzschia amphioxys* – 0 (плохой сохранности), *Chrysomonadae* – 3 (цисты). Пример II типа – комплекс из этого же разреза – 7513/54д: *Meridion circulare* – 1, *Diatoma anceps* (Ehr.) Kirchn. – 2, *Eunotia praeurpta* – 1, *Pinnularia borealis* – 3, *P. cf. molaris* Grun. – 3 (фрагменты), *P. sp. sp.* – 1 (неопределимые фрагменты), *Epithemia sp.* – 1 (неопределимые фрагменты), *Thalassiosira zabelinae* Jousé и неопределимые обломки других морских форм – единично; а также комплекс 7519/82, представленный большей частью плохой сохранности единичными экземплярами: *Melosira italica* var. *valida*, *M. varians*, *Meridion circulare* var. *constrictum*, *Fragilaria sp.*, *Achnanthes lanceolata* var. *elliptica*, *Pinnularia borealis*, *P. sp. sp.* (неопределимые фрагменты), *Amphora ovalis*, *Cymbella hebridica*. Комплексы II типа характерны ныне на Камчатке для мелких озерков и луж приречной зоны, периодически обводняемых при разливе горных рек и ручьев; а I типа – также и для эфемерных водоемов горной тундры. Оба эти типа комплексов являются наиболее типичными в толще покровных супесей Центральной Камчатской депрессии (Брайцева и др., 1968) и непоказательными в возрастном отношении. Примером III типа является комплекс диатомей из озерной пачки, вскрытой обн. 7501 в интервале 21–28 м над урезом (см. рис. 3, обр. 14Д, 16Д, 18Д, 19Д). Он лишен наиболее типичных представителей флоры нижней озерной пачки этого же разреза и в целом – флоры II этапа. Характерно появление новых форм, не наблюдававшихся в озерных отложениях II этапа: *Tabellaria flocculosa* (Roth.) Kütz. – 1, \emptyset^1 , *Fragilaria aff. alpestris* Krasske – 2, \emptyset , *F. cf. virescens* var. *mesolepta* Schönf. – 1–2, *Synedra amphicephala* Kütz. – 1, *Eunotia lunaris* var. *subarcuata* (Näg.) Grun. – 1, *Eunotia septentrionalis* Oest. – 2, *E. cf. suecica* A. Cl. – 1, *E. tenella* (Grun.) Hust. – 2, *Achnanthes coarctata* (Bréb.) Grun. – 2, *A. minutissima* Kütz. var. *minutissima* et var. *cryptocephala* Grun. – 2, *Frustulia rhomboides* (Ehr.) D.T. var. *rhomboides* et var. *saxonica* (Rabenh.) D.T. – 2–3, *Stauroneis anceps* f. li-

¹ \emptyset – плохая сохранность створок.

nearis (Ehr.) Cl. — 2, *S. montana* Krasske — 2, *S. parvula* var. *prominula* Grun. — 1–2, *Navicula dicephala* var. *elginensis* (Greg.) Grun. — 3, *N. aff. lagerstedtii* var. *palustris* Hust. — 2, *Navicula lanceolata* (Ag.) Kütz. f. n. — 1, *N. nitrophila* Petersen B. — 3–4, *N. plausibilis* Hust. — 2, *N. placentula* f. *minuta* Boye P. — 4, *N. schonfeldii* var. *minor* Skabitsch. — 1, *N. subseminulum* Hust. — 3, *Pinnularia appendiculata* (Ag.) Cl. — 2, \emptyset , *P. divergens* W. Sm. — 3, \emptyset , *P. divergentissima* var. *subrostrata* A. Cl. — 2, \emptyset , *P. intermedia* Lagerst. — 2, *P. interrupta* var. *minutissima* Hust. — 2, *P. aff. interrupta* f. *minor* Boye P. — 2–3, \emptyset , *P. cf. microstauron* var. *brebissonii* f. *linearis* O. Müll. — 2, *P. cf. savanensis* Boye P. — 2, *P. subcapitata* Greg. — 2–3, *P. sublinearis* Grun. — 2, *P. viridis* var. *rupestris* (Hantzsch.) Cl. — 3, *P. sp.* (*P. borealis* Ehr. \times *P. intermedia* Lagerst.) — 3, *P. aff. spitzbergensis* Cl. — 3, *Neidium affine* var. *minus* Cl. — 1, *Colonies aff. bannajensis* Boye P. — 1, *C. clevei* (Lagerst.) Cl. f. *minor* f. n. — 3–4, *Amphora cf. coffeaeformis* Ag. — 1, *Gomphonema acuminatum* var. *brebissonii* (Kütz.) Cl. — 2, *G. cf. angustatum* var. *sarcophagus* (Greg.) Grun. — 2, *G. angustatum* var. *undulatum* Grun. — 1, *G. intricatum* Kütz. — 1, *Nitzschia cf. dubia* W. Sm. — 3, *N. aff. subtilis* (Kütz.) Grun. — 1, *Surirella laticostata* N. Skabitsch. et f. n. — 3, *S. linearis* var. *constricta* (Ehr.) Grun. — 1 и некоторые другие, к сожалению, очень плохой сохранности.

Общий характер флоры умеренно холодолюбивый; доминирующее положение занимают бентические формы с широким диапазоном распространения ныне в пределах бореальной зоны и предпочитающие северные и горные водоемы. Умеренно тепловодные (южнобореальные) отсутствуют, арктические немногочисленны, с невысокими оценками обилия. Характер изменения состава диатомей снизу вверх по разрезу свидетельствует о постепенном улучшении трофики водоема (переход от олиготрофного типа к мезотрофно-дистрофному). Столь большое отличие видового состава комплекса диатомей верхней озерной пачки разреза 7501 нельзя объяснить только изменением фациальной обстановки, которая явно идентичной не осталась (озеро мелководное, затем заболачивающееся). Большое влияние, по нашему мнению, оказали климатические изменения временного интервала, разделяющего формирование нижней и верхней пачек. Нам представляется, что в этом интервале был период похолодания, в течение которого исчезли многочисленные характерные виды II этапа и реликтами которого могут являться в верхнем озерном комплексе (ныне обитающие в арктической и арктобореальной зоне) *Navicula nitrophila*, *N. plausibilis* и ряд других холодолюбивых форм, не встреченных в комплексе II этапа: *Eunotia lunaris* var. *subarcuata*, *E. septentrionalis*, *E. cf. suecica*, *Achnanthes coarctata*, *Pinnularia divergens*, *P. divergentissima* var. *subrostrata*, *P. sublinearis* Grun.

Аналогов комплекса верхней озерной пачки обн. 7501 к настоящему времени на Камчатке не найдено, но об относительном возрасте его можно судить на основании отсутствия многих его форм в отложениях озерного генезиса позднего верхнего плейстоцена и голоцена Центральной Камчатской депрессии, а также по сходству

общей характеристики с комплексами межледниковых (межстадиальных) эпох европейской части Союза и Сибири (Диадомовые водоросли СССР, т. I, 1974). Учитывая экологические и систематические особенности, более высокое положение в разрезе рассматриваемого комплекса по сравнению с комплексом II этапа, считаю правомерным условно отнести время его формирования к начальному этапу второго верхнеплейстоценового потепления (Q_3^3). Косвенным подтверждением этому мнению служит: 1) присутствие в верхнем озерном комплексе обн. 7501 *Surrirella laticostata* N. Skabitsch. — "нередко" — вида, известного только из каргинского опорного разреза на р. Малой Хете (Скабичевская, 1976), для первого климатического оптимума которого получены даты 43350 ± 700 (ГИП-256) и 4030 ± 800 лет (ГИН-319) (Геохронология СССР, т. III, 1974, с. 224); 2) большое сходство группы олигогалобов и индифферентов верхнего озерного комплекса с таковыми в составе комплекса смешанного (аллохтонного) типа, описанного нами из отложений V террасы у руч. Олений Рог побережья Камчатского залива (т. 37, обр. 190; Брайцева и др., 1966, с. 143). Эти отложения перекрыты в тыловой части V террасы ледниковыми отложениями последней фазы верхнечетвертичного оледенения (I, с. 147). Сходство названных комплексов выражается не только в значительном числе общих видов и форм (несмотря на различные условия осадконакопления), но и в общем умеренно холодолюбивом характере флоры. Присутствие в комплексе V террасы единичных створок *Stauroneis acuta* W. Sm. позволяет предположить, что формирование его ближе к климатическому оптимуму позднего верхнеплейстоценового потепления (Q_3^3), чем формирование комплекса из верхней озерной пачки обн. 7501.

Глава 4

ПАЛИНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ПРИМЕНЕНИИ К СТРАТИГРАФИИ

Применение палинологического анализа для целей стратиграфии в вулканических районах сопряжено с рядом трудностей. Сложный тектонический режим, быстрое накопление вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ, отложение грубого материала вблизи вулканических центров не способствуют захоронению растительных остатков. В результате, исследуя вулканогенно-осадочные толщи, мы получаем разрозненные данные, характеризующие отдельные фрагменты истории развития изучаемого вулканического района, которые трудно сопоставляются с эталонными разрезами. Детальное геологическое изучение Карымского вулканического центра с использованием как биостратиграфических, так и физических методов датирования в сочетании с гефхронологическими и фашиальными исследованиями позволило восстановить стратиграфическую последователь-

ность вулканических проявлений и разрешить некоторые методические вопросы, связанные с интерпретацией палинологических данных.

Прежде чем перейти к изучению ископаемых спорово-пыльцевых спектров вулканогенно-осадочных отложений, представляется интересным рассмотреть современные спектры поверхностных проб, сравнение которых с ископаемыми позволит более правильно подойти к интерпретации последних. Поверхностные пробы отобраны по профилю, пересекающему Карымскую структуру с востока на запад от побережья океана через вулкан Малый Семячик к вулкану Соболиному и охватывающему основные высотные растительные пояса Восточной Камчатки. Пояс березовых лесов протягивается узкой полосой вдоль побережья и не превышает 400 м над уровнем моря. Выше расположен пояс субальпийской кустарниковой растительности (500–600 м). Она представлена в основном ольховым и реже кедровым стлаником. Центральная часть Карымской структуры находится в поясе горных тундр. Растительность здесь представлена преимущественно кустарничками и лишайниками; пятнами по долинам ручьев и рек встречаются заросли ольховника, у подножий потухших вулканов и по долинам больших рек распространены березовые редколесья, склоны древних вулканов покрыты кедровым стлаником.

Пыльцевые спектры поверхностных почвенных проб довольно точно отражают локальный тип растительности: в поясе березовых лесов преобладает пыльца березы, в поясе субальпийских кустарников резкое господствующее положение занимает пыльца ольхового стланика, в поясе горной тундры при доминировании пыльцы ольхового стланика значительно возрастает роль пыльцы кустарничковой березки, кедрового стланика, вересковых и спор плаунов (рис. 5, пробы 1–7).

Обращают на себя внимание спектры проб, отобранных из тефрогенных отложений и отложений временных водотоков на склоне вулкана, лишенного растительного покрова (рис. 5, пробы 8, 9). Эти спектры отражают смешанный, региональный тип растительности, в котором нашли отражение даже хвойные леса Центральной Камчатки. От гундровых спектров они отличаются повышенным содержанием пыльцы древесных растений (пыльца березы каменной может даже господствовать), а от лесных – высоким содержанием пыльцы кустарников и почти полным отсутствием травянистых и споровых. Такой же смешанный характер имеет и спектр из отложений кратерного озера (рис. 5, проба 10).

В вулканогенно-осадочных толщах мы обычно анализируем линзы осадочных отложений полифазального генезиса, включающих и отложения временных водотоков (сухие реки) и озерные и тефрогенные осадки; встречаются в них и погребенные почвы. Как следует из приведенных данных, при анализе спектров погребенных почв надо учитывать их локальный характер и осторожно делать выводы о климатических изменениях. Анализ спектров отложений озерного, тефрогенного, аллювиально-пролювиального генезиса позволяет делать более широкие выводы как о характере растительного покрова, так и о климатических колебаниях в целом.

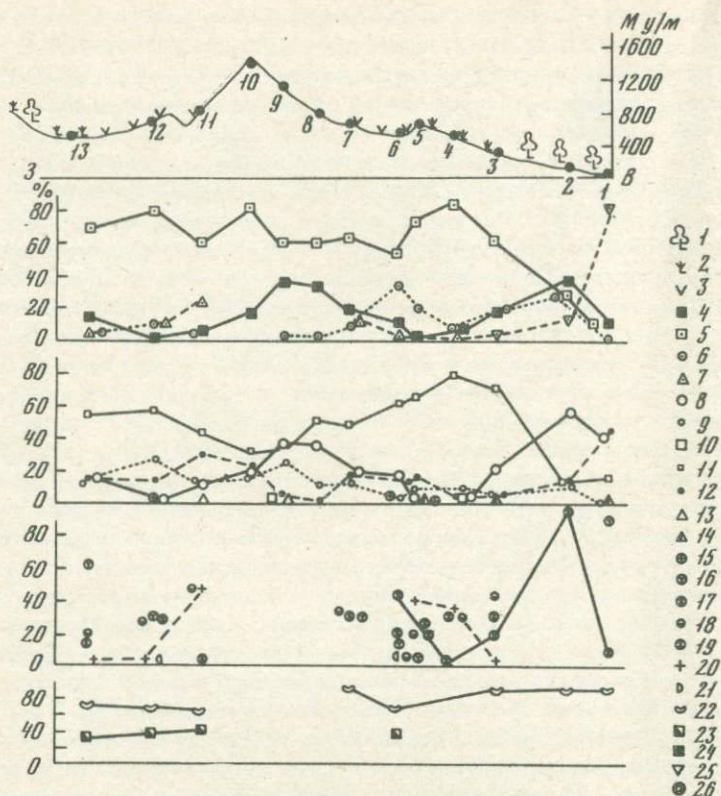


Рис. 5. Диаграмма состава пыльцы и спор в поверхностных пробах различных высотных растительных поясов

Пояса: 1 - прибрежных березовых лесов; 2 - субальпийской кустарниковой растительности; 3 - горных тундр; пыльца: 4 - деревьев; 5 - кустарников; 6 - травянистых; 7 - споры; пыльца: 8 - березы древесной; 9 - березы кустарниковой; 10 - ольхи; 11 - ольхового стланика; 12 - кедрового стланика; 13 - ели; 14 - пихты; 15 - ивы; 16 - вересковых; 17 - разнотравья; 18 - злаков; 19 - сложноцветных; 20 - полыни; 21 - осоковых; споры: 22 - папоротников; 23 - плаунов; 24 - плаунка плауновидного; 25 - зеленых мхов; 26 - хвощей. На верхнем графике указаны номера проб и места их взятия

Нижний плиоцен. Вулканогенно-осадочные отложения ранних стадий развития структуры вскрываются в обнажениях шапинской и сторожевской свит, в бассейнах реклевой и Правой Жупановой и Старый Семейчик (см. табл. 1). Спорово-пыльцевой комплекс получен В.Н. Соломановской из озерных отложений нижней части разреза шапинской свиты, обнажающейся по руч. Писоцкому вблизи его устья. Он характеризуется следующим составом (в %): Azonoletes

major — 0,5 *Leiotritetes* sp. — 0,6, *Osmunda* sp. — 0,6, *Ginkgoaceae* — 0,4, *Podocarpus* sp. — 0,3, *Pinaceae* — 47,6, *Abies* sp. — 0,8, *Tsuga* sp. — 1,6, *Picea* sp. — 13,7, *Picea* sp. — 12,8, *Picea* sect. *Eupicea* — 2,5, *Larix* sp. — 0,5, *Cedrus* sp. — 0,3, *Pinus* sp. — 1,8, *Taxodiaceae* — 0,8, *Pterocarya* — 0,6, *Myrica* — 0,6, *Juglandaceae* — 0,6, *Betula* sp. — 2,2, *Betula* sect. *Albae* — 0,5, *Alnus* sp. — 2,6, *Corylus* sp. — 0,6, *Carpinus* sp. — 0,9, *Quercus* sp. — 1,4, *Castaneae* sp. — 0,5, *Ulmus* sp. — 0,6, *Magnolia* sp. — 0,3, *Compositae* sp. — 0,9. Такой состав близок составу споровопыльцевых комплексов шапинской свиты хр. Тумрок и кахтунской свиты Срединного хребта (Шанцер и др., 1969; Егорова, 1973), датированных нами нижним плиоценом. В это время на Камчатке широким распространением пользовались темнохвойные леса, по долинам рек произрастали широколиственные леса с участием болотного кипариса.

В ряде обнажений на северо-западных склонах горы Стол и по р.левой Жупановой из отложений средней и верхней частей разреза шапинской свиты собрана многочисленная флора покрыто- и голосемянных растений: *Equisetum* sp., *Picea hondoensis* Mayr, *Picea* sp., *Cyperacites* sp., *Salix udensis* Trautv. et Mey., *S. dasyclados* Wimm., *S. glaucifolia* Cheleb., *S. preobrajenskyi* Cheleb., *S. pulchra* Cham., *S. lapponica* L., *S. capreaefolia* Cheleb., *S. pentandra* L., *S. brachypoda* (Trautv. et Mey) Kom., *S. tumrokensis* Cheleb., *S. kahtunensis* Cheleb. (*Salix* sp. cf. *S. pyrolifolia* Ldb.), *S. cf. abscondita* Laksh., *Alnus hirsuta* Turchz, *A. tumrokensis* Cheleb., *Alnaster pseudocamchaticum* Baik., *Crataegus* sp., *Betula* sp.

По заключению Г.Б. Чигаевой, наиболее полно в коллекции представлены ивы — деревья и кустарники, произрастающие в поймах и долинах рек, а также листья кустарниковых ив из более высоких местообитаний, принесенные вместе с иглами и шишками ели. Отпечатки листьев ольхи и ольхового стланика определены во всех точках сбора, по количеству они уступают ивам. Редки остатки травянистых растений, встречен лист боярышника. В целом растительный комплекс характеризует пойменно-долинные группировки, которые по родовому составу наиболее близки к современной флоре региона. Устанавливается сходство ископаемой флоры района с флорой из шапинской свиты хр. Тумрок. Большинство видов этих флор являются общими. Возраст вмещающих флору отложений можно датировать нижним плиоценом.

Терригенная часть разреза шапинской свиты в береговом обрыве р.левой Жупановой в 2,5 км выше устья руч. Писоцкого охарактеризована малакофауной: *Siliqua costata* (Say), *Macoma ex gr. nasuta* Contr., *Macra* (*Spisula*) *polynyma* Stimps., *M.* (*Spisula*) *aff. vagissana* Laut, *M. cf. californica* Contr., *M. aff. selbiformis* L. Krisht., *M.* (*Mulinia*) *aff. evalensis* H., *M.* (*Hemimacra*) *precursor*. Dall., *M. falcata* (Gould), *Joldia* (*Cnesterium*) sp. *indet.*, *Panope* (*Panomya*) *sachalinensis*, *Ilyina*, *P. sp. indet* (cf. *P. strellana* Contr.), *Mya* (*Mya*) *arenaria* L., *M. marujamensis* Zchidkova, *Echinarachnius* sp.

По заключению Л.И. Ястремской (КТГУ), данный фаунистический комплекс имеет сходство с фауной верхней части энемтенской сви-

ты Западной Камчатки – слои с *Siliqua costata*, залегающие выше слоев с *Fortipecten kenyoshiensis* из нижней части той же свиты (Синельникова, 1968). Коллекция моллюсков собрана также из обнажения в приустьевой части руч. Хрустального (низы разреза шапинской свиты): *Fortipecten takahashii* Yok., *Joldia* (S.S.) *enemtenensis* Sin., *Maetra middendorffii* (Dall.), *Thyasira* (*Conchocella*) *disjuncta* Gabb., *Maetra* (*Spisula*) *voyi* (Gabb.), *Beringius* sp. nov.

По заключению Л.Н. Коновой (КТГУ) и В.Н. Синельниковой (ГИН), указанная фауна является руководящей для нижнего плиоцена. По появлению *Fortipecten takahashii* японские геологи проводят границу миоцена и плиоцена. Моллюсковая фауна из низов разреза шапинской свиты имеет сходство с фауной из формации Такинава на Хоккайдо и энемтенской свиты стратотипического разреза Западной Камчатки. Подобная фауна в пределах Восточной Камчатки собрана впервые и достаточно уверенно позволяет датировать в Валагинском хребте низы шапинской свиты нижним плиоценом.

Нижний плиоцен–плейстоцен (?). Спорово–пыльцевой комплекс из сторожевской свиты (первый ритм вулканизма) получен В.Н. Соломоновской в береговом обнажении р. Старый Семячик под горой Плоской. Он характеризуется несколько иным составом (в %): *Polyodiaceae* – 14, *Leiotriletes* – 1, *Lycopodium* – 5, *Osmunda* sp. – 0,3, *Betula* sect. *Nanae* – 0,3, *Betula* sp. – 7, *Alnus* sp. – 17, *Corylus* sp. – 1, *Salix* sp. – 1, *Quercus* – 0,3, *Tilia* sp. – 1, *Juglandaceae* – 2,5, *Leguminosae* – 2, *Compositae* – 3, *Taxodiaceae* – 7, *Pinaceae* – 5, *Picea* sp. – 7, *Pinus* s/g *NaPl.* – 3, *Tsuga* – 0,3, *Abies* – 0,3. Явное преобладание пыльцы хвойных растений семейства *Pinaceae*, наблюдавшееся в шапинской свите, сменялось господством пыльцы покрытосеменных растений семейства *Betulaceae*. Господствующее положение заняли мелколиственные леса с участием широколиственных. Такая же смена растительных ассоциаций наблюдается в верхних горизонтах шапинской свиты хр. Тумрок.

Нами в озерных отложениях по р. Жупановой обнаружены спорово–пыльцевые спектры двух типов. В одних спектрах (т. 140) господствует пыльца покрытосеменных растений родов *Betula*, *Alnus* с участием пыльцы широколиственных растений (*Acer* sp., *Carpinus* sp., *Corylus* sp., *Quercus* sp., *Juglandaceae*) экзотических хвойных (*Taxodiaceae*, *Tsuga* sp.), в других (т. 139) доминирует пыльца голосеменных растений в основном рода *Picea* и полностью отсутствует пыльца широколиственных растений и экзотических хвойных. Часто встречается пыльца *Betula* sect. *Costatae* и *Betula* sect. *Nanae*. Это дает основание предположить, что в обнажениях по р. Жупановой в составе сторожевской свиты вскрыты отложения, соответствующие и более верхним горизонтам плиоцена – началу плейстоцена. В отложениях тумрокского вулканогенного комплекса, также относящегося к первому ритму вулканизма, в нашем районе пыльцевые спектры не обнаружены. Возможно, к этому этапу относятся верхние горизонты озерного комплекса сторожевской свиты (верхний плиоцен–плейстоцен). Пыльцевые спектры изучены нами из отложений, синхронных тумрокскому времени (алнейский вулканогенный комплекс) на смеж-

ной территории Налачевской структуры (Ермаков, Егорова и др., 1969). Спектры характеризуются господством пыльцы березы типа Эрмановской, много ольхи, ольховника, кедрового стланика, единичными зернами отмечена пыльца ели, пихты и широколиственных пород. На площади Налачевской структуры в это время (верхний плиоцен) основным типом растительности были березовые леса.

Нижний (?) - средний плейстоцен. Линзы вулканогенно-осадочных отложений, вмещающие спорово-пыльцевые спектры, обнаружены в разрезах вулканов Березового и Стены (второй ритм вулканизма). Эти линзы представляют собой забронированные лавовыми потоками отложения на палеосклонах вулканов. Спорово-пыльцевые спектры характерны для четвертичного времени, реликты плиоцена полностью отсутствуют (рис. 6, А-Г). Выделяются два типа спектров. В разрезе вулкана Березового господствует пыльца кустарников, ольхового (*Alnaster* - 62%) и кедрового (*Pinus pumila* - 20%) стлаников, присутствует пыльца березы древесной (*Betula* sp. - 1,5%), березы кустарниковой (*B. sect. Nanae* - 1,5%), ольхи (*Alnus* - 3,3%), много спор папоротников сем. *Polypodiaceae*. Разрез вулкана Стена характеризуется несколько иными спектрами. По-прежнему преобладает пыльца кустарников, но значительное место принадлежит пыльце древесной березы (*Betula* sect. *Costatae* - 25-30%). Спорово-пыльцевые спектры разреза вулкана Стена идентичны современным спектрам склона вулкана Малый Семячок (рис. 6, Д). Следовательно, климатические условия времени формирования отложений вулкана Стены были близки современным. Во время формирования вулкана Березового климатические условия были несколько суровее современных. Такие климатические условия могли соответствовать одному из межледниковий четвертичного времени. Вулканы Березовый и Стена перекрыты игнимбритами, датированными средним плейстоценом (150-300 тыс. лет назад, см. гл. 1), поэтому они могли сформироваться не позднее первой половины среднего плейстоцена в первое ниже-среднеплейстоценовое (460-310 тыс. лет) или во второе среднеплейстоценовое (230-220 тыс. лет) межледниковье (см. гл. 1). Отсутствие даже единичных зерен пыльцы экзотических для четвертичного времени растений не позволяет предположить более раннее доплейстоценовое время формирования данных вулканов.

В береговом разрезе Жупановской бухты под игнимбритовым комплексом среднего плейстоцена в осадочных отложениях обнаружены спорово-пыльцевые спектры (аналитик Евтеева И.С.), близкие спектрам разреза вулкана Стена. Отличительной особенностью этих спектров является присутствие пыльцы ели (*Picea* s. *Euripicea*) и березы (*Betula* s. *Costatae*); последняя имеет морфологические отличия от березы этой же секции, встречающейся в среднем плейстоцене. Вероятно, эти отложения тяготеют к более нижним частям стратиграфического разреза (верхи плиоцена - нижний плейстоцен?).

Средний - верхний плейстоцен. Третий ритм вулканизма начался кальдерообразующими извержениями игнимбритов, датиро-

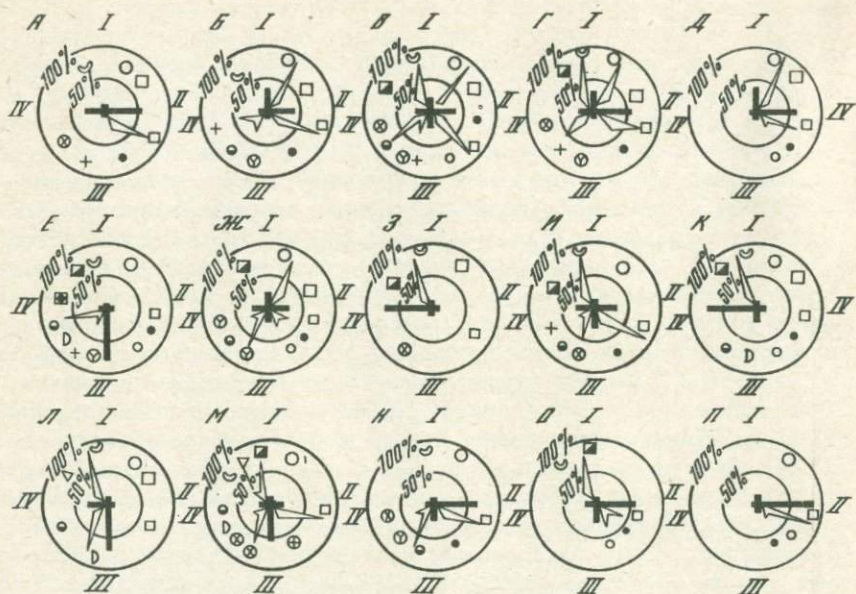


Рис. 6. Осредненные спорово-пыльцевые диаграммы плейстоценовых и голоценовых отложений

Вулканы: А - Березовый; Б, В, Г - Стена; Д - современный склон Малого Семячика; озерные пачки: Е - I; Ж - II; З, И - III; К, Л - флювиогляциальные отложения II фазы верхнеплейстоценового оледенения района Камчатского залива; М, Н, О, П - почвенно-пирокластический чехол подножия вулкана Малый Семячик - (М - позднее ледниковье - начало голоцена; Н - климатический оптимум голоцена; О - голоценовое похолодание; П - настоящее время).

На диаграммах по взаимно-перпендикулярным диаметрам отложено в масштабе процентное содержание основных групп спектров: пыльца: I - деревьев; II - кустарников; III - травянистых и кустарниковых; IV - споры. В соответствующих секторах по радиусам показано содержание компонентов отдельных групп (условные обозначения см. на рис. 5)

ванных ионий-ториевым методом не древнее 170-200 тыс. лет назад, т.е. со второй половины среднего плейстоцена (Q_2^3).

Образовавшиеся депрессии заполнялись вулканогенными и вулканогенно-осадочными отложениями, в результате чего сформировался сложный полифациальный вулканогенно-осадочный комплекс. Спорово-пыльцевые спектры выделены из внутрикальдерных озерных отложений и из почвенно-пирокластических чехлов, наиболее характерные приведены на круговых диаграммах (рис. 6, Е-П).

Наблюдаются два типа спектров. Одни свидетельствуют о распространении травянистых ассоциаций в момент накопления осадков (рис. 6, Е, З, М), а другие - о довольно широком распространении

ольхового и кедрового стлаников, а также березовых лесов (рис. 6, Ж, И, И-П). Первые спектры соответствуют холодным эпохам четвертичного времени. Аналогичные спектры с господством пыльцы травянистых растений или спор папоротников (рис. 6, К, Л) обнаружены И.С. Евтеевой во флювиогляциальных отложениях II фазы верхнечетвертичного оледенения (Брайцева и др., 1966). Вторая группа спектров соответствует теплым эпохам, но, по-видимому, не включает климатического оптимума. Такие спектры были встречены нами в межледниковых отложениях Восточной Камчатки (История развития рельефа..., 1974) и в современных отложениях. В стратиграфическом разрезе смена холодных спорово-пыльцевых спектров теплыми повторяется 3 раза. Следовательно, изучаемые осадки формировались на протяжении трех холодных и трех теплых эпох, включая современную. Так как осадконакопление в кальдерных депрессиях началось со второй половины среднего плейстоцена, то наши холодные и теплые эпохи могут соответствовать концу среднелейстоценового похолодания - началу верхнелейстоценового потепления (~180-110 тыс. лет?), концу первой фазы верхнелейстоценового оледенения - началу межстадиала (~60-30 тыс. лет?), концу второй фазы верхнелейстоценового оледенения - последнему потеплению (~20-0 тыс. лет?).

Наиболее полные разрезы вулканогенно-осадочных образований расположены в кальдере Стены - Соболиного (см. гл. 2). В этих разрезах снизу вверх выделяются три пачки озерных отложений (см. рис. 3), разделенные либо вулканогенными отложениями (пемзовые агломератовые туфы), либо пролювием (отложения "сухих" рек), либо тем и другим. Первая, самая нижняя пачка озерных отложений, скрытая в обнажениях среднего течения р. Карымской и по руч. Угловому (т. 28, 7509, 56), содержит холодные спорово-пыльцевые спектры, видимо, эпохи последнего среднелейстоценового похолодания (~180-150 тыс. лет?). Преобладает в спектрах пыльца травянистых и кустарниковых растений, в основном злаков и вересковых, присутствует пыльца полыни, осоки; споры плаунов, плаунка плауновидного и папоротников. По результатам диатомового анализа в верхних горизонтах этой пачки намечается уже переход от менее благоприятных условий к более благоприятным, связанным, видимо, с климатическими изменениями. Вторая пачка озерных отложений вскрывается в названных обнажениях, а также в обнажениях истоков р. Правой Жупановой в кальдере Стены - Соболиного (т. 99, 7501). Эти отложения отделены от нижней пачки пролювием, обогащенным пемзовым материалом, и выклинивающимися по простиранию пемзовыми агломератовыми туфами. В верхней части эта пачка представлена пемзосодержащими тонкослоистыми отложениями слабой степени литификации. Во второй пачке озерных отложений обнаружены спорово-пыльцевые спектры, соответствующие эпохе верхнечетвертичного потепления (~110-80 тыс. лет?). Появилась пыльца древесно-кустарниковых пород, главным образом березы каменной, ольховника и кедрового стланика. По результатам диатомово-

го анализа озерные отложения второй пачки кальдеры Стены – Соболиного сопоставляются с озерными отложениями, вскрытыми в устье руч. Карымского, расположенного в кальдере вулкана Однобокого. Это сопоставление позволяет допустить разновозрастность внутри-кальдерных озерных отложений кальдеры Однобокого и озерных отложений второй пачки, вскрытых в кальдере Стена – Соболиного, а разделяющие озерные пачки лемзовые туфы связать с образованием кальдеры Однобокого (“благородные” туфы начала четвертого ритма вулканизма). Таким образом, по результатам пыльцевого и диатомового анализов, кальдера Однобокого могла образоваться в начале верхнего плейстоцена (110–80 тыс. лет назад).

Третья пачка озерных отложений в кальдере Стена – Соболиного, сформированная на пролювии сухих рек (т. 7501), перекрывается агломератовыми отложениями, связанными с образованием кальдеры пра-Семячика. К третьей пачке отнесены и линзы озерных отложений, обнаруженные в верховье р. Карымской (т. 7513, 7519), занимающие неопределенное положение в разрезе. В нижних горизонтах озерной линзы доминируют споры папоротников, плаунов, а в верхних горизонтах в большом количестве появилась пыльца ольхового стланика, присутствует пыльца кедрового стланика и единично березы. Эти линзы и третья пачка озерных отложений, расположенных в кальдере Стена – Соболиного, содержат близкие диатомовые комплексы верхнеплейстоценового межстадиала (60–30 тыс. лет?). Такой возраст кальдеры пра-Семячика не древнее верхнеплейстоценового межстадиала, т.е. 30 тыс. лет назад. В кальдере Стена – Соболиного на отложениях, связанных с образованием кальдеры пра-Семячика, сформировался почвенно-пирокластический чехол. В основании чехла первый почвенный горизонт имеет радиоуглеродную дату 12 000 лет назад. Формирование почвенно-пирокластического чехла происходило на фоне посткальдерного вулканизма в кальдере пра-Семячика (формирование группы вулканов Малого Семячика), образования Карымской кальдеры 8000 лет назад (по результатам радиоуглеродного датирования) и последующего посткальдерного вулканизма, связанного с формированием современного вулкана Карымского.

Голоцен. Почвенно-пирокластические чехлы и история вулканизма в голоцене рассматриваются в гл. 13. Стратиграфия приводится на базе тефрохронологии и радиоуглеродного датирования погребенных почв и растительных остатков. В настоящей главе дается палинологическая характеристика разрезов почвенно-пирокластических чехлов, рассматривается эволюция растительности в голоцене и влияние вулканизма на ее развитие, а также устанавливается возможность датирования основных событий вулканизма и корреляции горизонтов вулканических пеплов по пыльцевым спектрам. Послойная палинологическая характеристика в сочетании с радиоуглеродным методом датирования голоценовых разрезов почвенно-пирокластических чехлов, расположенных на площади, охватывающей различные высотные растительные пояса, приводится впервые.

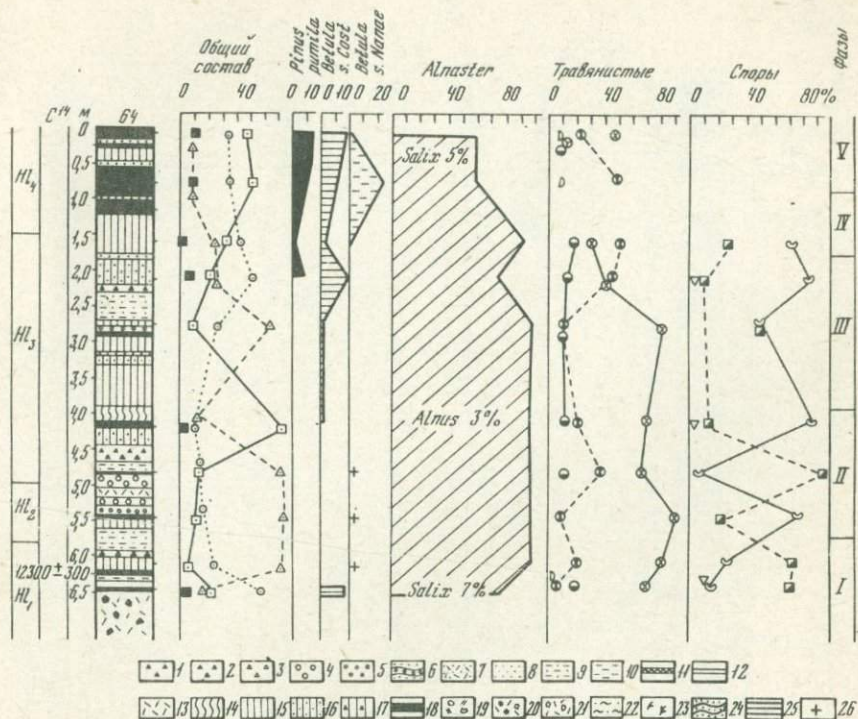


Рис. 7. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза 64

1 - вулканический гравий и лапилли шлака; 2 - вулканический гравий и лапилли шлака с дрсвой измененных пород; 3 - дресва измененных пород; 4 - пемзовые лапилли; 5 - пемзовый вулканический гравий и песок; 6 - стратифицированная пемзовая тефра: лапилли, вулканический гравий и песок; 7 - пемзовые пески пылеватые; 8 - черные и темно-серые вулканические пески; 9 - те же пески, слабостратифицированные; 10 - тонкослоистые пеплы; 11 - горизонт тонкого сиреневого пепла; 12 - горизонты тонких палевых и белых пеплов; 13 - алевритовые туфы палящих туч и пирокластические потоки, связанные с образованием Карымской кальдеры; 14 - охристый горизонт; 15 - супеси; 16 - супеси с примесью вулканических песков; 17 - супеси с примесью вулканического гравия; 18 - прослой погребенных почв и торфяников; 19 - отложения вулканических взрывов; 20 - отложения пирокластического потока; 21 - агломератовые туфы, связанные с образованием кальдеры пра-Семячика; 22 - вулканический гравий и-песок, слабо перемытые; 23 - погребенная древесина и угли; 24 - стратифицированная пирокластика, связанная с началом формирования вулкана Карымского; 25 - суглинок; 26 - единичное содержание пыльцы древесных растений

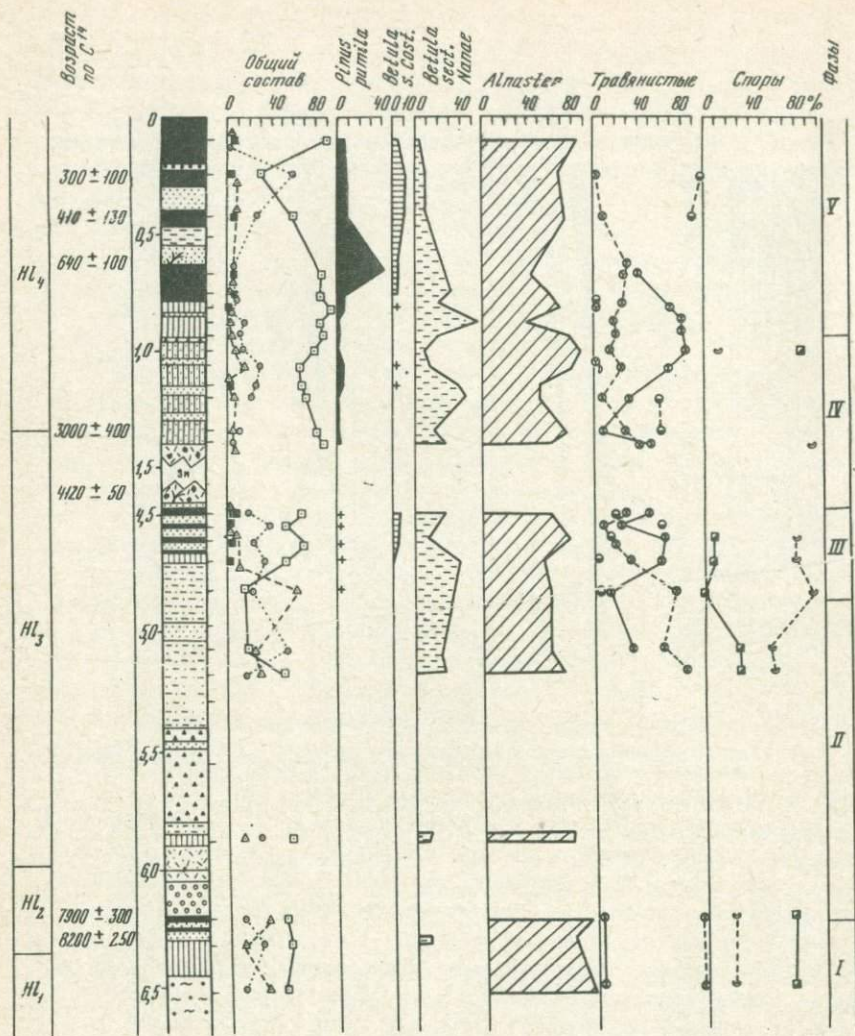


Рис. 8. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза 8
Условные обозначения см. на рис. 5, 7

Были изучены разрезы у подножий вулканов в кальдерных депрессиях, расположенных в поясе горных тундр на высоте 600–800 м над уровнем моря (рис. 7–12; разрезы 64, 8, 3, 106, 96, 278)¹, а также за их пределами в поясе субальпийской кустарниковой растительности, занимающей склоны вулкана Стена на высоте 400–600 м над уровнем моря (рис. 13, разрез 158), и в поясе прибрежных березовых лесов в районе Жупановской бухты (рис. 14, 15,

¹ Положение разрезов см. рис. 36 и гл. 13.

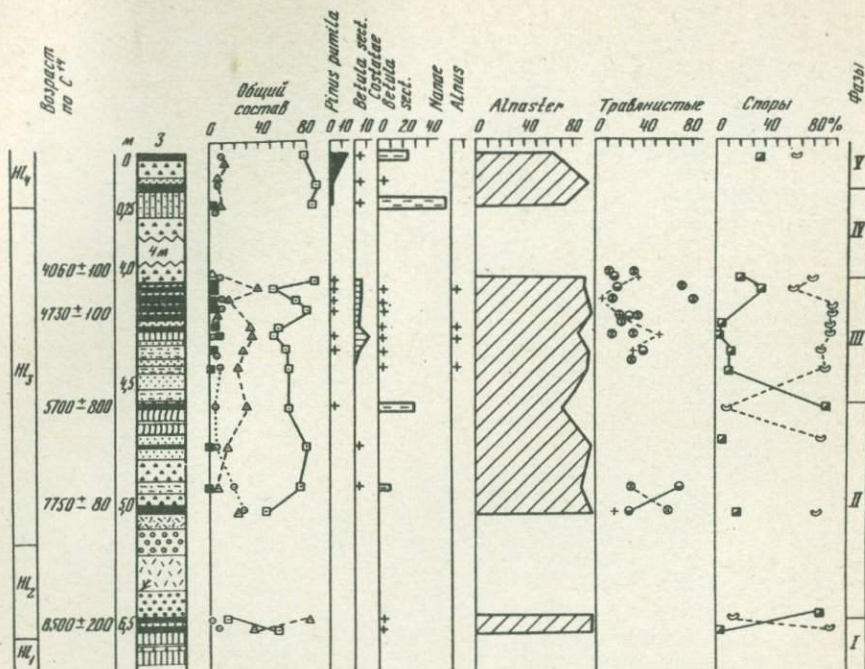


Рис. 9. Спорво-пыльцевая диаграмма разреза 3
 Условные обозначения см. на рис. 5, 7

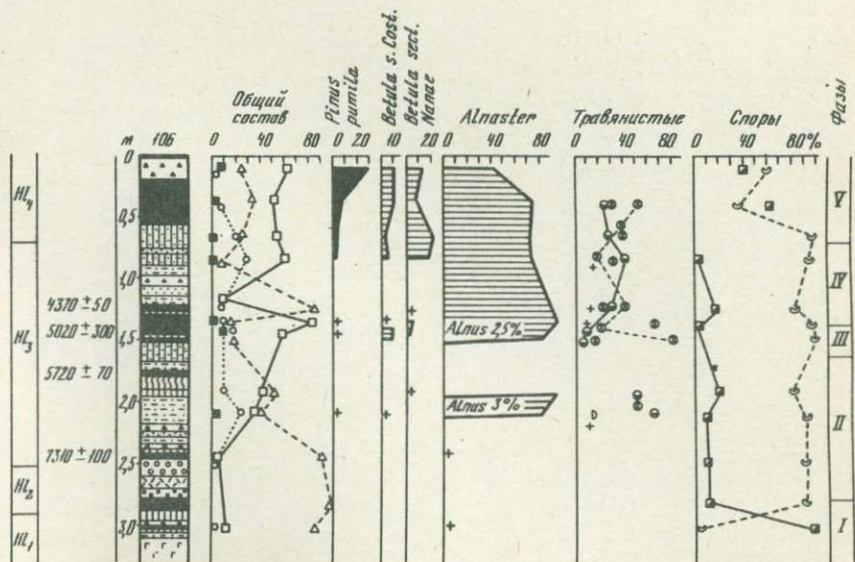


Рис. 10. Спорво-пыльцевая диаграмма разреза 106
 Условные обозначения см. на рис. 5, 7

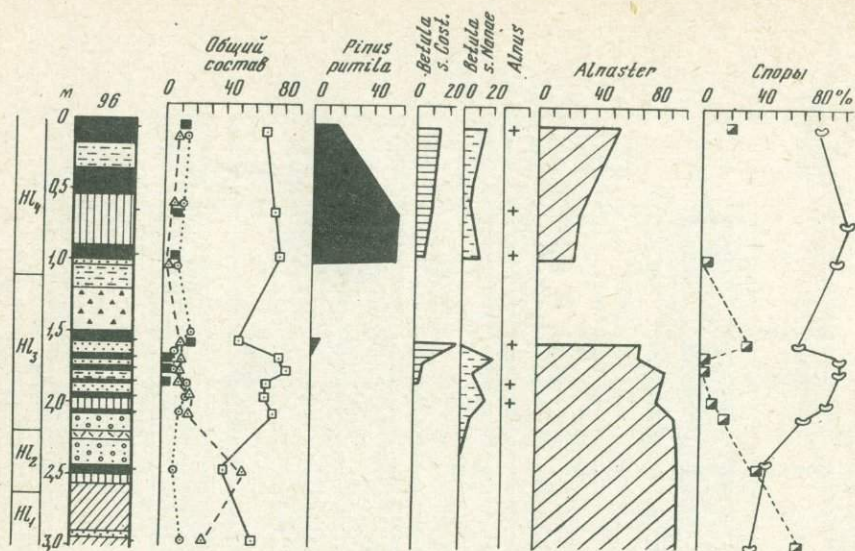


Рис. 11. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза 96
Условные обозначения см. на рис. 5, 7

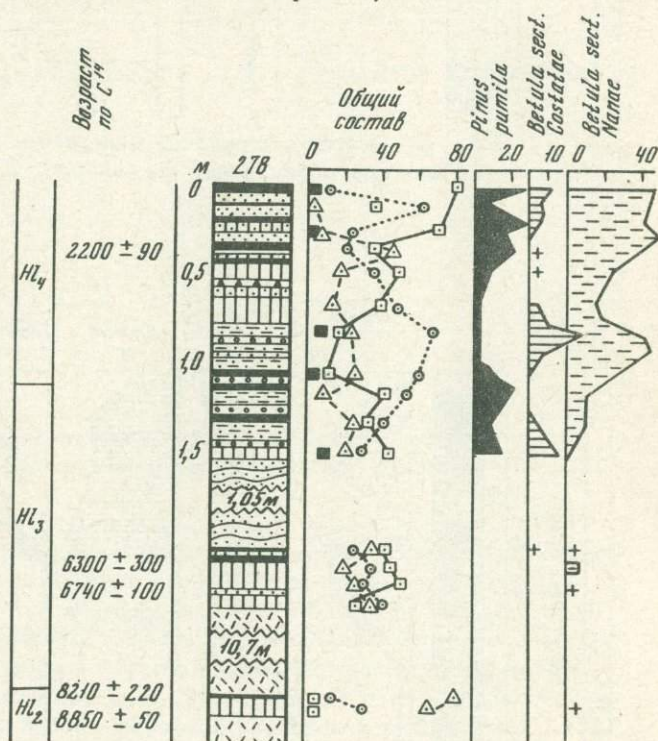
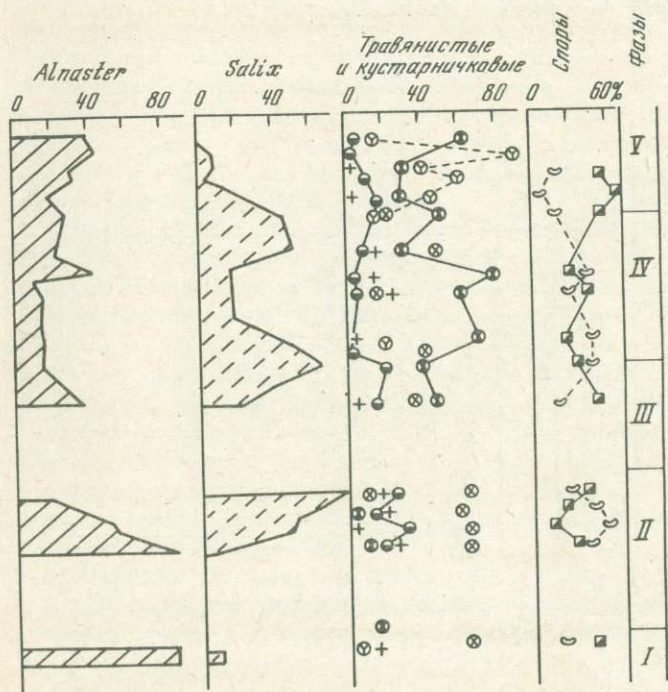


Рис. 12. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза 278
Условные обозначения см. на рис. 5, 7

разрезы 156, 153). Изучение разрезов показало, что пылевые спектры содержат как почвенные горизонты, так и горизонты тонко-слоистых вулканических пеплов. Исключение составляют прослой пеплов мощностью 5–10 см и более, представляющие собой, видимо, один выброс. Отсутствие пыли в таких прослоях свидетельствует о том, что, несмотря на хорошую проницаемость чехлов для фильтрующихся поверхностных вод, миграции пыли по профилю не происходит и спорово-пылевые спектры каждого горизонта синхронны времени его образования. Спорово-пылевые спектры почвенно-пирокластических чехлов, как и современных поверхностных почвенных проб, носят локальный характер и отражают главным образом тип растительности соответствующего пояса. Чем беднее местная растительность, тем более региональные формируются спектры.

У подножий вулканов Малый Семячик и Карымский опорные разрезы датированы радиоуглеродным методом. Даты абсолютного возраста имеют практически все почвенные горизонты погребенные пирокластикой (см. ниже рис. 19). В точках, где непосредственно в разрезах даты не получены, проведена корреляция по маркирующим пепловым и почвенным горизонтам методом непрерывного прослеживания. На основании радиоуглеродных дат выделены крупные подраз-



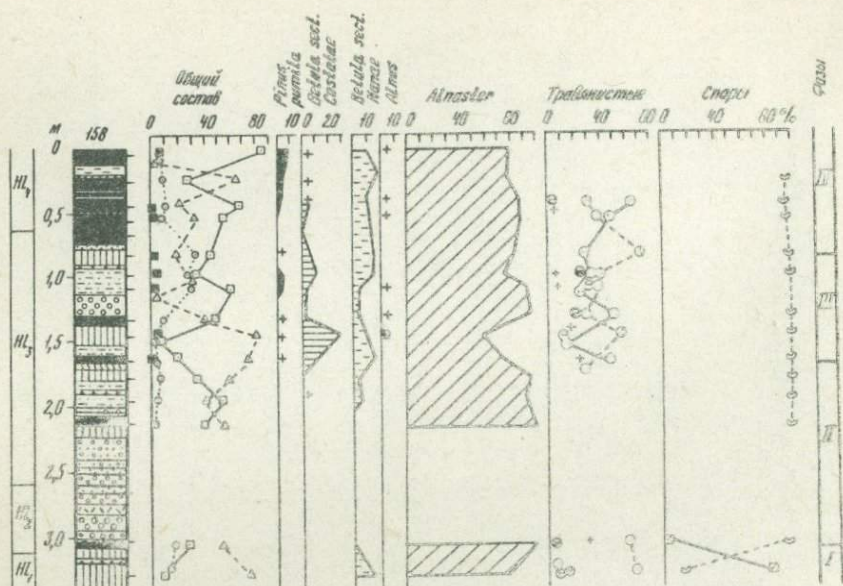


Рис. 13. Спорно-пыльцевая диаграмма разреза 158
Условные обозначения см. на рис. 5, 7

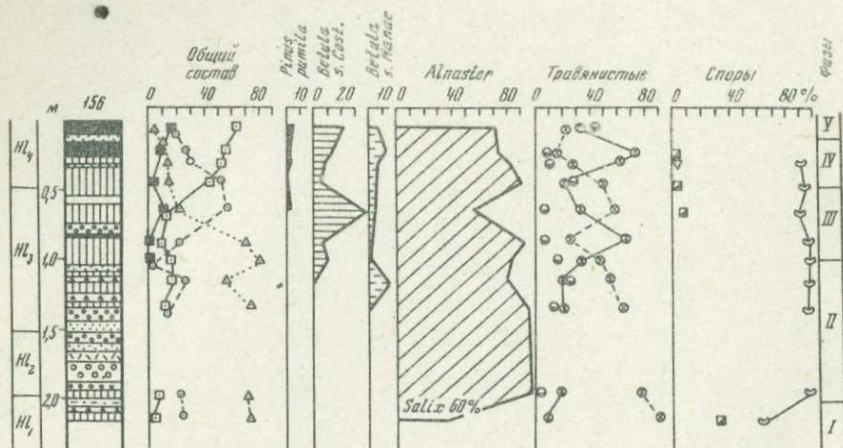


Рис. 14. Спорно-пыльцевая диаграмма разреза 156
Условные обозначения см. на рис. 5, 7

деления голоцена по М.И. Нейштадту (1957) и периоды Блитта-Сернандера. Для этого использован хронологический эталон периодизации голоцена с уточнениями Н.А. Хотинского (1977) для Северной Евразии. Хронологическое положение основных рубежей Блитта-Сернандера применительно к районам Северной Евразии определяется по методу C^{14} следующим образом: поздне-последледниковой границы - 10 300-10 500 лет назад, предбореально-бореальный - 9000-9500; бореально-атлантической - примерно 8000; атлантико-суббореальной - 4500-5000; суббореально-субатлантической - 2200-2500 лет назад.

На основании изучения голоценовых торфяников западного побережья Камчатки и Центральной Камчатской депрессии Н.А. Хотинский выделил шесть фаз развития растительности. Фаза I охватывает послеледниковые и характеризуется распространением кустарниковой лесотундры с ольховым и кедровым стланиками, кустарниковой березой и травянистыми сообществами с участием плаунов. Фаза II выявлена как переходный этап, когда растительность Камчатки сохраняла еще черты, характерные для послеледниковья; она охватывает предбореальный период. Фаза III выявляется по максимальному распространению лесных формаций из ольхи и березы и охватывает бореальный и атлантический периоды. В это время наблюдается самое высокое положение границы лесов в горах. Максимальное распространение березы отмечается после 5000 лет назад. Фаза IV выявлена по увеличению роли кустарниковых формаций и охватывает начало суббореального периода. В это время в Камчатской депрессии начали появляться хвойные леса. Фазы V и VI охватывают конец суббореального и субатлантический периоды и характеризуются распространением березовых лесов повсеместно и хвойных - в Камчатской депрессии.

Нами получены спорово-пыльцевые диаграммы почвенно-пирокластических чехлов восточной зоны Камчатки (см. рис. 7-15), которые отражают несколько иную закономерность, проявившуюся в развитии растительности на протяжении голоцена. Современная высотная поясность распределения растительного покрова не всегда была таковой.

В позднеледниковое и раннеголоценовое время на всей изучаемой территории господствовали травянистые группировки, состоявшие в основном из папоротников и плаунов. Древесная растительность совсем отсутствовала, а кустарниковая была представлена локализованными участками, занятыми ольховыми стланиками и ивами. В растительном покрове кальдерной депрессии ольховый стланик принимал несколько большее участие.

В среднем голоцене в составе растительного покрова произошли резкие изменения. В первую половину среднего голоцена, в атлантическом периоде, на побережье по-прежнему господствовала травянистая растительность, а в горах широкое распространение получил ольховый стланик, позже - и кедровый. На ребеже 6000 лет назад появились березовые леса и к концу атлантического периода достигли своего максимального распространения. Березовые леса

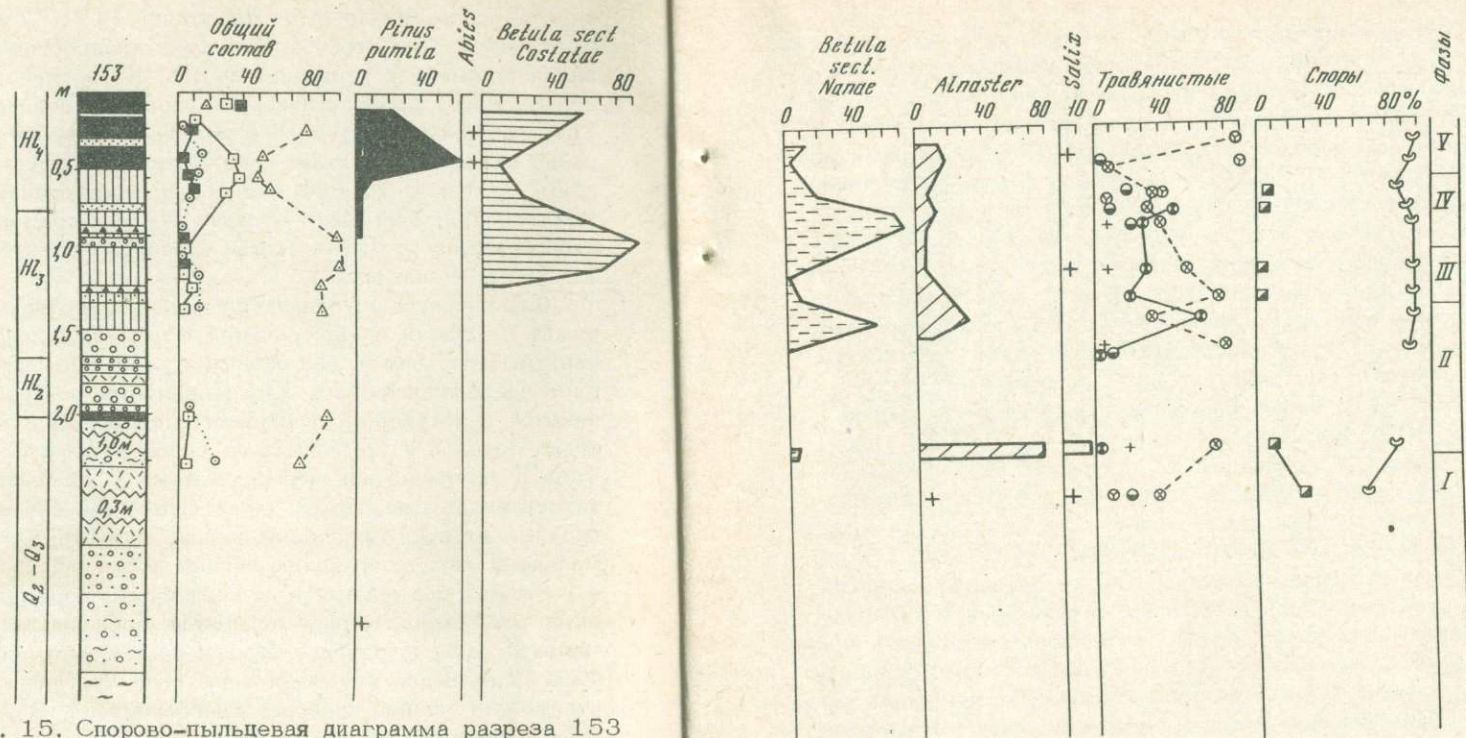


Рис. 15. Спорво-пыльцевая диаграмма разреза 153
Условные обозначения см. на рис. 5, 7

того времени занимали более высокое положение в горах по сравнению с настоящим временем и по долинам рек затягивались в кальдерную депрессию, на что указывают спорво-пыльцевые спектры разреза 158, расположенного в современном поясе кустарниковой растительности, и разреза 96, расположенного в кальдере у подножия вулкана Соболиного. Можно считать, что в атлантическом периоде сформировалась вертикальная поясность, сохранившаяся в несколько измененном виде до наших дней.

Во вторую половину среднего голоцена, в суббореальном периоде, наблюдаются новые изменения в растительном покрове. Березовые леса сократили свои площади и спустились ближе к берегу моря. Широкое распространение получили открытые пространства, занятые кустарниковой березкой и кедровым стлаником (разрез 153). Вслед за березовыми лесами спустился и пояс кустарников. В поясе горных тундр также увеличилась роль карликовой березы и травянистых группировок с участием плаунов.

В позднем голоцене, охватывающем субатлантический период, березовые леса вновь расширили площади, но не достигли максимального распространения атлантического периода.

Итак, пыльцевые диаграммы позволяют наметить пять фаз развития растительности восточного побережья Камчатки, имеющих следующие возрастные рубежи. I фаза - господство травянистой тундровой растительности в конце позднего ледникового - начале голоцена (-15 000-8 000 лет назад). II фаза - распространение кустарниковых формаций из ольхового стланика в первой половине атлантического периода (8000-6000 лет назад). III фаза - появление лесных формаций из березы во второй половине атлантического периода - начале суббореального (6000-4000 лет назад) с максимумом распространения 5000 лет назад. IV фаза - сокращение лесных формаций и расширение кустарниковых и травянистых в суббореальном периоде (4000-2500 лет назад). V фаза - новое расширение лесных формаций из березы в субатлантическом периоде (2500-0 лет назад). Такой характер развития растительности свойствен не только Карымскому вулканическому центру, но, видимо, всей Восточной вулканической зоне. Так, например, датированная радиоуглеродным методом пыльцевая диаграмма торфяника, расположенного на 30 км южнее Авачинской группы вулканов (район г. Петропавловск), указывает на аналогичные изменения в растительном

покрове (рис. 16). Диаграмма неполная, торфяник начал формироваться 600 лет назад. В суглинке, подстилающем торфяник, спорово-пыльцевой спектр характерен для I или II фаз развития растительности. Возможно, между торфяником и суглинком имеется перерыв в осадконакоплении. В торфянике максимальное развитие лесных формаций отмечается между 6000–3500 лет назад (III фаза) и сокращение лесных формаций между 3000–2500 лет назад (IV фаза). В Узонской вулканотектонической депрессии, расположенной севернее Карымской структуры, торфяник начал формироваться 8000 лет назад (рис. 17). На диаграмме разреза, включая и подстилающие суглинки, выявляются все пять фаз. Особенностью этой диаграммы является появление березы сразу после 8000 лет назад. Еще севернее, в устье р. Камчатки, в торфянике яра Черного, имеющего в основании дату 6070 ± 80 , назад максимум пыльцы березы также отмечается после 6000 лет назад (Брайцева и др., 1973). Присутствие пыльцы березы в подстилающих суглинках не является показателем широкого распространения березы на побережье. Пыльца березы могла выноситься водами р. Камчатки из депрессии, где березовые леса возобновились в начале голоцена.

Анализ пыльцевых диаграмм указывает на своеобразие развития растительности в восточной зоне Камчатки. В то время как на западе и в Центральной депрессии переход от позднеледниковья к послеледниковью (10 300 лет назад) выразился в массовом распространении лесных формаций, на восточном побережье до середины атлантического периода (6000 лет назад) широким распространением пользовались кустарниковые формации, в которых отсутствовал кедровый стланик. Максимальное распространение лесных формаций произошло во второй половине атлантического периода. В суббореальном и субатлантическом периодах растительность развивалась синхронно с остальной территорией Камчатки. Чем же вызвана такая асинхронность развития растительности в начале голоцена? Основным фактором, влияющим на развитие растительности, является климат. Всеобщее потепление в начале голоцена выразилось в бурном распространении ольховых стлаников. Задержалось распространение кедровых стлаников и березовых лесов, которые появились только в климатический оптимум. Важную роль в развитии растительности Восточной Камчатки мог сыграть верхнеплейстоценовый вулканизм, который уничтожил рефугиумы древесной растительности ледникового времени. Не случайно задержался в распространении кедровый стланик, занимающий обычно подножья вулканов. В конце верхнего плейстоцена прокатилась волна активизации вулканизма по всей восточной зоне. Образовалась кальдера Крашенинникова, малая кальдера Узонской депрессии, активизировалась взрывчатая деятельность Большого Семьячика. На юге образовались кальдеры Опалы, Ксудача, Горелого (Мелекисцев и др., в кн. История развития рельефа..., 1974). В Карымско-Семьячском центре в конце верхнего плейстоцена возникли кальдеры Академии Наук (оз. Карымское) и пра-Семьячика. Вблизи вулканических центров образовались пирокластичес-

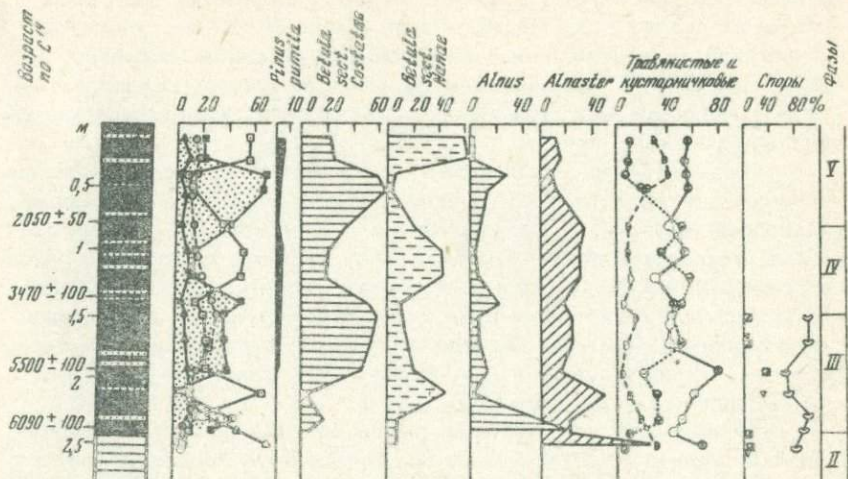


Рис. 16. Спорно-пыльцевая диаграмма Петропавловского торфяника

Условные обозначения см. на рис. 5, 7

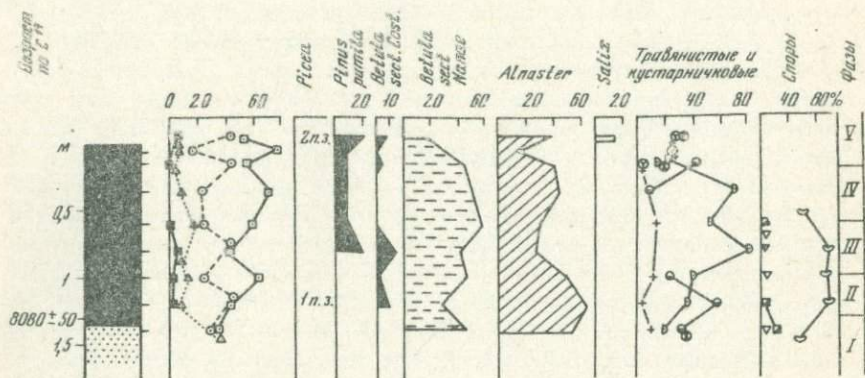


Рис. 17. Спорно-пыльцевая диаграмма Узонского торфяника

Условные обозначения см. на рис. 5

кие покровы и на десятки километров распространились пирокластические потоки. Пирокластическими потоками заполнились долины рек, где древесная растительность могла пережить оледенение. Активизация кислого вулканизма в начале голоцена также задержала развитие растительности. В Узонской депрессии в голоцене крупных вулканических событий не было и береза начала возобновляться после 8000 лет назад. В Карымском вулканическом центре 8000 лет назад образовалась Карымская кальдера с извержением больших объемов пирокластике, распространившейся на значительные

площади (см. рис. 50, гл. 13). Как уже говорилось, березовые леса в этом районе возобновились лишь после 6000 лет назад. В Паужетской депрессии перед образованием пемзовых покровов (8000 лет назад), связанных с Курильским озером (Краева, 1967), начинала появляться береза, а после их извержения возобновилась только в позднем голоцене (рис. 18).

Как показал анализ пыльцевых диаграмм, существенное влияние на эволюцию растительности в голоцене оказал крупномасштабный, кальдерообразующий вулканизм верхнего плейстоцена — начала голоцена. Формирование же стратовулканов особого влияния на развитие растительности не оказывает, о чем свидетельствует однотипность пыльцевых диаграмм всей Восточной Камчатки. Извержения стратовулканов частично уничтожают растительность лишь на территориях, непосредственно прилегающих к вулкану, вслед за чем она быстро восстанавливается.

Таким образом, датированная пыльцевая диаграмма отложений подножия вулкана Малый Семячик, как наиболее полная, может служить хронологическим эталоном для всей Восточной Камчатки (рис. 19). Установленные границы фаз развития растительности позволяют датировать крупные стратиграфические единицы, а в вулканических районах — главные события вулканических проявлений. Так, сопоставление пыльцевой диаграммы разреза 278, расположенного на юго-восточном борту Карымской кальдеры, с эталонной позволяет датировать основные события вулканизма этого района (см. рис. 12). Почвенно-пирокластический чехол, перекрываемый пемзой пирокластикой, связанной с образованием Карымской кальдеры, сформировался в первую фазу развития растительности, т.е. до 8000 лет назад. Во вторую фазу, до появления березовых лесов и кедрового стланика, т.е. до 6000 лет назад, на этой пирокластике образовался еще чехол. На пирокластике, связанной с возникновением молодого Карымского вулкана, чехол начал отлагаться уже в фазу развития березовых лесов и кедровых стлаников; в нижнем горизонте фиксируется максимум распространения березовых лесов, отмеченный нами 5000 лет назад. Следовательно, вулкан Карымский начал строить свой конус между 6000 и 5000 лет назад. IV фаза хорошо выявляется на диаграмме по максимальному распространению травянистых группировок. Значительный процент пыльцы березы, отмеченный в этом диапазоне, свидетельствует о повышенной роли заносной пыльцы с окружающих территорий в связи с обеднением местной растительности. Конец голоценового похолодания на рубеже 2500 лет назад совпал с периодом относительного покоя вулкана, когда начала формироваться мощная погребенная почва. Полученные радиоуглеродные даты подтверждают правильность датировок по пыльцевым спектрам.

Как показали исследования, Карымско-Семячикские кальдерные депрессии в продолжении всего голоцена находились в поясе горных тундр. Формируясь в одних физико-географических условиях, почвенно-пирокластические чехлы подножий вулкана Малый Семячик хоро-

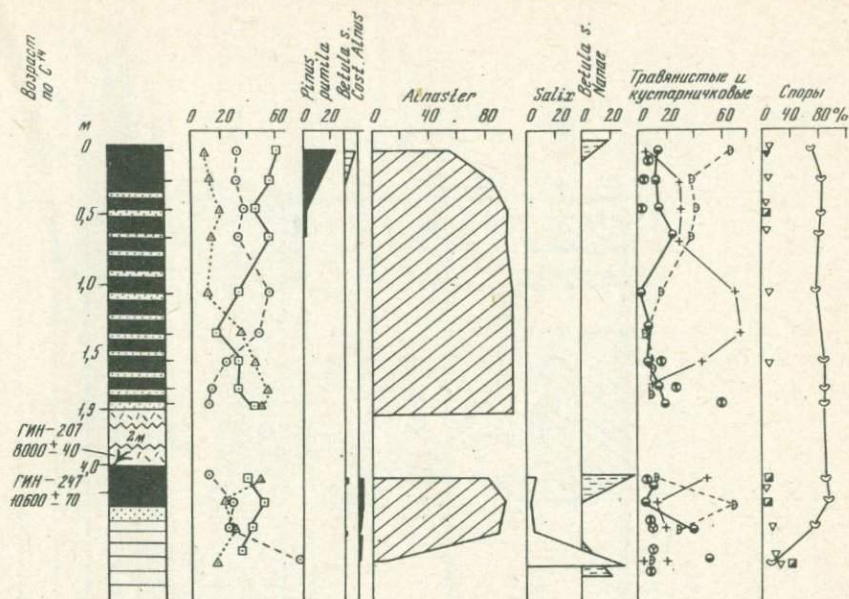


Рис. 18. Спорово-пыльцевая диаграмма Паужетского торфяника
Условные обозначения см. на рис. 5, 7

шо сопоставляются по пыльцевым спектрам. В одновозрастных горизонтах погребенных почв содержатся идентичные спектры. Можно полагать, что идентичные спектры присутствуют и в одновозрастных горизонтах вулканических пеллов. Такое допущение вполне позволяет использовать пыльцевой анализ для корреляции в пределах действия одного вулкана. У подножия вулкана Малый Семячик верхние горизонты чехлов хорошо коррелируются по содержанию в спектрах пыльцы кедрового стланика. Кедровый стланик служит как бы индикатором активности вулкана. Чем длительнее относительный покой вулкана, тем больше пыльцы кедрового стланика содержат спектры, так как в периоды покоя кедровый стланик получает широкое распространение и может покрывать даже склоны конуса вулкана. При активизации вулкана часть кедровых стлаников погибает и процент встречаемости его пыльцы в спектрах уменьшается.

Помимо определения возраста вулканических событий и корреляции отдельных горизонтов, палинологический анализ позволяет восстанавливать палеогеографическую обстановку жизни отдельного вулкана и всего вулканического центра. Изучение Карымского вулканического центра позволило проследить эволюцию растительности от нижнего плиоцена до наших дней. В нижнеплиоценовое – шапинское время господствовали темнохвойные леса из ели, пихты, тсуги. Долины рек занимали лиственные леса с участием ольхи, березы, ореховых, вязов, болотного кипариса и других пород. В сторожевское

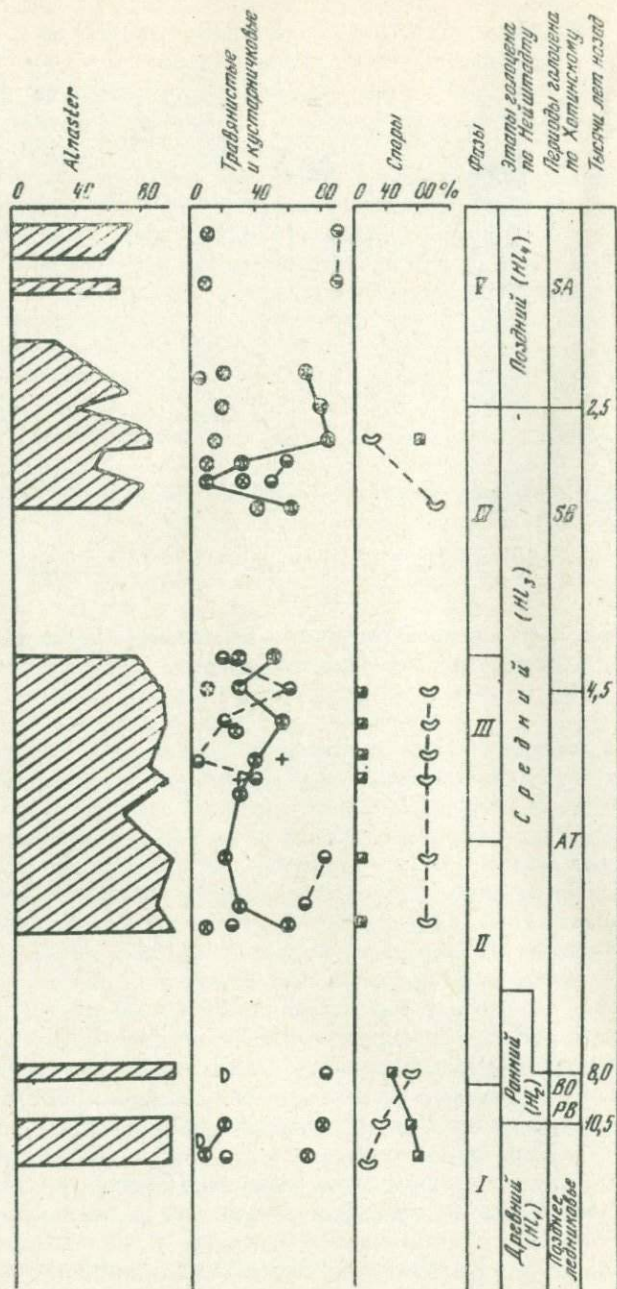
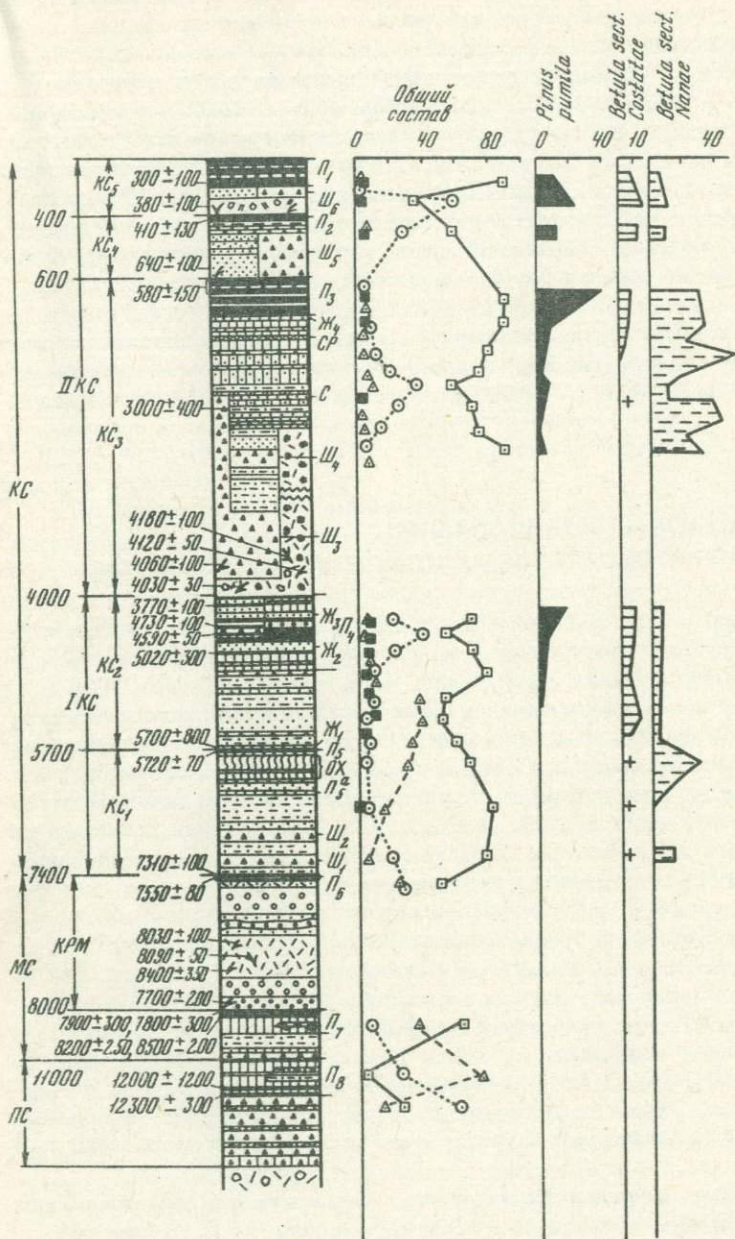


Рис. 19. Сводный разрез пирокластических отложений подножий вулкана Малый Семячик (см. гл. 14) и сводная спорово-пыльцевая диаграмма

Условные обозначения см. на рис. 5, 7



время на смену хвойным лесам пришли мелколиственные с участием широколиственных пород. Хвойные леса оставались отдельными фрагментами. Тумрокское время как бы наследует растительность сторожевского времени. Господствующее положение заняли мелколиственные леса, в основном из березы типа эрмановской с редким участием широколиственных пород. Фрагменты хвойных лесов практически исчезли. Плейстоценовое время характеризуется господством лесов из березы эрмановской, которые расширяли и сокращали свои ареалы в связи с плейстоценовыми похолоданиями. В межледниковые эпохи на смежных территориях возобновлялись хвойные леса из ели. В эпохи оледенений древесная растительность сохранялась небольшими островками по благоприятным местообитаниям, основной фон растительного покрова был представлен травянистыми и кустарничковыми группировками с плаунами, папоротниками и вересковыми. В послеледниковую голоценовую эпоху древесная растительность восстановилась в среднем голоцене около 6000 лет назад.

Глава 5

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ КАРЫМСКОЙ СТРУКТУРЫ

Палеомагнитные работы проводились с целью найти дополнительные критерии для расчленения, возрастной и стратиграфической корреляции вулканогенных образований Карымской структуры. При крайне недостаточной обоснованности этих образований палеонтологическими и радиологическими данными новые сведения такого рода имеют большое значение. Для решения подобных задач широко применяется метод, использующий инверсии геомагнитного поля. Согласно магнитохронологической шкале (Сох, 1969) последняя смена палеомагнитных эпох произошла 690 тыс. лет назад. Привязка разрезов к этому четко выраженному хронологическому реперу, имеющему планетарный характер, с успехом применяется при магнитостратиграфических исследованиях плиоцен-плейстоценовых образований. Еще одну возможность использования палеомагнитных данных в стратиграфических целях дает изучение палеовековых вариаций. Для нас наибольший интерес представляют вариации с периодом порядка 150 тыс. лет, выявленные в эпохе Брюнеса (Buchа, 1973; Нечаева и др., 1979). Они имеют достаточно большую амплитуду и, по-видимому, достаточно глубокий источник, что позволяет использовать их для межрегиональной или даже планетарной корреляции разрезов.

Магнитные свойства были изучены более чем на 400 ориентированных образцах, отобранных В.А. Базановым, Л.И. Базановой, Ю.П. Масуренковым, И.В. Флоренским и нами из 20 разрезов и обнажений в пределах Карымской структуры. Кроме того, в нашем распоряжении были результаты палеомагнитного опробования, прове-

денного ранее в этом районе А.Г. Пикуновым. Большинство образцов обладало высокой палеомагнитной стабильностью. Выборочный или сплошной магнитной чистке, как правило, подвергались образцы с $Q < 2^1$, у которых можно было ожидать заметного влияния вязкой намагниченности I_{rv} на направление естественной остаточной намагниченности I_n . Применялась магнитная чистка в переменных полях до 600 Э или термовременная чистка с временем выдержки образцов в немагнитном пространстве до 15 часов при температурах до 200°C. Поскольку в изученных породах среднее $Q=7$, магнитной чистке была подвергнута сравнительно небольшая часть коллекции.

Обратная намагниченность была обнаружена в разрезах трех вулканических построек Карымской структуры, а также у части покровов игнимбригов и перекрывающих их лав, вскрытых в естественных обнажениях на р. Корнева и в низовьях р. Карымской. Если проводить границу плиоцена и плейстоцена по последней инверсии геомагнитного поля (0,69 млн. лет назад), соответствующей границе апшеронского и бакинского ярусов Понто-Каспия (Геохронология СССР, т. III, 1974), перечисленные обратно намагниченные образования следует отнести к плиоцену.

Единственный разрез плиоценовых лав с четкой стратиграфической последовательностью прямо (N) и обратно (R) намагниченных пород получен по основанию вулкана Дитмара. Здесь выделено два R -горизонта с заключенным между ними N -горизонтом. Этот N -горизонт по комплексу имеющихся данных наиболее естественно сопоставить с эпизодом Харамильо шкалы Кокса и датировать соответственно в 0,89–0,95 млн. лет назад. В верхней части вулканической постройки вулкана Крайнего опробовано два лавовых потока с различной магнитной полярностью. Один из них, по-видимому, можно сопоставить с N -горизонтом вулкана Дитмара. Второй же, поскольку стратиграфическое взаимоотношение покровов, изученных на вулкане Крайнем, геологически не установлено, можно сопоставить с верхним или нижним R -горизонтами вулкана Дитмара. При этом второй вариант корреляции по палеомагнитным данным (по величине и направлению I_n) представляется более вероятным. Обратно намагниченные породы вулкана Рызлатого по тем же признакам с несколько большей вероятностью можно сопоставить с верхним R -горизонтом вулкана Дитмара.

В серии обнажений по р. Корневой и в низовьях р. Карымской изучены обратно намагниченные покровы игнимбригов. При этом в двух разрезах они перекрываются лавами, также имеющими обратную магнитную полярность. В обоих местах эти лавы имеют близкие направления и сравнительно небольшую величину намагниченности, свидетельствующие в пользу их корреляции с верхним R -горизонтом вулкана Дитмара (см. табл. 8). Игнимбриги во всех пяти точках опробования имеют практически одинаковые направления I_n .

¹ $Q=I_{rv}/I_i$, где I_n – естественная остаточная, а I_i – индуктивная намагниченность пород.

Таблица 8

Магнитные свойства плиоценовых эффузивов и раннечетвертичных платолав Карымской структуры

Объект	Число образцов	Направление				Q
		D^0	I^0	α_{95}^0	K	
Платолавы низовьев р. Карымской	3	13	53,8	3,3	406	8,0
Верхний горизонт платолав среднего течения р. Карымской, левый берег (устье руч. Углогового)	6	1	66	5,8	69	14,3
Платолавы среднего течения р. Карымской, правый берег (устье руч. Углогового)	5	329	63	3,3	213	1,6
Нижний горизонт платолав среднего течения р. Карымской, левый берег (устье руч. Углогового)	6	304	70,5	3,5	157	7,8
Эффузивы низовьев р. Карымской	3	199,5	-67,4	4,3	249	1,8
Эффузивы вулкана Разлатого	3	163,8	-55,3	5,4	155	1,4
Верхний горизонт эффузивов цоколя вулкана Дитмара	6	178	-73	6,9	40	0,7
Эффузивы р. Корневой	12	173,2	-73,6	6,7	43	0,8
Игнимбриды р. Корневой	15	183,6	-46,9	4,2	39	4,2
Средний горизонт эффузивов цоколя вулкана Дитмара	5	20	70	2,7	320	5,9
Эффузивы вулкана Крайнего	3	356	67	2,9	540	2,4
Нижний горизонт эффузивов цоколя вулкана Дитмара	2	243	-64	-	-	2,5
Эффузивы вулкана Крайнего	5	213	-65	6,2	61	3,1

По-видимому, это связано с тем, что они сформировались одновременно в результате кратковременного акта вулканической деятельности. Поскольку направление намагниченности этих игнимбритов не имеет аналогов в разрезах, имеющих в настоящее время данных недостаточно для отнесения их к какому-либо из R-интервалов эпохи Магуямы. Но можно с определенностью утверждать, что существует их стратиграфическое несогласие с N-игнимбридами, залегающими в разных местах либо непосредственно над ними, либо даже на одном гипсометрическом уровне, как, например, в низовьях

р. Карымской. Разница между N - и R -игнимбридами отмечается и по величине намагниченности, которая у N -игнимбридов в среднем в несколько раз больше, что видно из сравнения данных табл. 8, 10.

Все остальные изученные вулканогенные и осадочные образования обладают прямой намагниченностью и по палеомагнитным и геологическим данным относятся к четвертичным. Их основание в нескольких разрезах сложно характерной для Камчатки формацией платолав, которая часто использовалась в качестве границы плиоцена и плейстоцена. Однако палеомагнитные исследования, проведенные разными авторами в различных районах Камчатки, показали, что излияния лав этой формации не были одновременными. Так, в Рекининском районе время их формирования охватывает эпизод Харамильо, а также частично предшествующий и последующий R -интервалы эпохи Матуямы (Беспалый и др., 1970). В районах Среднего хребта они формировались в последний R -интервал эпохи Матуямы и в эпоху Брюнеса (Печерский и др., 1965; Кочегура и др., 1969). На Корякском нагорье платолавы зафиксированы только в эпоху Брюнеса (Андреев, Генин, 1969). На ближайшем к Карымской структуре участке, в бассейне рек Китхой и Налачевой, они также сформировались в эпоху Брюнеса и, может быть, в самом конце эпохи Матуямы (Ермаков и др., 1969). Таким образом, время формирования платолав в различных районах Камчатки может различаться на 0,5 млн. лет и их использование в качестве стратиграфического репера в каждом случае требует обоснования. В пределах Карымской структуры они имеют раннечетвертичный возраст и относятся к началу эпохи Брюнеса, а частично, возможно, и к концу эпохи Матуямы, если рассмотренные выше R -лавы, перекрывающие R -игнимбриды, считать начальной стадией образования платолав.

В изученных разрезах прямо намагниченные платолавы расчленяются на четыре горизонта, направления намагниченности в которых существенно отличаются — суммарное перемещение векторов I_n достигает 35° дуги большого круга (рис. 20 и табл. 8). Это свидетельствует, что формирование платолав было достаточно растянутым во времени процессом.

Наиболее детально в палеомагнитном отношении изучен этап вулканической деятельности, следующий за излиянием платообразных базальтов. Для него удалось реализовать упоминавшуюся ранее возможность использования палеогеомагнитных вариаций для магнитостратиграфической корреляции. Применение этого метода к вулканогенным образованиям сильно затруднено крайне непостоянной и трудно контролируемой скоростью формирования эффузивных толщ, что исключает возможность при их опробовании распределять точки наблюдений равномерно во времени или оценивать интервалы времени между ними. Кроме того, получение на разрезах эффузивов необходимо при изучении палеовариаций непрерывного и последовательного ряда направлений палеополя осложняется тем, что при вулканической деятельности, особенно вулканов центрального типа, вулканический материал различных этапов извержения мигрирует по площади. Поэтому

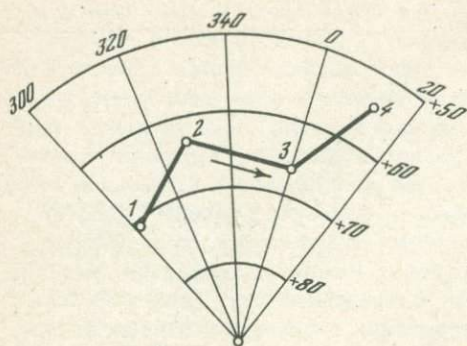


Рис. 20. Направления намагниченности раннечетвертичных платолав Карымской структуры
1-3 - среднее течение р. Карымской; 4 - низовья р. Карымской

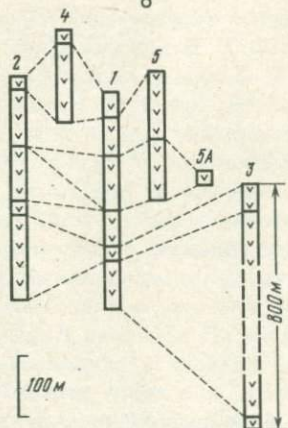


Рис. 21. Схема корреляции разрезов по палеомагнитным данным
1, 2, 3 - разрезы южных, западных и северных склонов вулкана Жупановские Востряки; 4 - разрез вулкана Дитмара (верхняя часть); 5, 5а - разрезы на р. Половинке

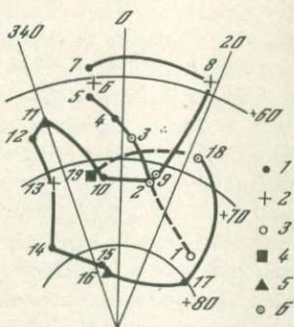


Рис. 22. Изменения направления I_n - в изученных разрезах
Направления 1-5 получены в разрезах в соответствии с нумерацией предыдущего рисунка, направления 6 - осредненные (см. табл. 9).

для достижения максимально возможной полноты палеомагнитных данных необходимо опробование серии параллельных разрезов, в совокупности которых зафиксированы все этапы вулканической активности.

Благоприятным объектом для проведения таких работ оказался вулкан Жупановские Востряки, на котором были изучены разрезы южных, западных и северных склонов (соответственно разрезы 1, 2 и 3). Полученные по ним данные были дополнены по одновозрастным разрезам верхней части вулкана Дитмара (разрез 4) и на р. Половинка (разрезы 5 и 5а). По направлению I_n эти разрезы

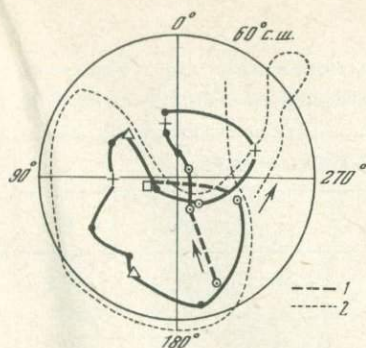


Рис. 23. Траектория перемещения виртуальных геомагнитных полюсов по данным эффузивов Карымской структуры (1) и осадочных отложений Чехословакии (2)

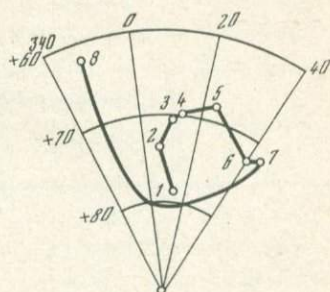


Рис. 24. Направления I_n игнимбритов Карымской структуры

1 — низовья р. Карымской; 2 — среднее течение р. Карымской (нижний горизонт); 3 — верховья р. Карымской (район водопада); 4 — р. Корнева (нижний горизонт); 5 — ср. течение р. Карымской (средний горизонт); 6 — р. Корнева (верхний горизонт); 7 — ср. течение р. Карымской (верхний горизонт); 8 — р. Половинка

были расчленены на горизонты, в пределах каждого из которых направление намагнитченности было в первом приближении однородным и отличающимся от направления намагнитченности соседних горизонтов. Каждый такой горизонт, как правило, был представлен серией лавовых покровов. Сопоставление полученных по каждому из разрезов последовательных изменений направления I_n позволило выполнить их взаимную корреляцию, отчасти контролировавшуюся немногочисленными геолого-геоморфологическими данными. При этом наблюдавшиеся в отдельных разрезах пропуски восполнялись данными по другим параллельным разрезам.

Схематически результаты этой корреляции показаны на рис. 21. Полученные результаты позволили построить достаточно детальную суммарную траекторию изменений направления I_n во время формирования изученных эффузивных образований (рис. 22). На этом рисунке точки траектории с обозначением 6 получены осреднением направлений по скоррелированным участкам из двух или более разрезов, как указано в табл. 9. И в этих случаях, и в процессе обработки данных по отдельным разрезам интервал осреднения выбирался максимальным, чтобы избавиться от влияния короткопериодных вариаций геомагнитного поля и сохранить лишь наиболее длиннопериодную их составляющую. При этом были сглажены достаточно четко зафиксированные в разрезах колебания направлений вектора I_n около показанной на рис. 22 траектории. Амплитуда этих колебаний, составляя в среднем около 5° , в некоторых случаях достигала

Таблица 9

Магнитные свойства пород взаимно скоррелированных горизонтов разреза на р. Половинка (5,5а) и координаты виртуальных гео-

Разрез	Количество образцов	Направление I			
		D^0	I^0	α_{95}^0	K
3	3	43,5	77,5	5,2	166
1,3	46	11,5	72,5	1,9	60
1,2,3	42	3,3	67,6	1,3	146
1	8	358,0	65,8	3,2	135
1	6	352,2	63,2	2,2	401
2	3	353,2	61,5	3,4	379
1	6	352,6	59,7	1,8	576
2	8	18,7	59,7	2,4	240
1,5,5а	47	12,3	71,8	1,6	84
1	21	353,6	72,3	1,7	175
5	15	339,0	65,0	2,4	125
1	7	335,5	66,3	2,5	255
2	9	335,6	71,7	3,3	111
1	5	323,4	78,0	3,3	215
1	5	348,2	81,7	6,2	62
5	18	348,0	83,0	3,0	64
1	13	50,9	80,2	5,2	31
2, 4	19	23,6	68,0	2,1	128
4	4	350,0	72,0	5,2	278
Среднее	285	359,4	71,4	4,2	65

10^0 . Наименее статистически обоснованными оказались крайние точки полученной траектории, опирающиеся на направления намагниченности пород лишь одного лавового покрова в каждом случае. Вследствие этого крайние участки траектории на рис. 22 показаны пунктиром. Достаточно четкая последовательность точек на этом рисунке позволяет предположить, что существенные перерывы в полученной таким образом записи палеовариаций отсутствуют.

Для уточнения возраста рассмотренных эффузивных толщ было проведено сопоставление последовательных положений виртуальных геомагнитных полюсов, вычисленных по этим данным, с положениями полюсов, полученными при палеомагнитном исследовании непрерывного разреза четвертичных лессово-почвенных отложений Чехословакии (Buchá, 1973). На рис. 23 показано такое сопоставление. При этом в разрезе осадков Чехословакии удалось найти участок, на котором траектория, описываемая виртуальными геомагнитными полюсами, подобна траектории, полученной нами по эффузивам Карым-

тов вулкана Жупановские Востряки (1,2,3), вулкана Дитмара (4), магнитных полюсов ($\phi_0 = 53,8^0$, $\lambda_0 = 159,5^0$)

Q	Координаты виртуальных полюсов			
	$\phi_{сш}^0$	λ^0	θ_1^0	θ_2^0
1,2	65,7	202,2	9,7	9,1
2,1	82,4	213,3	3,4	3,0
4,4	86,1	306,6	2,2	1,8
7,2	84,1	352,6	5,2	4,3
5,5	79,6	11,8	3,5	2,7
4,1	78,0	4,2	5,2	4,0
4,5	75,8	3,1	2,7	2,0
3,9	71,7	288,4	3,6	2,7
6,7	82,4	222,2	2,8	2,5
4,3	84,9	117,4	3,0	2,7
14,6	75,1	51,0	3,9	3,1
6,5	73,9	61,0	4,1	3,4
7,2	75,9	90,4	5,8	5,1
4,7	68,1	120,7	6,2	5,8
5,9	69,5	150,1	12,0	11,7
7,0	67,1	152,2	5,9	5,7
10,8	62,2	192,4	10,0	9,6
7,2	75,4	250,7	3,5	3,0
4,8	83,5	102,8	9,2	8,1
5,8	87,7	151,0	7,4	6,4

ской структуры. Учитывая большую удаленность районов, сходство траекторий следует признать вполне удовлетворительным. Случайное их совпадение представляется крайне маловероятным.

Выполненное сопоставление позволяет перенести на изученные эффузивы оценки возраста пород Чехословакии, опирающиеся на хронологическую шкалу оледенений и межледниковий Европы. В результате начало и конец формирования изученного эффузивного комплекса можно определить соответственно в 400 и 280 тыс. лет назад, что не противоречит другим имеющимся данным об их возрасте. Полученный результат одновременно свидетельствует в пользу планетарного характера длиннопериодных палеогеомагнитных вариаций и показывает возможность их использования для межрегиональных стратиграфических корреляций.

С начальным участком траектории на рис. 22 практически совпадают два последовательных направления I_n , полученных по осадочным отложениям, изученным в разрезе на р. Карымской, у устья

Таблица 10

Магнитные свойства игнимбритов и постигнимбритовых эффузивов Карымской структуры

Объект	Число образцов	Направление I				Q
		D^0	I^0	α_{95}^0	K	
Вулкан Академии Наук (верхний горизонт)	4	19	75	4,9	130	2,5
Вулкан Академии Наук (нижний горизонт)	8	3	87	3,0	154	5,4
Лавы вулкана пра-Семячик	17	5	52	2,7	82	9,3
Вулкан пра-Карымский (верхний горизонт)	6	357	63,6	4,3	103	4,6
Вулкан пра-Карымский (нижний горизонт)	8	320,9	68,8	4,3	73	2,9
Эффузивы на р. Корнева	2	19,2	64,8	-	-	21,2
Эффузивы на р. Карымской (район водопада)	3	5,4	65,3	4,3	245	3,8
Вулкан Двор	14	350,8	64,7	2,2	159	3,6
Игнимбриты на р. Половинке	4	348	62	4,7	140	14,0
Игнимбриты на р. Карымской (верхний горизонт)	8	45	71,5	0,9	1870	37,6
Игнимбриты на р. Корнева (верхний горизонт)	4	40,7	72,1	4,6	405	7,1
Игнимбриты на р. Карымской (средний горизонт)	7	24	68	5,3	57	12,8
Игнимбриты на р. Корнева (нижний горизонт)	3	14,8	69,3	2,1	1045	7,4
Игнимбриты в верховьях р. Карымской (район водопада)	3	12,4	70	2,1	1053	17,9
Игнимбриты на р. Карымской (нижний горизонт)	7	7	73	2,5	260	23,2
Игнимбриты низовьев р. Карымской	2	15,1	78,2	-	-	8,3

руч. Углогого. Эти переслаивающиеся с туфами осадки, залегающие на платолавах и перекрытые тремя покровами игнимбритов, имеют направления намагниченности (снизу вверх): $D = 358^0$, $I = +70^0$, $\alpha = 2,5^0$; $D = 354$, $I = +64^0$, $\alpha = 2,8^0$. На этом основании их возраст можно оценить немногим меньше чем 400 тыс. лет.

Стратиграфически выше изученной толщи залегает серия покровов прямо намагниченных игнимбритов. Изученные их горизонты венчают разрезы на р. Половинке, в среднем течении р. Карымской и в ее низовьях, а также обнажаются в разрезах по р. Корневой и на р. Карымской в районе водопада. В двух последних случаях они в свою очередь перекрыты лавами базальтов. Наиболее полным оказался разрез в среднем течении р. Карымской, где в береговых обрывах изучено три покрова игнимбритов, переслаивающихся с туфами. Они имеют три различных направления I_n , показанных на стереограмме

Рис. 25. Направления I_n по-
стигнимбритовых эффузивов Ка-
рымской структуры

1 – вулкан Двор; 2 – р. Ка-
рымская (район водопада); 3 –
р. Корневая; 4 – вулкан пра-Ка-
рымский (нижний горизонт); 5 –
то же (верхний горизонт); 6 –
вулкан пра-Семячик; 7 – вулкан
Академии Наук (нижний гори-
зонт); 8 – то же (верхний гори-
зонт)

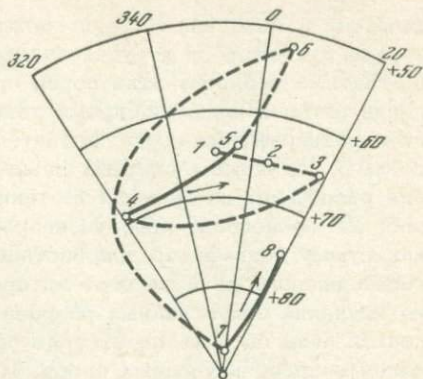


рис. 24 т. 2, 5 и 7. Намечающаяся по этим направлениям петля палеовариаций неизвестного периода дополняется т. 4 и 6, полученными по двум залегающим один на другом покровам игнимбритов из долины р. Корневой и т. 3 из разреза верховьев р. Карымской (район водопада).

Направление I_n игнимбритов (агломератовый покров) из разреза р. Половинка (рис. 24, т. 8) практически совпадает с направлением намагниченности перекрывающих игнимбриты лав вулкана Двор (табл. 10), вследствие чего и предполагается, что они относятся к завершающему этапу излияния игнимбритов. Недостаточно данных для однозначного определения стратиграфического положения игнимбритов из разреза низовьев р. Карымской, направление I_n которых показано т. 1 на рис. 24. Наряду с отнесением их к начальной стадии формирования игнимбритов, как показано на рис. 24, с не меньшей степенью вероятности можно предположить и их более молодой возраст, поместив т. 1 в стратиграфической последовательности между т. 7 и 8. Эта неопределенность усугубляется малой точностью, с которой определено направление намагниченности этого покрова игнимбритов (см. табл. 10).

Полученные по N -игнимбритам палеомагнитные данные показывают, что в отличие от R -игнимбритов различные их покровы имеют разные направления I_n , что свидетельствует о более растянутом во времени процессе формирования этих образований. Поскольку в нашем распоряжении нет достаточно полных параллельных разрезов, подтверждающих показанную на рис. 24 последовательность изменений геомагнитного поля, нельзя утверждать с уверенностью и предложенную последовательность излияния рассмотренных покровов игнимбритов. Однако она наиболее полно согласуется с имеющимися данными и представляется нам наиболее вероятной.

Еще менее полно, чем рассмотренные игнимбриты, изучены в палеомагнитном отношении перекрывающие их и более молодые эффузивы Карымской структуры. К ним относятся покровы лав, залегающие на N -игнимбритах в разрезах по р. Корневой и на р. Карымской в районе водопада, эффузивные толщи вулканов Двор, пра-Ка-

рымский и Академии Наук, а также андезитовые лавы, предположительно относящиеся к вулканической деятельности пра-Семячика. Магнитные свойства этих пород приведены в табл. 10, а направления намагниченности, кроме того, показаны на рис. 25. При этом их стратиграфическая последовательность дана по геологическим данным. Из палеомагнитных данных следует, что все эти образования разобщены во времени и, таким образом, приведенную на рис. 25 последовательность направлений I_n следует рассматривать как сумму фрагментов неизвестной нам пока траектории вариаций геомагнитного поля за этот интервал времени. Без палеомагнитного изучения более полных разрезов в этом же или соседних районах нельзя пока оценить ни степень полноты этой траектории, ни тем более возраст изученных пород. И лишь в процессе дальнейших работ по созданию опорной для Камчатки шкалы палеовековых вариаций в плейстоцене можно будет поставить эти вопросы, используя одновременно полученные уже данные для дополнения и уточнения этой шкалы.

Глава 6

УРАН-ИОНИЕВЫЕ И ТРЕКОВЫЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗРАСТА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Как показано в первых работах В.В.Чердынцева (1955), И.Е.Старика (1959), а также многих иностранных авторов (Rosholt, Emiliani, Geiss, 1961; Turber, 1962, 1963), в природных системах часто наблюдается нарушение равновесных соотношений между материнскими и дочерними изотопами. Основными причинами подобных нарушений являются: 1) различие химических свойств материнских и дочерних изотопов, например, U^{234} и Th^{230} (ионий); 2) различное энергетическое положение материнских и дочерних атомов в кристаллической решетке минерала, связанное с наличием эффекта отдачи.

В данном случае будем рассматривать нарушение радиоактивного равновесия в ряду распада U^{238} между U^{238} и Th^{230} (ионием) в эффузивных породах. Не касаясь природы явлений, приводящих к появлению неравновесных соотношений (Чердынцев, 1973; Oversby, Gast, 1968), ограничимся только фактом, что такие нарушения равновесия существуют.

Если отношение (в единицах активности) $U^{234}/U^{238} = 1$, т.е. равновесное, что имеет место для большинства вулканогенных пород Камчатки (Титаева и др., 1977), и отношение $Th^{230}/U^{234} < 1$ (Титаева и др., 1976), мы можем вычислить возраст породы, используя уравнение

$$t_A = \frac{1}{\lambda} \ln \frac{1 - (Th^{230}/U^{234})_0}{1 - (Th^{230}/U^{234})_t}, \quad (1)$$

где λ - константа распада Th^{230} ; $(Th^{230}/U^{234})_0$ - отношение иония

к U^{234} в момент кристаллизации породы ($t = 0$); $(Th^{230}/U^{234})_t$ — отношение ко времени t .

Изменение отношения Th^{230}/U^{234} во времени происходит вследствие накопления I_0 , образующегося при распаде U^{234} . Начальное ионий-урановое отношение, как правило, нам не известно; если мы примем его равным нулю, то получим заведомо завышенный максимально возможный возраст породы. Подобный метод широко использовался В.В.Чердынцевым для определения "максимального" возраста вулканических пород (Чердынцев, 1973).

Чтобы исключить неизвестное значение $(Th^{230}/U^{234})_0$, ряд авторов предложил методики определения возраста эффузивных пород по двум или нескольким минералам или фракциям породы с разным Th/U отношением (Cerrati, Jonati, Gazzarini, Tongiorgi, 1965; Taddeucci, Broecker, Turbet, 1968; Kigoshi, 1967). Для определения возраста по нескольким фракциям на графике в координатах $Th^{230}/Th^{232} - U^{234}/Th^{232}$ наносятся точки всех проанализированных фракций, через которые проводится линия изохроны. Наклон прямой определяет возраст породы, а точка пересечения изохроны с осью Th^{230}/Th^{232} дает первоначальное ($t = 0$) отношение Th^{230}/Th^{232} , зная которое можно легко вычислить отношение Th^{230}/U^{234} , так как U^{234}/Th^{232} нам известно. В случае использования только двух фракций возраст можно вычислить, используя уравнение

$$t_{AB} = -\frac{1}{\lambda} \ln \left[1 - \frac{(Th^{230}/Th^{232})_A^t - (Th^{230}/Th^{232})_B^t}{(U^{234}/Th^{232})_A^t - (U^{234}/Th^{232})_B^t} \right] \quad (2)$$

В настоящей работе расчет возраста уран-иониевым методом был выполнен в трех вариантах: "максимальный", изохронный и по формуле (1). Для построения изохроны взяты образцы с различным отношением Th/U , близкие по времени своего образования (на основе геологических представлений). В расчете по формуле (1) в качестве величины $(Th^{230}/U^{234})_0$ были использованы ионий-урановые отношения в исторических вулканических породах Карымского вулкана, в которых величины Th/U совпадали с анализируемыми образцами. Результаты приведены в табл. 11.

Определение изотопов урана и тория проводилось на альфа-спектрометрической установке МГУ, включающей амплитудные анализаторы АИ-128-2 и АИ-256, установку "Амур-1" и поверхностно-барьерные детекторы площадью 5 см². Определение и выделение тория производилось с помощью ионообменной хроматографии (Удальцова, 1968). Уран определялся методом запаздывающих нейтронов, люминесцентным методом и по индуцированным трекам деления.

Трековый метод датирования природных объектов, предложенный в 1962 г. Прайсом и Уокером (Price, Walker, 1962), наряду с другими абсолютными геохронологическими методами стал применяться для датирования вулканогенных пород. Основой метода является естественное спонтанное деление урана. При этом ядро U^{238} расщепляется на два осколка, которые, тормозясь в кристалличес-

Таблица 11

Абсолютный возраст пород, полученный уран-иониевым методом

№ образца	Порода, место взятия	t_A , тыс. лет	t изохрон, тыс. лет	t_{\max}
366	Туф, реоингнимбрит из агломератовой толщи 6-го пи- рокластического покрова, вулкан Малый Семячик	-	12,8±2,6	-
339	Обсидиан из 5-го пирокластического покрова, кальдера Карымского озера	17,8±3,6		59±12
367	Обсидиан (дацит) из 6-го пиро- кластического по- крова, вулкан Ма- лый Семячик	-	10,6±2,1	-
340	Дацит, пемза из 5-го пирокласти- ческого покрова, оз. Карымское	38±8,0	27,7±5,6	80±20
330	Андезито-базальт, восточная стенка кальдеры, вулкан пра-Карымский	10,0±2,0		139±28
616, <i>a</i>	Липарит из экст- рузии, вулкан Стена	59±12		139±28
A-41	Игнимбрит, подош- ва 3-го пироклас- тического покрова (1-я единица), р.Карымская, устье руч.Углового	-	-	180
A-46	Игнимбрит, кровля 3-го пирокласти- ческого покрова (2-я единица), р.Карымская, устье руч.Углового	-	-	200

Примечание. $t_{10}/U = 0,3$ - возраст, вычисленный для I_0/U^{238} начального, равного 0,3; t изохрон - возраст, вычислен-
ный изохронным методом; t_{\max} - максимальный возраст.

Таблица 12

Абсолютный возраст обсидианов по трековому методу

Порода, место взятия	t , тыс. лет
Обсидиан из 5-ого пирокластического покрова кальдеры оз. Карымского	48 ± 17
То же	28 ± 8
"	40 ± 10

кой решетке минерала и передавая ей свою энергию от 30 до 105 МэВ, создают протяженные дефектные области (треки). Трек имеет форму узкого цилиндра, диаметр которого составляет приблизительно 50 Å, и наблюдать его можно только в электронный микроскоп. При "травлении" минерала соответствующим реагентом вскрытая сторона трековых цилиндров растворяется сильнее по сравнению с остальной площадью минерала и треки "проявляются" в виде углублений определенной формы, которые отчетливо видны в обычный оптический микроскоп даже при сравнительно небольшом увеличении (200-400). Так как скорость спонтанного деления урана постоянна во времени она определяется константой распада λ_f , принятой в данной работе равной $0,857 \pm 0,10 \cdot 10^{-16}$ лет⁻¹, то, зная содержание урана и количество случаев распада, которое регистрируется спонтанными треками, можно вычислить абсолютный возраст породы.

Содержание урана определяется путем сравнения плотности треков эталона и исследуемого образца, индуцированных при облучении потоком тепловых нейтронов в ядерном реакторе.

Возраст породы подсчитывается по формуле

$$T = \rho_s / \rho_i \rho_0 A,$$

где ρ_s - плотность спонтанных треков в образце; ρ_i - плотность нейтронно-индуцированных треков в образце; ρ_0 - плотность нейтронно-индуцированных треков в эталоне; A - константа, определяемая для каждого образца и эталона.

В настоящей работе для датирования вулканогенных образований использованы природные стекла - обсидианы (табл. 12).

Выбор подобных объектов объясняется тем, что они характеризуются гомогенным химическим составом, однородностью структуры. Кроме того, в отличие от минералов вкрапленников вулканическое стекло имеет высокое содержание урана (1,5-4 г/т), что особенно важно для датирования молодых (Q_3) природных образований.

К методическим трудностям относится сложность диагностики трека в стекле, содержащем большое количество дефектов неядерно-

го происхождения или газовых пузырьков, сравнимых по размеру с треком. Особенно резко это заметно при молодом возрасте породы и низком содержании урана. В связи с этим из всей массы образцов для определения возраста были отобраны наименее дефектные и газонасыщенные разности.

Глава 7

ТЕФРОСТРАТИГРАФИЯ И РАДИОУГЛЕРОДНОЕ ДАТИРОВАНИЕ

Карымский вулканический центр явился первым объектом, при изучении которого применены детальные тефростратиграфические исследования с широким использованием радиоуглеродного датирования отложений. Тефрохронологические методы, получившие классическое развитие в Исландии, Японии и Новой Зеландии, давно привлекали вулканологов (Гуценко, 1965; Сириц, 1968) и стратиграфов (Гелтнер, 1972; Мелекеснов и др., 1969; Фаворская, Волчанская и др., 1965), изучавших Камчатку. Однако эти работы развивались в основном в литолого-геохимическом и стратиграфическом направлениях. В Карымском центре тефрохронологические исследования преследовали чисто вулканологические задачи и ставили своей целью реконструкцию голоценовой истории формирования отдельных вулканов (Брайцева и др., 1978^{1, 2}; Брайцева и др., 1979). На Малом Семячке эти работы проводились в комплексе с детальными геологическими исследованиями голоценовой постройки вулкана, выполненными О.Б.Селянгиным (Селянгин, 1974, 1977; Селянгин и др., 1979).

Тефростратиграфические исследования имели несколько аспектов. Основной задачей являлось изучение собственно стратиграфии тефры¹ и составление сводного эталонного разреза пирокластических отложений — той геологической "летописи", где последовательно и непрерывно запечатлена вся история эксплозивной деятельности вулкана. Изучение таких разрезов позволяет реконструировать режим эруптивного процесса за длительные промежутки времени и выделять периоды усиления и ослабления его активности, отвечающие крупным циклам в жизни вулканического массива. Важнейшим моментом этой работы являлось определение хронологических рамок выделяемых циклов, т.е. датирование основных событий. Для этой цели использовался радиоуглеродный метод. В качестве исходного материала для датирования брались угли и древесина, захороненные в пирокластических отложениях, а также горизонты погребенных почв. Опреде-

¹Под тефрой, согласно Тораринссону, понимается кластический материал, переносимый от кратера во время извержения по воздуху. Термин пирокластический употребляется как собирательный для всего вулканокластического материала, выносимого извержениями, включая тефру, отложения пирокластических потоков и взрывные брекчии.

ления возраста производились в лаборатории абсолютного возраста Геологического института АН СССР. Следующий этап работы заключался в том, чтобы включить в разрабатываемую стратиграфическую и хронологическую шкалу, помимо тефры, также и лавовые потоки, определить положение каждого потока или комплекса потоков в общей истории вулканической активности и таким образом создать единый разрез лавово-пирокластических отложений вулкана. Обобщение результатов комплексных тефростратиграфических и геологических исследований позволяет составить серию карт-палеореконов-струкций, отражающих последовательность формирования вулкана, вулканического массива или центра.

Такого рода детальные тефростратиграфические исследования с широким использованием радиоуглеродного датирования проводятся в нашей стране впервые, в то время как за рубежом они получили достаточно широкое развитие. Однако зарубежные авторы главное внимание уделяют изучению активности действующих вулканов в историческое время — такова классическая работа Тораринссона (Thorarinsson, 1954), посвященная вулкану Гекла, работа Накамуры (Nakamura, 1964) по вулкану Ошима и другие. При изучении же Малого Семячика и Карымского нами была поставлена задача восстановить полную историю формирования этих вулканов, т.е. более чем за 12 тыс. лет для Семячика и примерно за 6 тыс. лет для Карымского.

Небольшая высота вулканов (около 1500 м для Карымского и в среднем около 1400 м для Малого Семячика), изолированность каждого из них от других вулканов и сравнительно малая площадь основания построек делают относительно легко доступным изучение пирокластических разрезов их подножий по серии кольцевых маршрутов. Особенно благоприятным для тефрохронологических исследований оказалось присутствие в разрезах большого количества погребенных почв, что создало основу достаточно дробного радиоуглеродного датирования. Весьма удачно и то, что оба расположенных по соседству вулкана хорошо отличаются по составу извергаемого материала. Это позволяет четко разделить пирокластику Малого Семячика и Карымского и, таким образом, составить "летопись" для каждого из них, исключив посторонние влияния. Особенно благоприятным объектом для постановки тефростратиграфических исследований явился вулкан Малый Семячик благодаря его своеобразной "развернутости" во времени и пространстве. Все основные события в истории вулкана — формирование трех его главных конусов, побочные прорывы, крупные взрывы и излияния пирокластических потоков — нашли отражение в пирокластическом чехле подножия вулкана, что создало предпосылки и для решения обратной задачи — определить точную последовательность и временные рамки этих событий методом тефростратиграфических исследований.

Тефростратиграфические исследования проводились по общепринятой методике (Thorarinsson, 1954; Nakamura, 1964; Healy Vucetic, Pullar, 1964; Гушенко, 1965; и др.) путем составления детальных

разрезов и их увязки между собой. Разрезы вскрывались обычно на некотором расстоянии от вулкана в пределах его подножия (см. ниже рис. 36). В непосредственной близости от конуса получение полного разреза тефры практически невозможно, так как мощность пирокластики столь велика, что исключает расчистку доступными методами; кроме того, большая часть пирокластического чехла близ конуса перекрыта лавами самых молодых извержений. В привершинной части вулкана, даже в том случае когда есть возможность изучения части разреза в стенке кратера, тефра сильно изменена и имеет необычный вид, затрудняющий корреляции. С другой стороны, на значительном удалении от вулкана (12–20 км) пачки тефры резко сокращены в мощности и колонка содержит преимущественно погребенные почвы. Самыми удачными оказываются разрезы, взятые на расстоянии 3–7 км от вулкана, где имеется возможность полного вскрытия чехла с оптимально выраженными горизонтами тефры и достаточно хорошо развитыми погребенными почвами.

Для получения наиболее полных разрезов тефры Малого Семячика в качестве достаточно древней "базисной" поверхности была выбрана кровля агломератовых туфов, связанных с формированием верхнеплейстоценовой кальдеры. Эти туфы используются практически повсеместным распространением по периферии вулкана и, образуя ровные поверхности, являются прекрасными участками для накопления и сохранения пирокластических отложений посткальдерного вулкана Малый Семячик. В районе вулкана Карымского такими "базисными" поверхностями являлись верхнеплейстоценовые докальдерные лавы и туфы.

Вблизи каждого вулкана было получено примерно по 40 полных голоценовых разрезов тефры, которые составили первичный стратиграфический материал. Наиболее полные и представительные из них вынесены на кольцевые профили (см. ниже рис. 37, 52). На этих профилях наглядно видны изменения пирокластического чехла примерно на одинаковом удалении от вулкана (в поясе 3–8 км) при перемещении из одного сектора подножия к другому: разрезы несколько отличаются по внутреннему строению пачек пирокластики, но сохраняют в то же время общие черты и хорошо коррелируются между собой от сектора к сектору по маркирующим горизонтам пеплов и погребенных почв.

Корреляция полученных разрезов тефры проводилась непосредственно в поле методом практически непрерывного прослеживания пачек пирокластики и горизонтов погребенных почв, так как разрезы брались на расстоянии 1–1,5 км друг от друга, а иногда и чаще. Корреляции отдельных слоев пепла в разрезах затруднительны, так как лишь редкие из них выдерживаются по всей площади. Значительно надежнее коррелировать пачки пирокластики, отвечающие отдельным периодам эксплозивной активности вулкана. Сопоставление пачек ведется по закономерно повторяющемуся в них набору пепловых слоев. Здесь важную роль играют маркирующие горизонты, которыми являются четкие прослои контрастно окрашенных пеплов.

или погребенные почвы. Таковы серые, серо-желтые и желтые (часто разложившиеся до охристых) пеплы, а также четкие горизонты шлаков или пемзовой тефры, занимающие определенное место в разрезах (маркирующие горизонты пеплов показаны индексами справа на сводных колонках (см. ниже рис. 38, 53). Важнейшее маркирующее значение имеет комплекс стратифицированной пемзовой пирокластики (КРМ) времени образования кальдеры на пра-Карымском вулкане, фиксирующийся во всех разрезах Карымского вулканического центра и позволяющий сопоставлять их даже на очень удаленных участках — от долины р.Жупановой до берега океана. Незаменимыми горизонтами для корреляции являются и погребенные почвы. Они хорошо различаются по положению в разрезе и характерным особенностям: так, например, в пирокластическом чехле Малого Семячика почва 3 безошибочно устанавливается и коррелируется по положению в верхней части стратиграфической колонки, своей большой мощностью, обилию погребенной древесины, тонким прослоями алевропелитовых белых пеплов и горизонту ярко-желтого пепла (Ж₄) в основании; пачка почв 4 хорошо устанавливается по многочисленным гумусовым горизонтам, разделенным маломощными прослоями желтых, черных и палевых пеплов и присутствию горизонта пемзовой тефры вулкана Карымского; почва 8 фиксируется по положению в разрезе под стратифицированной пемзой кальдеры Карымского¹ и по постоянному присутствию прослоя серого пепла, разделяющего ее на два гумусовых горизонта и т.д. Надежность корреляции проверяется радиоуглеродными датами в нескольких разрезах.

На основании серии таких первичных разрезов для каждого из вулканов создан сводный разрез пирокластических отложений (см. ниже рис. 38, 53). В него внесены все существенные пепловые слои, отложения пирокластических потоков, взрывные брекчии и все горизонты погребенных почв. Мощности слоев взяты как среднее из разрезов кольцевого профиля, т.е. отвечают средним мощностям тефры и погребенных почв в поясе подножия на расстоянии 3-8 км от вулкана.

Рассмотрение сводного разреза подножия вулкана в целом показывает, что он представляет собой достаточно сложное образование, состоящее из чередования горизонтов тефры и погребенных почв. Очевидно, что пачки пирокластических отложений в разрезе отражают периоды усиления эксплозивной активности, а разделяющие их горизонты погребенных почв фиксируют ослабление или полное прекращение вулканических проявлений. Накамура (Nakamura, 1964) сформулировал перспективный подход к изучению вулканической активности, предложив группировать вулканические отложения в эруптивные циклические единицы и комплексы разных порядков. Разработанная при таком подходе терминология широко используется зарубежными

¹ Здесь и далее под кальдерой вулкана Карымского понимается кальдера, образованная на вулкане пра-Карымский и вмещающая вулкан Карымский.

учеными. В качестве минимального по объему геологического тела выделяется слой или горизонт тефры (Unit) образовавшийся в результате либо одного извержения, либо почти непрерывной серии слабых извержений; в последнем случае тефра имеет неясно выраженную стратификацию. Единицей более высокого порядка является эруптивный комплекс, названный нами ритмом (Member). Отложения ритма запечатлевают хорошо выраженную пульсацию вулканической активности, начинающуюся интенсивной эксплозивной деятельностью и заканчивающуюся ослаблением или прекращением вулканических проявлений с образованием погребенных почв. В качестве единицы еще более высокого порядка можно выделить группы и комплексы (group and formation), которые включают уже несколько ритмов и являются отражением серии крупных пульсаций. Выделяемые ритмично построенные пачки отложений – комплексы, группы, ритмы – отвечают во времени циклам разного порядка. На сводных разрезах (см. ниже рис. 38, 53) они обозначены соответствующими индексами.

Для изучения вещественного состава тефры были выбраны наиболее полные и представительные разрезы почвенно-пирокластического чехла. Для вулкана Малый Семячик это разрезы в т. 5 (шурф), верхняя часть разреза в т. 8 и нижняя и средняя части разреза в т. 3 (расчистки); для вулкана Карымского такими являлись разрезы в т. 285 и 319 (расчистки). В указанных разрезах отбирались образцы из каждого горизонта тефры на химический, минералогический и гранулометрический анализы. При характеристике гранулометрического состава пеплов мы пользовались принятой классификацией (Классификация вулканогенных обломочных горных пород, 1962; Малеев, 1977) с разделением тефры на вулканические глыбы и бомбы – 50–200 мм, лапилли – 10–50 мм, вулканический гравий – 2–10 мм, вулканический песок (грубый пепел) – 2–0,1 мм, вулканическую пыль (тонкий пепел) – 0,1 мм и менее.

Если полученный сводный разрез тефры можно рассматривать как непрерывную геологическую "летопись", где последовательность напластования пирокластических отложений совершенно однозначна, то при переходе к стратиграфическому расчленению эффузивных образований возникают определенные трудности. Последовательность и соотношения лавовых комплексов или отдельных потоков в их составе достаточно хорошо устанавливаются при детальном геологическом исследовании в случае их непосредственного соприкосновения. Для пространственно разобнесенных эффузивных тел определение даже их относительного возраста проблематично без привлечения тефро-стратиграфических данных, а при переходе к их абсолютному датированию эти данные являются практически единственным ключом.

Методика датирования лавовых потоков с помощью тефро-стратиграфических исследований основана на очевидной закономерности, состоящей в том, что для все более молодых потоков мощность перекрывающего их пирокластического чехла и количество горизонтов тефры и погребенных почв становятся все меньше и меньше. Зада-

ча сводится к тому, чтобы получить разрезы тефры на отдельных лавовых потоках, сравнить их с эталонным сводным разрезом пирокластического чехла и определить таким образом положение каждого потока в общей истории вулканической активности.

Такая работа по возрастному расчленению лавовых потоков была проведена нами для вулкана Малый Семьячик. Необходимой основой для этих исследований является детальная карта лавовых потоков вулкана, которая была составлена О.Б.Селянгиным на основании дешифрирования аэрофотоснимков и данных полевых исследований. Расчистки и шурфы делались нами во фронтальной или боковой частях лавовых потоков, в тех местах, где хорошо сохранился перлистый вулканический рельеф и исключено его существенное преобразование пролювиальными процессами на участках современного замыва. На каждом потоке бралось несколько разрезов тефры, ибо один разрез по случайным причинам мог оказаться неполным. На некоторых потоках чехол не удалось описать из-за наличия многолетней мерзлоты. Местоположение главных разрезов тефры на потоках вулкана показано на геологической карте (см. ниже рис. 40). Сами полученные колонки представлены ниже на рис. 42, где проведено их сопоставление с эталонным разрезом тефры, расположенным в центре рисунка. Хорошо видно, что выделяется несколько возрастных групп лавовых потоков, каждый из которых занимает определенное место в сводной стратиграфической колонке тефры.

Составленный единый стратиграфический разрез, включающий и лавы и пирокластические отложения вулкана, представленный ниже на рис. 39, является основой для реконструкции истории формирования массива Малого Семьячика. Важно отметить, что наличие на самом молодом конусе вершинного кратера Троицкого, стенки которого являются крупнейшим на вулкане обнажением, позволяет подробно изучить строение прижерловой части вулкана. Путем дешифрирования круговой фотопанорамы в сочетании с непосредственным изучением доступных частей разреза и вершины постройки в целом О.Б.Селянгиным был составлен разрез-развертка кольцевой стенки кратера Троицкого (см. ниже рис. 41). По составу и угловым несогласиям в прижерловой толще им выделено несколько комплексов вулканитов, с которыми в процессе детальных геологических и тефростратиграфических работ увязаны лавовые потоки склонов и подножия вулкана и, таким образом, развитие вулканического массива на последнем отрезке его деятельности восстановлено наиболее полно.

В результате комплекса тефрохронологических и геологических исследований для Малого Семьячика удалось построить серию карт-палеореконструкций, на которых последовательно представлены основные этапы его формирования (см. ниже рис. 43).

Для вулкана Карымского выполнена только первая часть тефрохронологических исследований - изучены разрезы тефры его подножия (см. ниже рис. 52) и составлен сводный разрез пирокластических отложений вулкана, который может служить основой для рекон-

струкции его взрывной активности (см. ниже рис. 53). Что касается второй части работы — возрастного расчленения лавовых потоков и составления карт-палеорекопструкций, — то она нами только начата.

Возрастная привязка вулканических событий в истории вулканов Малого Семчика и Карымского производилась с использованием радиоуглеродного метода. В качестве исходного материала для датирования брались органические остатки, погребенные пирокластическими отложениями. Среди них важнейшее значение имели погребенные почвы — гумусированные горизонты различной мощности (от 1 до 20 см), которые повсеместно фиксируются в разрезах почвенно-пирокластического чехла подножия вулкана. Образцы для датирования брались из тех же разрезов, которые изучались при тефрохронологических исследованиях, на расстоянии 3–7 км от конуса, где маломощные обогащенные органикой почвенные горизонты разделены пачками пирокластиков. Вследствие своеобразной консервации почвы при погребении их пирокластикой и краткости жизни отдельного почвенного горизонта эти разрезы были наиболее удачными для радиоуглеродного датирования. При отборе образцов естественные обнажения зачищались на 1,5–2 м в глубину склона, чтобы исключить загрязнение почв современными корнями. При взятии почвы из верхней части разреза, куда современные корни проникают сверху, старались тщательно освободиться от них как при отборе в поле, так и при последующей лабораторной обработке. Вес образца почвы составлял 5–10 кг.

Для проверки надежности дат образцы по возможности отбирались в одном и том же разрезе, так как в этом случае последовательность залегания датированных слоев не вызывала сомнений. Таковы разрезы т. 3, 8, 106 на Малом Семчике и точек 278, 283 на вулкане Карымском.

Кроме того, образцы отдельных почвенных горизонтов дублировались по простиранию в нескольких разрезах (положение таких образцов см. на разрезах кольцевых профилей (см. рис. 37, 52)). В ряде случаев удавалось отобрать не только почву, но и содержащуюся в ней древесину (для горизонтов почвы 2 и 3 на Малом Семчике) или древесину из слоя тефры, непосредственно погребавшей почву (для почвы 4 на том же вулкане). Это давало возможность взаимного контроля дат, полученных по различному материалу. Из отложений пирокластического потока Малого Семчика и отложений палящих туч и лапилли кальдерообразующего извержения Карымского вулкана для датирования были взяты угли.

Определения радиоуглеродного возраста проводились в лаборатории абсолютного возраста Геологического института АН СССР по сцинтилляционной методике. Для некоторых образцов первичная химическая обработка была выполнена в Институте вулканологии (этим образцам присвоен индекс ИВАН). Полученные результаты сведены в табл. 13, 14 и показаны ниже на рис. 37, 38, 52, 53. Никакие поправки на изменение концентрации радиоуглерода в атмосфере в

Таблица 13

Радиоуглеродные даты для основных стратиграфических горизонтов почвенно-пирокластического чехла вулкана Малый Семячик

Стратиграфический горизонт и материал, взятый для датирования	Датируемое событие	Радиоуглеродный возраст, (лет назад)	№ точки, № образца
1	2	3	4
Почва 1, нижний гумусовый горизонт	Завершение ритма КС ₅ в деятельности кайно-Семячика	300±100	т. 8, ГИН-1160
Древесина из черных вулканических песков, погребавших почву 2	Завершение ритма КС ₄ в деятельности кайно-Семячика	380±100 410±130	т. 8, ГИН-1039 т. 8, ГИН-1052
Древесина из почвы 3 и погребавших ее вулканических песков	Завершение ритма КС ₃ в деятельности кайно-Семячика	640±100	т. 8, ГИН-1041
Почва 3		580±150	т. 13, ГИН-1368
Вулканические пески с небольшим содержанием органики	Переход к некоторому ослаблению активности кайно-Семячика в ритме КС ₃	3000±400	т. 8, ГИН-1066*
Угли и древесина из отложений пирокластического потока	Излияние пирокластического потока кайно-Семячика, начало цикла II КС	4030±30 4120±50 4180±100	т. 8, ГИН-1040 т. 9, ГИН-1053 т. 142, ГИН-1051
Древесина из пачки почв 4, погребенная черным шлаком	Завершение цикла I КС деятельности кайно-Семячика	4060±100	т. 3, ГИН-1042
Пачка погребенных почв 4		3770±100 4730±100 4590±50 4600±150 4800±50 4370±50 4800±140 5020±300	т. 3, ГИН-1043 т. 3, ГИН-1044 т. 3, ГИН-1045 т. 54, ГИН-1168 т. 57, ГИН-1170 }** т. 106, ГИН-1050
Погребенная почва 5	Завершение ритма КС ₁ в цикле I КС деятельности кайно-Семячика	5720±70 5700±80 6700±150	т. 106, ГИН-1054 т. 112, ГИН-1374 т. 3, ГИН-1046
Погребенная почва 6	Конец периода покоя, непосредственно предшествовавший началу формирования кайно-Семячика	7310±100 7550±80	т. 106, ГИН-1055 т. 3, ГИН-1047

Таблица 13 (окончание)

1	2	3	4
Угли из пемзовой тефры, связанной с образованием кальдеры Карымского вулкана	Образование кальдер Карымского вулкана	7700±200	т. 28, ГИН-844
		8030±100	т. 146, ГИН-1171
		8090±150	т. 3, ГИН-1162а
		8400±350	т. 8, ГИН-1162
Погребенная почва 7, верхний гумусовый горизонт	Завершение деятельности мезо-Семьячика, непосредственно предшествующий образованию кальдеры Карымского вулкана	7800±300	т. 13, ГИН-1049
		7900±300	т. 8, ГИН-1163
		8200±250	т. 8, ГИН-1164
		8500±200	т. 3, ГИН-1048
Погребенная почва 8	Завершение деятельности палео-Семьячика	8000±1200	т. 125, ГИН-1371
		12000±1200	т. 64, ГИН-1376
Почва в основании пирокластического чехла	?	12300±300	т. 64, ГИН-1375
		21600±500	т. 125, ГИН-1370

* Образец предоставлен Г.Н.Ковалевым.

** Три щелочные вытяжки из одного почвенного горизонта.

течение голоцена не делались; использовалась константа 5,568 лет. В датах по древесине индивидуальный возраст деревьев не учитывался, поэтому события, вызвавшие гибель дерева, имели место позже, чем полученная дата. Однако это систематическое задревнение дат вряд ли существенно, так как древесина представлена в основном веточками кустарников.

В построениях также не учитывалось, что даты, полученные по почвам, всегда несколько древнее момента окончания формирования почвенного горизонта, поскольку он является смесью разновозрастной органики, накопившейся в течение всего времени формирования почвы. Более близки к истинным даты, полученные по последовательным щелочным вытяжкам. В этих случаях возраст крайних вытяжек приближается ко времени начала и окончания формирования почвы (даты, полученные по щелочным вытяжкам, показаны на разрезах в квадратах). Подобная методика не могла быть применена ко всем образцам почв из-за недостаточного количества органики и трудоемкости процесса обработки.

Рассматривая в целом материалы радиоуглеродного датирования почвенных горизонтов, следует отметить некоторые существенные моменты. Последовательность дат по разрезам, отсутствие значительных "выбросов" и инверсий показывают, что полученные датировки, несмотря на сложную биогеохимическую жизнь почв, близки к истинному радиоуглеродному возрасту. Критерием надежности дат является также отсутствие больших отклонений в датировках, полу-

Таблица 14

Радиоуглеродные даты для стратиграфических горизонтов почвенно-пирокластического чехла подножия вулкана Карымского

Стратиграфический горизонт и материал, взятый для датирования	Датируемое событие	Радиоуглеродный возраст (лет назад)	№ образца	№ разреза		
Пачка погребенных почв конца цикла I КМ	Почва в верхней части пачки	450±30	* ГИН-1850	т. 283		
		770±90		ГИН-1849	То же	
		870±50		ИВАН-35**	"	
	Почва в средней части пачки выше белого тонкого пепла	Период ослабления активности вулкана Карымского в конце цикла I КМ	1080±80	ИВАН-33	"	
			1160±80		ИВАН-32	"
			1200±30		ГИН-1167	т. 28
	Почва в нижней части пачки под желтым пеплом		2090±60	ГИН-1847	т. 283	
			2290±110		ГИН-184	То же
			2990±60		ИВАН-34	"
			2270±50		ИВАН-6	"
		2660±120	ИВАН-5	"		
		2200±90		ГИН-1853	т. 278	
Пачка погребенных почв, разделяющая пирокластику вулкана Карымского и пирокластику его кальдеры	Период относительного покоя, предшествующий формированию вулкана Карымского	6300±300 6740±100	ГИН-1851 ГИН-1709	То же "		
Почва, погребенная пирокластикой вулкана Карымского	Период, непосредственно предшествующий образованию кальдеры вулкана Карымского	8210±220	ИВАН-1	т. 319		
		8280±180		ИВАН-2	То же	
		8850±50		ИВАН-3	"	

* Даты, объединенные фигурной скобкой, получены по щелочным вытяжкам из одного и того же образца почвы; ** ИВАН - индекс радиоуглеродной лаборатории Института вулканологии ДВНЦ АН СССР

ченных для одной и той же почвы по простиранию. Одинаковое омоложение, которое могло бы быть следствием равномерного загрязнения всех образцов почвы одного горизонта, по-видимому, отсутствует. Об этом свидетельствует тот факт, что почвы с большим и малым содержанием углерода (количество его видно по величине статистических ошибок в каждой дате) имеют одинаковый возраст.

Всего для района Малого Семейчика получено 37 радиоуглеродных дат. Практически все они (32 даты) использованы для стратигра-

фических и хронологических построений (см. табл. 13). Не использованы две даты (6700 и 21000 лет), которые не получили однозначного объяснения (см. ниже в разделе о вулкане Малый Семячик), а также исключены три даты, образцы для получения которых были отобраны в сомнительных условиях. Для района вулкана Карымского датировано 10 образцов погребенных почв, причем для большинства из них получено несколько дат по последовательным щелочным вытяжкам (см. табл. 14). Все даты показали хорошую сходимость и использованы для стратиграфических построений.

Наибольшие опасения при постановке работ вызывала возможность больших отклонений радиоуглеродного возраста от истинного под влиянием вулканической деятельности активно живущего вулкана. Однако закономерное распределение по сводному разрезу дат, полученных по почвам, древесине и углям, сходимость определений возраста для одних и тех же горизонтов по простиранию указывают на надежность полученных датировок. По-видимому, небольшое вулканическое влияние в пределах подножий изученных вулканов было обусловлено рядом причин: отсутствием наблюдаемых выходов углекислоты везде, кроме эруптивного центра, находящегося на 800-900 м выше места отбора образцов и удаленного от него на 3-7 км, сильными ветрами, отсутствием густой растительности в пределах подножия. Вулканическим влиянием можно, видимо, объяснить только незначительную инверсию по разрезу дат, полученных по углям из кислой пирокластики кальдерообразующего взрыва вулкана Карымского. Здесь, возможно, имели место обмен или внедрение углерода вулканического происхождения при обугливания образца.

В комплексе с тефрохронологическими исследованиями и радиоуглеродным датированием проводилось детальное изучение спорово-пыльцевых спектров из отложений почвенно-пирокластических чехлов подножия вулканов. В ряде увязанных между собой разрезов И.А.Егорова изучала распределение пыльцы и спор по всему комплексу отложений. Результаты этих исследований изложены отдельно (см. гл. 4.).

Глава 8

УСТАНОВЛЕНИЕ ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ КРИТЕРИЕВ СТРУКТУРНОЙ ПОЗИЦИИ ВУЛКАНИТОВ НА ОСНОВЕ МЕТОДОВ МАТЕМАТИЧЕСКОЙ СТАТИСТИКИ

Пространственные изменения химического состава вулканитов легли в основу представлений о петрографических провинциях. Понятие магматических формаций является развитием этих представлений. Оно основано на идее единства тектонических процессов и взаимосвязанных групп магматических пород.

Нетрудно заметить, что в конценции магматических формаций ставится, по существу, проблема определения структурно-вещественных парагенезисов. Предварительный анализ показывает, что для

ее успешного решения необходимо прежде всего перейти на новый уровень описания природных объектов. По нашему мнению, переходу к более полному описанию природных объектов способствует реализация следующих условий: во-первых, выделение элементарной структурной ячейки, во-вторых, использование адекватных методов количественного анализа петрохимических данных.

Элементарная структурная ячейка должна служить той первичной генетической основой, в которой проявления магматизма объединены принадлежностью к единой системе. В известной мере она должна предопределять формационный тип и пространственно-временные изменения состава магматических пород. Применительно к вулканическим поясам эта идея нашла отражение в представлении вулканического центра как купольно-кольцевой структуры, объединяющей группу вулканов в единую динамическую систему (Масуренков, 1979). Исследования показали, что вулканический центр является проекцией локализованного вертикально протяженного эндогенного потока вещества и энергии (термогена). Следовательно, естественной основой анализа структурно-вещественных парагенезисов могут служить вулканические породы, связанные с купольно-кольцевой структурой, определяемой как единый вулканический центр.

Целью настоящей главы является описание совокупности петрохимических данных вулканического центра и введение критериев их различия для различных центров. В основе предлагаемых критериев лежат методы многомерного статистического анализа. Рассмотрение проблемы ограничивается установлением статистических критериев для вулканитов Карымской и Налачевской купольно-кольцевых структур. Попутно исследуется спорный вопрос о принадлежности вулкана Жупановские Востряки к одной из них.

Структуры представляются выборками химических составов пород. Для решения поставленной задачи, очевидно, необходимо ответить на следующие конкретные вопросы: 1) значительно ли различие между химическими составами пород двух выбранных вулканических структур, 2) если различие значительно, то насколько оно велико и не обусловлено ли оно влиянием различного возраста пород и, наконец, 3) близок ли химический состав пород вулкана Жупановские Востряки к породам одной из рассматриваемых структур.

Исходные данные. Сотрудниками института были собраны коллекции пород в районах Налачевской и Карымской вулканических структур и затем проведены силикатные анализы. Результаты анализов выражены в весовых процентах окислов SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O . Таким образом, каждый образец породы был охарактеризован девятью числами (измерениями). Совокупность всех образцов пород была представлена как совокупность девятимерных векторов $x_j = (x_{1j}, x_{2j}, \dots, x_{9j})$, где j — номер анализа. Из этой совокупности была составлена выборка объемом в 469 анализов ($N = 469$). Распределение числа анализов по местоположению и возрасту приведено в табл. 15.

Таблица 15

Распределение числа анализов по местоположению и возрасту пород

Местоположение структуры	Возраст					Объем выборки в структуре
	тысяч лет			миллионов лет		
	До 10	10-300	300-1000	1-5	5-20	
Карымская	153	22	44	0	0	219
Налачевская	104	28	7	48	63	250

Другими словами, совокупность векторов $x_j = (x_{1j}, x_{2j}, \dots, x_{pj})$, $j = 1, 2, \dots, N$, $p = 9$, представленная как множество выборочных точек в девятимерном пространстве признаков, является исходной для решения сформулированных вопросов.

Предварительное исследование. Для применения количественных критериев различия многомерных совокупностей целесообразно в начале провести упрощенное, но более наглядное исследование по различию выборок. Для этого удобно снизить размерность пространства признаков до двумерного. В этом двумерном пространстве (на плоскости) в качестве признаков будут выступать некоторые новые переменные, новые признаки, отличные от исходных признаков — процентного содержания окислов. Их обычно называют обобщенными признаками или главными компонентами. При построении новой системы признаков необходимо исходить из требования наибольшей информативности с позиций взаимной некоррелированности и наименьшего искажения геометрической структуры множества исходных точек при проектировании в пространство меньшей размерности. Для этой цели используем метод главных компонент (Андерсон, 1963; Айвазян и др., 1974).

Главные компоненты представляют собой новое множество исследуемых признаков y_1, y_2, \dots, y_p , каждый из которых получен как линейная комбинация исходных признаков x_1, x_2, \dots, x_p . Главные компоненты упорядочены по степени рассеяния в изучаемой совокупности анализов: $Dy_1 \geq Dy_2 \geq \dots \geq Dy_p$; первый признак обладает наибольшей дисперсией. В качестве меры информативности i -й и j -й главных компонент используется коэффициент

$$Q_{ij} = \frac{Dy_i + Dy_j}{\sum_{k=1}^p Dy_k}.$$

Для изучаемой совокупности исходных данных были рассчитаны три первые главные компоненты и рассмотрены гистограммы двумерных распределений анализов Карымской и Налачевской структур при проектировании на плоскости главных компонент (y_1, y_2) , (y_1, y_3) , (y_2, y_3) . Рассмотрение гистограмм двумерных распределений, особенно на плоскости (y_1, y_3) (табл. 16), показало, что можно ожидать различий двух совокупностей. Оценки информативности для соответствующих главных компонент имеют значения $Q_{1,2} = 0,66$, $Q_{1,3} = 0,64$, $Q_{2,3} = 0,23$, $Q_{1,2,3} = 0,78$.

В обеих совокупностях одинаково хорошо представлены только самые молодые голоценовые породы (около 50% выборки). Оказалось, что и по голоценовым породам можно ожидать различия двух совокупностей, что особенно заметно по гистограмме двумерного распределения на плоскости (y_1, y_3) (табл. 17).

При исследовании различия между двумя совокупностями в первую очередь нужно решить, указывают ли анализы на наличие какой бы то ни было разницы в распределениях. Для этого сравним наблюдаемые различия между выборками с тем различием, которое можно было бы ожидать при истинности гипотезы о том, что распределения двух совокупностей одинаковы и все различия объясняются выборочными флуктуациями. Если гипотеза не подтвердится, тогда перейдем к вопросу оценки этого различия.

Вследствие высокой информативности первых главных компонент рассмотрим гипотезу об однородности двух выборок как двумерную задачу в следующей постановке. Пусть имеются две независимые случайные выборки анализов объемов n_1 и n_2 с полиномиальными распределениями $(p_1^{(1)}, p_2^{(1)}, \dots, p_c^{(1)})$ и $(p_1^{(2)}, p_2^{(2)}, \dots, p_c^{(2)})$. Обозначим выборки

$$Z^{(1)} = (z_1^{(1)}, z_2^{(1)}, \dots, z_c^{(1)}), \quad \sum_{i=1}^c z_i^{(1)} = n_1, \quad (1)$$

$$Z^{(2)} = (z_1^{(2)}, z_2^{(2)}, \dots, z_c^{(2)}), \quad \sum_{i=1}^c z_i^{(2)} = n_2. \quad (2)$$

Проверяется нулевая гипотеза H_0 однородности: выборки принадлежат одной совокупности, т.е. вероятности $p_i^{(1)} = p_i^{(2)}$ для всех i ; при альтернативной гипотезе H_1 выборки принадлежат различным совокупностям, $p_i^{(1)} \neq p_i^{(2)}$, хотя бы для одного значения i ($i = 1, \dots, c$).

Для проверки гипотезы H_0 используем критерий хи-квадрат:

$$\chi^2 = \frac{1}{n_1 n_2} \sum_{i=1}^c \frac{(n_1 z_i^{(1)} - n_2 z_i^{(2)})^2}{z_i^{(1)} + z_i^{(2)}} \quad (3)$$

и информационный критерий (Кульбак, 1967) — информационное расхождение между гипотезами

$$\Delta S(H_1, H_0) = \frac{n_1 n_2}{n_1 + n_2} \sum_{i=1}^c \left(\frac{z_i^{(1)}}{n_1} - \frac{z_i^{(2)}}{n_2} \right) \ln \frac{n_2 z_i^{(1)}}{n_1 z_i^{(2)}}. \quad (4)$$

Таблица 16

Распределение анализов вулканитов Карымской и Налачевской (y_1, y_3)

Карымская									
	1		1		1				
		1	1	3		3	3		
			2	2	3	2	3	1	1
1				3	1	3	2	<u>6</u>	2 1
		2	1	3	3	<u>11</u>	<u>10</u>	3	3
				1	3		<u>5</u>	<u>6</u>	<u>4</u>
			2	<u>6</u>	1	<u>5</u>	<u>4</u>		1
		2		3	<u>5</u>	<u>6</u>	<u>4</u>	<u>5</u>	2
1	1		3	<u>7</u>	<u>8</u>	3	2	2	3 <u>5</u>
	1	1	<u>4</u>	1	2	<u>5</u>	1	1	2
2	1	2	3		3	2			1
1		2	1						

Таблица 17

Распределение анализов голоценовых вулканитов Карымской и Налачевской (y_1, y_3)

Карымская									
	1								
				1		2	2		
			2	1		2	2		
1				1	1	3	1	1	2 1
		2	1	3	3	<u>9</u>	<u>9</u>	3	3
				2		<u>5</u>	3	<u>4</u>	
			2	<u>4</u>	1	3	3		1
		2		2	<u>4</u>	<u>6</u>	<u>4</u>	<u>4</u>	1
1	1		3	<u>4</u>	<u>4</u>	2	1	2	3 <u>4</u>
	1	<u>4</u>	1		3	1			
1	1	2		3	1				
		1	1						

структур при проектировании на плоскость главных компонент (y_1, y_3)

Налачевская									
1	1	<u>4</u>	2	2	2				
1			2	2					
				1	1				
1			1	<u>9</u>	<u>8</u>	3			
	<u>6</u>	2	2	<u>10</u>	<u>8</u>	<u>15</u>	1	1	1
	2		2	<u>14</u>	<u>5</u>	<u>8</u>	<u>6</u>	2	
3	2	2	2	<u>13</u>	<u>14</u>	<u>16</u>	2		1
1	3	3	<u>2</u>	<u>4</u>	<u>9</u>	3	2	1	
	1	1	<u>4</u>	<u>5</u>	3	<u>4</u>	3	3	
1		2		2	2	1		1	1
		2	1		1		1	1	1

Налачевской структур при проектировании на плоскость главных

Налачевская									
				2	2				
						<u>6</u>	<u>4</u>		
		1	1	<u>4</u>	3	<u>7</u>			
1		2	2	2	2	1	2	2	
				<u>5</u>	<u>5</u>	<u>7</u>			1
1	1	2	2	3	2	2			
	1	3	3	3	2	3	3		
	2		2		1		1	1	
	2			1		1	1	1	1

Обе статистики имеют асимптотически хи-квадрат распределение с $(c-1)$ степенями свободы. Для получения хорошего приближения потребуем выполнения условия $z_i^{(1)} \gg 1, z_i^{(2)} \gg 1$ в противном случае необходимо объединить соседние группы. Вычисленные значения статистики χ^2 и информационного расхождения \hat{S} , приведены в табл. 18.

Результаты, представленные в табл. 18, показывают, что гипотезу об одинаковости химических составов вулканитов Карымской и Налачевской структур следует отклонить.

Для совокупностей, составленных из голоценовых пород, указанные статистики для плоскости признаков (y_1, y_3) имеют асимптотически χ^2 -распределение с 35 степенями свободы и принимают значения 67,9 и 87,9 соответственно при критическом значении 66,6 (уровень значимости $\alpha = 0,001$). Эти результаты говорят о том, что и для голоценовых пород гипотеза об однородности отклоняется.

Оценка различия. Рассмотрим теперь задачу о различии совокупностей в девятимерном пространстве без перехода к главным компонентам. В качестве меры различия выберем обобщенное расстояние Махаланобиса.

В одномерных нормальных выборках для решения задачи, являются ли две выборки выборками из общей генеральной совокупности, обычно используется критерий, основанный на t -статистике:

$$t = \sqrt{\frac{n_1 n_2}{n_1 + n_2}} \frac{|\bar{x}^{(1)} - \bar{x}^{(2)}|}{\sqrt{(n_1 - 1)S_1^2 + (n_2 - 1)S_2^2}} \sqrt{n_1 + n_2 - 2}, \quad (5)$$

имеющей распределение Стьюдента с $(n_1 + n_2 - 2)$ степенями свободы (если выборки из общей генеральной совокупности). В этой формуле $\bar{x}^{(1)}, \bar{x}^{(2)}, S_1^2, S_2^2$ - выборочные средние и дисперсии. Величина

$$d = \frac{|\bar{x}^{(1)} - \bar{x}^{(2)}|}{\sqrt{\frac{(n_1 - 1)S_1^2 + (n_2 - 1)S_2^2}{n_1 + n_2 - 2}}} \quad (6)$$

называется расстоянием Махаланобиса между двумя выборками. Для случая $n_1 = n_2 = n_0$

$$d = \frac{|\bar{x}^{(1)} - \bar{x}^{(2)}|}{S}, \quad S^2 = \frac{S_1^2 + S_2^2}{2}.$$

Оправданием применения нормальной теории в ситуациях, когда распределения измерений на самом деле не являются нормальными, служит тот факт, что критерии, касающиеся средних (т.е. t -критерий Стьюдента для разности средних двух нормальных распределений с одинаковыми дисперсиями) довольно нечувствительны к отклонениям от нормальности. Критерии же относительно дисперсий чувствительны к отклонениям от нормального распределения (Кендал, Стюарт, 1973).

Таблица 18

Значения статистики χ^2 и информационного расхождения $\frac{\Delta}{S}$

Главные компоненты образующие плоскость	Степени свободы χ^2	Критическое значение при уровне значимости $\alpha = 0,001$	χ^2	$\frac{\Delta}{S}$
$y_1 y_2$	56	94,5	121,1	145,3
$y_1 y_3$	52	89,3	174,7	232,5
$y_2 y_3$	57	95,8	121,2	151,3

Многомерным аналогом квадрата статистики t является статистика

$$T^2 = \frac{n_1 n_2}{n_1 + n_2} D^2, \quad (7)$$

где D — обобщенное расстояние Махаланобиса;

$$D^2 = (\bar{x}^{(1)} - \bar{x}^{(2)})' S^{-1} (\bar{x}^{(1)} - \bar{x}^{(2)}), \quad (8)$$

$$S = \left[\sum_{i=1}^{n_1} (x_i^{(1)} - \bar{x}^{(1)})(x_i^{(1)} - \bar{x}^{(1)})' + \sum_{j=1}^{n_2} (x_j^{(2)} - \bar{x}^{(2)})(x_j^{(2)} - \bar{x}^{(2)})' \right] / (n_1 + n_2 - 2).$$

При справедливости нулевой гипотезы статистика T^2 имеет F -распределение с p и $n_1 + n_2 - p - 1$ степенями свободы. Нулевая гипотеза отклоняется, если

$$T^2 > T_0^2 = \frac{(n_1 + n_2 - 2)p}{n_1 + n_2 - p - 1} F_{p, n_1 + n_2 - p - 1}(\alpha), \quad (9)$$

где α — уровень значимости (Андерсон, 1963).

При проверке гипотезы об однородности двух совокупностей этой критическое значение равно $T_0^2 = 29,0$ при уровне значимости $\alpha = 0,001$. Вычисленное значение статистики $T^2 = 281,8$, что отклоняет гипотезу об однородности. Обобщенное расстояние Махаланобиса между двумя совокупностями равно $D = 1,55$. Обобщенное расстояние Махаланобиса между совокупностями, составленными голоценовых пород, равно $D = 1,33$.

Итак, существует значимое различие между составами пор Карымской и Налачевской структур. Это различие не может объяснено присутствием в выборках пород различных возре-

Таблица 19

Химический состав пород Карымской и Налачевской структур

Структура; статистика	Оценка	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃
Карымская структура (n ₁ = 219)	$\bar{x}(1)$ S ₁	58,08 5,65	0,98 0,32	16,97 1,75
Налачевская структура (n ₂ = 250)	$\bar{x}(2)$ S ₂	58,68 4,77	0,72 0,23	16,73 1,71
Статистика критерия Стьюдента	t	1,30	10,16	1,51
Расстояние Махалано- биса	d	0,12	0,94	0,14
Жупановские Востряки (n ₃ = 32)	$\bar{x}(3)$ S ₃	55,69 4,08	0,85 0,21	18,60 1,61

групп. Характеристикой различия двух совокупностей может служить обобщенное расстояние Махаланобиса, равное 1,55.

Различие в отдельных компонентах. Для интерпретации установленно различия вулканитов Карымской и Налачевской структур оценим их различия в отдельных компонентах. В табл.19 приведены значения выборочных средних \bar{x}_i ($i = 1,2$) и выборочных среднеквадратичных отклонений S_i ($i = 1,2$) для каждой компоненты.

Проверим для каждой из них гипотезу о равенстве средних, для чего используем статистику t Стьюдента (формула (5)). Более корректное рассмотрение задачи в предложении неравных дисперсий дает почти то же значение статистики (отличное на единицы процентов) и тот же порог вследствие асимптотически нормального распределения статистики для большого числа степеней свободы. Значения статистики t приведены в табл. 19. Значения, большие 2,0, показывают значимость различия в средних с уровнем значимости 0,05, большие 3,3 – с уровнем значимости 0,001. Как видно из таблицы, следует считать различными для Карымской и Налачевской структур содержания TiO₂, FeO, MgO, K₂O, Na₂O, CaO в порядке убывания различия. Заметим, что по содержанию SiO₂ совокупности не различаются.

В табл. 19 указано также расстояние d Махаланобиса между двумя совокупностями (по каждой компоненте, формула (6)).

Смысл расстояния Махаланобиса можно пояснить следующим образом. Если две нормальные совокупности имеют расстояние Махаланобиса, равное d , то объем выборки, необходимый для правильного определения принадлежности ее к одной из этих совокупностей (с вероятностью p), равен

$$n = [2t_p/d]^2,$$

и вулкана Жупановские Востряки

	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
	3,06	4,53	3,10	6,91	3,76	1,41
	1,84	1,86	1,68	2,41	0,81	0,61
	3,06	3,46	3,84	6,47	3,61	1,66
	1,69	1,61	1,80	1,90	0,65	0,78
	0	7,56	4,64	2,16	2,27	3,78
	0	0,70	0,43	0,20	0,21	0,35
	3,88	4,02	3,20	7,28	3,51	1,10
	1,30	1,63	1,18	1,48	0,75	0,42

где t_p – p квантиль нормального распределения. Например, если $p = 0,95$, то $t_p = 1,65$ и $n \approx [3,3/d]^2$.

Таким образом, для правильного определения (с вероятностью 0,95) принадлежности выборки к одной из двух совокупностей требуется: а) $n = (3,3/d)^2 \approx 5$ при учете всех компонент химических составов образцов;

б) $n = (3,3/d)^2 \approx 13$ при учете только содержания TiO₂;

в) $n = (3,3/d)^2 \approx 23$ при учете только содержания FeO.

Анализ близости химического состава пород вулкана Жупановские Востряки к породам одной из рассмотренных структур. В качестве дополнительного аспекта, имеющего характер палеовулканологической и структурной реконструкции, ставится задача о близости пород вулкана Жупановские Востряки к породам одной из рассматриваемых структур.

Чисто структурный подход к решению этой задачи привел к неоднозначному результату. Одни исследователи относят этот вулкан к Карымской структуре, называя ее Жупановской. Новые данные о вулcano-тектонических структурах (... , 1966; Иванов, 1970), другие считают его фрагментом Налачевской и Карымской структур, находящимся как бы в совместном "владении" (Масуренков, Комкова, 1978; см. гл. 15).

Район вулкана Жупановские Востряки представлен выборкой из 32 анализов. Задача о близости химического состава вулканитов Жупановских Востряков к породам одной из рассмотренных структур может рассматриваться как проверка гипотезы о том, что вектор среднего и ковариационная матрица соответственно равны данному вектору и данной матрице. В этой постановке задача рассматривается потому, что объем выборок для Жупановских Востряков и каждой из рассматриваемых структур различается почти на порядок,

а также потому, что различие ковариационной матрицы анализов вулкана Жупановские Востряки и ковариационных матриц анализов пород каждой из двух структур больше, чем их различие между собой. Для проверки этой гипотезы используется статистика (Андерсон, 1963)

$$\Lambda_i = \text{tr } BS_i^{-1} + n_3(\bar{x}^{(3)} - \bar{x}^{(i)})S_i^{-1}(\bar{x}^{(3)} - \bar{x}^{(i)})' + pn_3(\ln n_3 - 1) - n_3 \ln |BS_i^{-1}|,$$

где $i = 1, 2$ - номер совокупности; $p = 9$ - размерность пространства измерений; $\text{tr } A$ - след матрицы A ;

$$B = \sum_{i=1}^{n_3} (x_i^{(3)} - \bar{x}^{(3)})(x_i^{(3)} - \bar{x}^{(3)})';$$

S_i - ковариационная матрица совокупности.

Распределение Λ_i асимптотически стремится к распределению χ^2 с 54 степенями свободы при условии справедливости нулевой гипотезы. Критическое значение равно $\Lambda_0 = 88,2$ при уровне значимости $\alpha = 0,001$.

Вычисленное значение Λ_i для Карымской структуры равно $\Lambda_1 = 231,2$, для Налачевской $\Lambda_2 = 272,3$. Итак, существует значимое различие между составами пород вулкана Жупановские Востряки и двух рассматриваемых структур.

Итак, в главе на основе методов многомерного статистического анализа определяется количественная мера различия петрохимических данных по совокупностям вулканитов - обобщенное расстояние Махаланобиса. Оценено различие химических анализов вулканитов Карымской и Налачевской купольно-кольцевых структур, показана высокая значимость этого различия, которое не может быть объяснено влиянием различного возраста пород в совокупностях. Это различие интерпретировано как покомпонентное различие содержания окислов TiO_2 , FeO , MgO , K_2O , Na_2O , CaO (в порядке убывания различия).

Полученные результаты представляются важными для понимания неоднородности вещества вулканитов, обычно относимых к одной формации. Эта неоднородность, будучи независимой от временного фактора, отражает различие в пространственной позиции вулканитов. Естественной основой для членения такой неоднородности в пространстве служит элементарная вулканотектоническая ячейка вулканического пояса - купольно-кольцевая структура. В частности, Карымская структура характеризуется в целом значительно большей титанистостью и железистостью при равном содержании окиси кремния. Магнезиальность и калиевость повышены в вулканитах Налачевской структуры.

СТРОЕНИЕ И ДИНАМИКА РАЗВИТИЯ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ЦЕНТРА

Глава 9

СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ КАРЫМСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ЦЕНТРА

Восточный вулканический пояс Камчатки, фрагментом которого является Карымский вулканический центр, располагается в Восточно-Камчатской структурно-фациальной, по Г.М. Власову (Геология СССР, т. XXXI, 1964), или структурно-формационной (Гнибиденко и др., 1976) зоне. Она состоит из следующих основных элементов с запада на восток: Восточно-Камчатский антиклинорий, Восточно-Камчатский синклиорий и область Восточных полуостровов.

В Восточно-Камчатский антиклинорий входят антиклинально-горстовые сооружения хребтов и поднятий Валагинского, Тумрок, Кумроч, Озерновского, Карагинского. Ядро структуры сложено верхнемел-палеогеновыми кремнисто-вулканогенными отложениями. В непосредственной близости от Карымского вулканического центра они относятся к валагинской серии, перекрываемой флишевой кремнисто-карбонатной формацией кояновской или ветловской свиты. Общая мощность отложений составляет более 10 000 м (Петров и др., 1966; Шанцер, 1966).

Характерный набор формаций, значительная мощность, тип складчатости (полная), метаморфизм — все свидетельствует о принадлежности верхнемеловых и палеогеновых образований Восточно-Камчатского антиклинория к геосинклинальным.

Восточное обрамление вулканического пояса, также представленное выходами дислоцированных верхнемеловых и палеогеновых кремнисто-вулканогенных формаций, не имеет столь четко выраженного структурного единства: они разобщены на систему полуостровов новейшими опусканиями восточного побережья Камчатки. Тот же возраст, набор формаций, мощности, складчатость и метаморфизм позволяют уверенно относить структуру восточного обрамления к геосинклинали, располагавшейся на всей территории Восточной Камчатки в верхнемеловое и палеогеновое время.

Геосинклинальные условия отмечаются и для олигоцен-миоценового времени, характеризующегося преимущественно терригенным осадконакоплением (чажминская свита, тюшевская серия). При этом произошло сокращение площади геосинклинального бассейна

за счет поднятия в тектонических зонах Восточно-Камчатского антиклинория и Восточных полуостровов. Формирование геосинклинального прогиба протекало с перерывами. Наиболее крупные падают на эпохи ранне-олигоценовой и среднемиоценовой складчатости и орогений (История развития рельефа, 1974). Таким образом, наиболее устойчивые погружения в течение длительного времени локализовались на площади Восточно-Камчатского синклинория. Именно эта структурная зона после среднемиоценовой складчатости, орогенеза и пенепленизации стала впоследствии средоточием активного наземного вулканизма Восточного вулканического пояса на участке между Шипунским и Кроноцким полуостровами.

Геосинклинальные доплиоценовые прогибы в целом простирались в северо-восточном направлении. Последующая складчатость, общая ориентировка современных структур и вулканического пояса унаследованы от этого направления. В понимании геологии мелового, палеогенового и даже миоценового времени Восточной Камчатки единство взглядов еще не достигнуто (Авдейко, Храмов, 1969; История развития рельефа, 1974; Хотин, 1976; Шанцер, 1976). Однако представляется очевидным наличие в доплиоценовых структурах простираний иного, чем северо-восточное, направления. Пожалуй, наиболее существенную роль они играют в области фактического смыкания Восточно-Камчатского антиклинория с антиклинорием Восточных полуостровов — в так называемом Ганальском горст-антиклинории (Гнибиденко и др., 1976), Налачевской поперечной шовной зоне (Масуренков, Комкова, 1978) или в Шипунско-Карагинском поперечном поднятии (Шанцер, 1979). Эта структура замыкает с юго-запада Восточно-Камчатский синклинорий. В южной части Валагинского хребта замыкание осуществляется резким структурным разворотом палеогеновых отложений ветловской свиты от северо-восточных к северо-западным простираниям. На их юго-восточном продолжении в районе Шипунского полуострова прослеживаются кремнисто-карбонатные палеогеновые отложения, также простирающиеся в северо-западном направлении (рис. 26).

На пересечении этой поперечной структуры, идентифицируемой как глубинная шовная зона или глубинный разлом, с продольной зонально-геосинклинально-складчатой системы еще в верхнемел-палеогеновое время возникла кольцевая структура со специфической динамикой внутреннего развития. Основные ее особенности состоят в относительном увеличении интенсивности тектоно-магматических, метаморфических, гидротермальных и рудообразующих процессов от периферии к центру структуры, в закономерности и сопряженности этих процессов и необратимой направленности их к корообразованию и гранитизации (Масуренков, Комкова, 1978). Вследствие этого уже в ходе геосинклинального развития, а главное к началу формирования верхнего плиоцен-четвертичного структурного яруса, в области пересечения Налачевской поперечной зоны с Восточно-Камчатским синклинорием была создана весьма жесткая изометричная структура, которая и явилась ко-



Рис. 26. Структурная схема Восточного вулканического пояса Камчатки и положение в нем Карымского вулканического центра

1 - простираение складчатых структур доплиоценового фундамента; 2 - плиоцен-четвертичные отложения Восточного вулканического пояса; 3 - наиболее значительные стратовулканы (размер звездочки, примерно, соответствует размеру вулкана); 4 - небольшие вулканические аппараты и экструзии; 5 - депрессии; 6 - разломы. Вулканические центры: I - Налачевский; II - Карымский; III - Узонский; IV - Гамченский; Ж - Жупановский блок

нечным звеном, замыкающим рассматриваемый отрезок Восточного вулканического пояса с юго-запада (см. рис. 26).

Карымский вулканический центр и соответствующая ему купольно-кольцевая структура являются следующим к северо-востоку звеном Восточного вулканического пояса (см. рис. 26, II). Соотношение Карымской структуры с Налачевской — весьма интересный пример сочетания элементарных структур в систему пояса. Оно подобно непосредственной связи между звеньями цепи — соединение "с захватом" или с взаимным проникновением. Между этими структурами выделяется Жупановский блок, который одновременно является частью и Налачевской и Карымской структур, а вулкан Жупановские Востраки можно рассматривать как фрагмент соответственно Налачевского или Карымского вулканических центров (см. рис. 26, Ж).

С северо-востока к Карымской структуре непосредственно примыкает сложная Узонская купольно-кольцевая структура (см. рис. 26, III). Подобно Карымской, она состоит из нескольких относительно автономно развивающихся секторов. Основные из них — Крашенинникова, Узонско-Гейзерный и Больше-Семячикский — содержат полный набор тектоно-вулканических комплексов, характерных для купольно-кольцевых структур: пирокластические покровы, кальдеры, внутрикальдерные вулканы и вулканогенно-осадочные образования. Структура в целом развивалась по схеме, подобной развитию Карымского центра (Вулканизм, гидротермальный процесс, рудообразование, 1974).

Далее к северо-востоку Восточный вулканический пояс пересекается с Кроноцкой поперечной зоной — областью, которая, подобно Налачевской, имеет длительную тенденцию относительных поднятий и замыкающую распространение плиоцен-четвертичных вулканогенных образований на северо-восток. Здесь выделяется Гамченский вулканический центр, история развития и структурная позиция которого не изучены. Характер сочленения его с Узонской структурой также не установлен. Данные аэрофото- и космофотодешифрирования, а также морфометрический анализ топографических карт позволяют предположить существование между Узонской и Гамченской структурами еще одного тектоно-вулканического центра, построенного по типу купольно-кольцевых структур, — Кроноцкого. В его центре расположено провальное Кроноцкое озеро, вулканы Кроноцкой и Шмидта — эксцентрично. Сочленение с окружающими структурами по типу взаимного проникновения: вулкан Крашенинникова находится в "совместном владении" с Узонской структурой, а вулканы Гамченского ряда — с Гамченской.

Таким образом, на отрезке между Налачевской и Кроноцкой поперечными зонами Восточный вулканический пояс пространственно совмещается с тектонической зоной Восточно-Камчатского синклинория. Западное ограничение синклинория и вулканического пояса соответственно — антиклинально-горстовое поднятие Валагинского хребта (Восточно-Камчатский антиклинорий), восточное — на значительном протяжении открыто в сторону океана вследствие мо-

лодях (плиоценовых ?) конструкций. Лишь в участках поперечных зон Восточный вулканический пояс и несущая его структура Восточно-Камчатского синклинория с востока ограничиваются выступами мел-палеогенового фундамента, а в Налачевской зоне и пояс и синклинория выклиниваются. Информация о внутренней структуре синклинория, вмещающего вулканический пояс, содержится в строении и характере сочленения купольно-кольцевых структур и вложенных в них вулканических центров — элементарных ячеек собственно синклинория и пояса. Наиболее характерная черта их строения — система телескопированно вложенных друг в друга тектонических куполов и вулкано-тектонических депрессий (кальдер), где генетическая и пространственно-временная исходная (первичная) позиция принадлежит куполу, а депрессии (кальдере) — вторичная. Купольное строение частично перекрывающих друг друга ячеек пояса создает регионально протягивающееся вдоль оси антиклинальное поднятие с ундулирующим шарниром. Следовательно, сравнительно простая структура Восточно-Камчатского синклинория в период формирования вулканического пояса усложняется осевым антиклинальным воздыманием. Оно прослеживается по высоко поднятым и обнажающимся обычно в бортах кальдер и на сводах куполов относительно древним породам. В Налачевском куполе это предположительно миоценовые сильно дислоцированные вулканогенные образования, в Карымской структуре — верхнеплиоценовые покровные игнимбристы и породы наиболее древних вулканов Разлатого и Крайнего, в Узонской — бортовые сооружения кальдер Узона и Большого Семьячика и комплекс плато Широкого. Но во всех случаях это осевое антиклинальное поднятие имеет однозначно тектоническую природу. Как правило, присутствующий фактор вулканогенной аккумуляции может завуалировать сравнительно слабо выраженный эффект тектонического поднятия. Однако отдельные исследования этого вопроса на примере Налачевского купола показали безусловное участие тектоники в формировании купольной структуры (Масуренков, Комкова, 1978). Распространение этого опыта на Карымский вулканический центр (см. гл. 14) также свидетельствует не только об аккумулятивной природе купола, но и о несомненном приложении отдельных сил к процессу воздымания купола.

Через систему кальдер и кальдерных депрессий реализуется следующий фактор новейшего структурообразования в пределах Восточного вулканического пояса, и следовательно, занимаемого им участка Восточно-Камчатского синклинория — формирование на своде антиклинали продольного рифта. Процесс этот находится на начальных стадиях развития, а эта отрицательная структура еще не приобрела законченного и, более того, морфологически целостного воплощения. О ее единстве можно судить по параллельных рядам продольных разломов, связывающих кальдеры в единую систему. На разных участках пояса разломы эти проявлены с разной интенсивностью и тем самым отражают разные стадии рифтообразования. Наибольшей зрелости процесс достиг в Налачевской структуре, где

четко морфологически и тектонически оформленный фрагмент рифта пересекает купол и прослеживается в юго-западном направлении через ряд поперечных и кольцевых структур (Масуренков, Комкова, 1978). Совершенно очевидно, что эта взаимосвязанная система, состоящая из кальдер, продольных разломов и депрессий, является поверхностным воплощением глубинного разлома. Роль этого разлома особая: помимо структурообразующих, в нем локализируются магматические, гидротермальные и рудогенерирующие процессы. Таким образом, он является главной "стоковой" системой Камчатки, обеспечивающей основной объем глубинного тепло- и массопереноса. Цепочечное расположение вулканических центров свидетельствует о ритмичности или дискретности распределения вдоль него дренируемого из мантии вещества и энергии. Расстояние между геометрическими центрами соответствующих им купольно-кольцевых структур (центров) на продольном глубинном разломе относительно поперечных предполагает возможность их классификации по этому признаку.

На пересечении разломов расположены Налачевская и Гамченская структуры, максимально удалена от поперечных шовных зон Узонская, промежуточное положение занимают Карымская и Кроноцкая. В такой классификации содержатся нечто большее, чем просто расстояние от поперечного разлома. За ней стоит существенное различие в геолого-структурной позиции, включающее в себя разную историю геологического развития, разное строение и состав коры и мантии. Анализ всех предопределяющих вулканизм структурных факторов — задача не сегодняшнего дня. Но ясное осознание положения изучаемого вулканического центра в соответствии с современным уровнем геолого-структурных представлений необходимо. В этом смысле Карымский вулканический центр и соответствующая ему купольно-кольцевая структура занимают достаточно определенную позицию.

Глава 10

НЕОГЕНОВАЯ ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ЦЕНТРА, ПЕРВЫЙ РИТМ ВУЛКАНИЗМА

Последняя эпоха складчатости на Камчатке приходится на верхнемиоценовое время. Были дислоцированы геосинклинальные олигоцен-миоценовые накопления, отложившиеся, в частности, и на территории, занятой Восточным вулканическим поясом. По-видимому, к верхнемиоценовой складчатости приурочено заложение и развитие глубинного разлома типа крутого надвига, с которым связан глубоководный Курило-Камчатский желоб (История развития рельефа..., 1974). Непосредственно после замыкания олигоцен-миоценового прогиба образуется серия крупных надвигов и на территории Восточной Камчатки. С надвиговой тектоникой связаны наиболее интенсив-

ные пликативные дислокации (особенно в терригенных толщах) — образование изоклинальной складчатости, смятие пород до плейстоценовой складчатости. После верхнемиоценовой складчатости, выравнивания рельефа и небольших частных трансгрессий мелкого моря в раннем плиоцене произошла мощная вспышка вулканизма, захватившая многие районы Камчатки, в том числе и Восточной, где развитие вулканизма с незначительными перерывами продолжается вплоть до настоящего времени. Для плиоцен-плейстоценового этапа характерно отсутствие крупных пликативных дислокаций, наблюдаются лишь локальные складки в зонах крупных разрывных нарушений и пологие моноклинали. В целом этот этап можно охарактеризовать как после-складчатый. Вулканогенные, вулканотерригенные и терригенные образования плиоцен-плейстоценового времени мы объединяем в верхний структурный этаж, по отношению к которому все более ранние структурные этажи объединяются в складчатое основание. Верхний структурный этаж по перерыву в развитии вулканизма, совпадающему с незначительными блоковыми подвижками, можно разделить на два структурных яруса — нижнеплиоценовый и верхнеплиоцен-плейстоценовый. Остановимся на характеристике верхнего структурного этажа более подробно.

Нижнеплиоценовый структурный ярус слагается двумя свитами: терригенно-вулканогенной шапинской и вулканогенной сторожевской. Стратотипический разрез шапинской свиты описан в верховьях р. Лево́й Шапинской в пределах хр. Тумрок, севернее изученного района. В исследованном районе отложения шапинской свиты распространены в бассейне р. Лево́й Жупановой, у горы Стол, а также в пределах восточного склона Валагинского хребта в бассейне руч. Хрустального (правый приток р. Лево́й Жупановой).

Отложения шапинской свиты на более древних образованиях залегают с резким угловым несогласием, заполняя неровности слабо расчлененного рельефа предшапинского времени. Так, к западу от горы Колючей наблюдается несогласное налегание шапинской свиты на нижнюю толщу тышевской серии. Породы тышевской серии представлены здесь пачками алевролитов и песчаников, образующих полную синклиналиную складку с простираанием слоев СВ 50° . На них залегают базальные конгломераты и гравелиты шапинской свиты с азимутом падения $85-90^{\circ}$ при углах падения $20-25^{\circ}$. Непосредственно выше контакта базальные слои состоят из обилия галек тышевских алевролитов, аргиллитов и песчаников.

Резкое угловое и азимутальное несогласие между шапинской свитой и подстилающими разновозрастными с палеогена до миоцена образованиями зафиксировано также севернее горы Стол в пределах восточного склона Валагинского хребта в бассейнах руч. Хрустального и левых истоков р. Мальцевской. В основании разреза свиты повсеместно фиксируются пачки базальных конгломератов с весьма пестрым составом гальки. Это — черные аргиллиты, кремни, кремнистые аргиллиты и известняки ветловской и чажминской свит, пелитовые и псаммитовые зеленые туфы валагинской серии верхнего

мела, песчаники с детритом тюшевской серии, а также граниты, плагииграниты, диориты. В бассейне руч. Хрустального над базальтовыми слоями залегают морские песчаники и алевролиты с фауной моллюсков.

От склонов Валагинского хребта на восток происходит пологое моноклинальное погружение пород шапинской свиты в пределы Восточно-Камчатского синклинория. В том же направлении (руч. Хрустальный - р. Левая Жупанова - гора Стол) разрез надстраивается вверх. Происходит постепенный переход от морских фаций к континентальным. Для континентальных фаций характерно ритмичное переслаивание гравелитов, конгломератов, алевролитов, песчаников. Часто встречаются прослойки лигнитов и бурых углей низкой стадии углефикации, захороненные обуглившиеся и слабоокремненные стволы деревьев; в алевролитах и песчаниках часто встречаются многочисленные остатки и отпечатки листовой флоры. Разрез шапинской свиты в этом районе в целом имеет мощность порядка 1400 м. Нижняя большая ее часть терригенная, прибрежно-морская (в самых низах разреза) и континентальная, слабо угленосная. Мощность терригенной части разреза 1100-1200 м. В ней отмечаются единичные (2-3) потоки трахибазальтов. Верхняя часть (200-300 м) содержит до 15% вулканогенного и вулканотерригенного материала. Здесь отмечен протяженный (более 15 км) маркирующий поток мегаплагиифировых базальтов и несколько коротких маломощных потоков афировых и олигофировых существенно плагноклазовых базальтов.

Обоснование возраста свиты приведено в гл. 3 и 4. Палеомагнитные данные по разрезу шапинской свиты, к сожалению, весьма неполные: были опробованы лишь эффузивные породы. Выделяются зоны как прямой, так и обратной намагниченности. Пока условно мы относим низы разреза шапинской свиты к палеомагнитной эпохе Гильберта, верхи - к эпохе Гаусса и началу эпохи Матуяма. Но не исключено, что вся шапинская свита будет впоследствии при более детальных исследованиях отнесена к эпохе Гильберта. На это косвенно указывают абсолютные датировки (4,2-3,8 млн. лет) базальтов стратиграфического аналога шапинской свиты (кахтунская свита) в Срединном хребте Камчатки.

Под названием сторожевская свита в 1971 г. был выделен мощный комплекс вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений в бассейне р. Сторож, где и был описан стратотипический разрез. В исследованном районе, также как и в стратотипическом, сторожевская свита мощностью 225 м согласно залегает на отложениях шапинской свиты. Граница между ними проводится по первому снизу покрову игнимбритов, хорошо прослеживающихся по площади. Там, где покров игнимбритов не встречается, граница между свитами проведена выше маркирующего потока мегаплагиифировых базальтов. Там, где отложения шапинской свиты отсутствуют, сторожевская свита несогласно залегает на миоценовых и палеогеновых образованиях. Это указывает на наличие скрытого несогласия между ша-

пинской и сторожевской свитами. На игнибритах залегают вулканогенно-осадочные отложения озерного типа.

По породам сторожевской свиты проведено палеомагнитное опробование. По заключению Ю.Ю. Иванова (СВКНИИ), отложения ее формировались в эпоху обратной магнитной полярности. Отсутствие определений абсолютного возраста из пород сторожевской свиты не позволяет уверенно относить ее к конкретной палеомагнитной эпохе. В принципе можно предложить два равноценных варианта.

1. Сторожевская свита, так же как и верхи шапинской свиты, относится к эпохе обратной полярности Матуяма. Тогда перерыв в вулканизме между сторожевской свитой и вышележащими вулканогенными образованиями будет крайне незначителен (в низах разрушенных вулканов тумрокского времени наблюдается зона обратной намагниченности) и развитие вулканизма с плиоцена по плейстоцен можно считать практически транзитным.

2. Как сторожевская, так и шапинская свиты относятся к палеомагнитной эпохе Гильберта (также обратно полярной). Тогда перерыв в вулканизме будет весьма значителен и охватит палеомагнитные эпохи Гаусса и большую часть эпохи Матуяма. Как уже говорилось, такое построение напрашивается для сходных вулканогенных образований в хр. Срединном. Для Восточной Камчатки никаких конкретных данных для выводов подобного рода не имеется.

Учитывая некоторые общие черты в развитии вулканизма как в плиоцене, так и в плейстоцене, мы при всех дальнейших построениях будем пользоваться пока первым вариантом.

Верхняя часть сторожевской свиты представлена вулканитами. В районе они развиты не повсеместно. Отдельные их выходы отмечены к западу от вулкана Разлатого в верховьях руч. Сухого до р. Жупановой. Видимая мощность эффузивного разреза в этом районе 70–450 м. В бассейне р. Каменистой – левого притока р. Правой Жупановой – разрез представлен пачками туфов, сменяющимися стратиграфически выше лавами базальтов с общей мощностью до 300 м. Южнее по р. Кедровой осадочные отложения сторожевской свиты по тектоническому контакту приведены в соприкосновение с эффузивно-пирокластической толщей Жупановского блока. Отложения этой толщи слабо дислоцированы и в нижнем течении р. Жупановой и по р. Таловой слабо наклонены в сторону океана ($135-150^{\circ}$, $10-20^{\circ}$). В районе подножий вулкана Жупановские Востряки толща локально хаотически дислоцирована и сильно изменена гидротермальными процессами до состояния вторичных кварцитов. Западнее неясно прослеживается наклон эффузивно-пирокластической толщи в западных и юго-западных румбах. В основании толщи между устьями рек Дзендзур и Быстрой обнаружен пласт (покров) светлых агломератовых туфов липарито-дацитового состава мощностью свыше 20 м. Выше по разрезу липарито-дациты сменяются агломератами андезитов (15–20 м), лавами андезитов (10–25 м) и покровом (?) базальтов до 150 м мощности. Фациальный состав толщи меняется от почти эффузивного на западе до пирокластического и вулкано-

генно-осадочного на востоке (район руч. Талого). Наиболее полный разрез мощностью 280 м удалось изучить на горе Таловой. Он состоит из чередования агломератовых и псаммитовых туфов с пластами преимущественно базальтовых лав.

Верхнеплиоценовые отложения обнажаются также близ устья руч. Талого на междуречье Талого и Жупановой в непосредственной близости от вулкана Жупановские Востряки. Отложения здесь представлены вулканогенно-осадочными фациями, лавовая составляющая отсутствует.

В юго-западном направлении эта вулканогенная толща прослеживается непрерывно до смыкания с отложениями так называемого алнейского комплекса Налачевской структуры. Стратиграфическое положение этого комплекса в указанной структуре достаточно определенное. Палеомагнитные (О.М. Альпова) и спорово-пыльцевые (И.А. Егорова) данные указывают на интервал их образования в 2,5-0,7 млн. лет назад (Ермаков и др., 1969), а калий-аргоновые определения М.М. Аракелянц (ИГЕМ АН СССР) указывают на 4-4,5±1,5 млн. лет как на нижний возрастной предел (Масуренков, Комкова, 1978). Эти данные позволяют предполагать, что алнейский комплекс в новом понимании синхронен сторожевской свите и тумрокскому комплексу. В соответствии с этим эффузивно-пирокластическую толщу Жупановского блока мы частично параллелизуем со сторожевской свитой (фациальное замещение), частично с эффузивами, ее перекрывающими (тумарокский комплекс). Покров липарито-дацитовых агломератовых туфов в ее основании можно рассматривать как аналог игнимбритов сторожевской свиты.

Плиоценовые отложения шапинской и сторожевской свит расположены частично на восточном склоне Валагинского хребта (бассейн руч. Хрустального, верховья р. Мальцевской, массив горы Корниловской), частично в пределах Восточно-Камчатского синклиория (гора Стол). В Валагинском хребте вскрыта подошва плиоценовых отложений, резко несогласно залегающих на кремнисто-карбонатной палеогеновой толще. На восток в сторону современной вулканической зоны происходит погружение, и подошву плиоцена, за редкими исключениями, зафиксировать невозможно. Низы разреза плиоценовых образований представлены прибрежно-морскими песчаниками, конгломератами, гравелитами, алевролитами с мелководной фауной моллюсков. В более северных районах как в пределах горста Валагинского хребта, так и в пределах вулканического пояса плиоценовых фаций не зафиксировано. Такая же картина наблюдается и в более южных районах. Таким образом, можно сделать вывод о локальной ингрессии мелкого моря с востока на запад севернее Шипунского полуострова, т.е. на территории Карымской структуры.

Выше по разрезу фиксируется переход, местами постепенный, местами с внутрiformационным несогласием (маркируется мощной пачкой конгломератов) к континентальным отложениям. Континентальная часть разреза представляет собой циклическую серию терригенных осадков, состоящих из переслаивания аргиллитов, алевроли-

тов, песчаников и конгломератов с пластами углей низкой стадии углефикации и лигнитов. Это в основном дельтовый и аллювиально-пролювиальный комплекс, накапливающийся в условиях межгорной впадины с неравномерным режимом прогибания и скоростью сноса обломочного материала с окружающих поднятий. По характеру строения отдельных ритмов можно говорить, что в период образования толщи компенсированное осадконакопление неоднократно сменялось резко недокомпенсированным и наоборот. Терригенные континентальные отложения вверх по разрезу (частично по простиранию) постепенно сменяются вулканогенными. Переход обычно отмечается по появлению вулканического материала сначала в виде прослоев, а затем целых пачек туфов базальтового состава от агломератовых до псефитовых. Наряду с туфами значительную роль в разрезе занимают конглобрекчи, являющиеся, вероятнее всего, фациями "сухих" рек. Выше в разрезе появляются лавы базальтового состава. Сначала преобладают афировые и олигофировые плагиобазальты, выше появляются потоки (до 20 м мощности) мегаплагиофировых и гигантоплагиофировых лав базальтового состава. Излияние мегаплагиофировых лав носит площадной характер. Потоки их протягиваются на десятки километров, что прекрасно можно наблюдать в уступах борта долины р. Лево́й Жупановой. Распространение потоков на большой площади, их субгоризонтальное или слабо наклонное первичное залегание, наличие многочисленных базальтовых даек говорит о многоканальном характере излияния лав (ареальный тип вулканизма). Как можно наблюдать по выклиниванию туфовых слоев к дайковым комплексам, вулканизм был сосредоточен к северо-западу от Карымской структуры на территории Валагинского хребта.

Можно предполагать также наземную вулканическую деятельность в пределах окружающих поднятий на юго-западе и юге от современной Карымской структуры (хр. Дзендзур и Налачевский купол). По-видимому, в пределах самой структуры, бывшей в течение нижнего плиоцена прогибом, вулканизма не было. Здесь лишь накапливались сначала морские, лагунно-морские и дельтовые фации, а затем обломочные образования, сносимые с окружающих поднятий.

Следует отметить, что в нижнем плиоцене по палеогеографическим реконструкциям (История развития рельефа..., 1974) большая часть Валагинского хребта представляла собой сушу с тенденцией к поднятию. В дальнейшем понятие в этой зоне происходило дискретно на протяжении верхнего плиоцена и всего четвертичного времени. В результате таких продолжительных поднятий на участке Валагинского хребта описываемого района верхняя часть плиоценового разреза (в том числе и вулканогенного) редуцирована за счет размыва. Магматизм в этой зоне реализовался также в формировании различных малоглубинных интрузивных тел. Интрузии хорошо вскрыты в глубоких эрозионных врезках руч. Хрустального и левой вершины р. Мальцевской (массив горы Корниловской). По руч. Хрустальному на разных стратиграфических

уровнях терригенного разреза шапинской свиты (прибрежно-морские и континентальные терригенные фации) обнажаются пластовые тела и секущие дайки как основных, так и кислых пород. Основные породы представлены хорошо раскристаллизованными двупироксеновыми оливинсодержащими базальтами, кислые — биотит-роговообманковыми гранодиорит-порфирами с крупными редкими вкрапленниками плагиоклаза, реже оплавленными зернами кварца; встречаются также диорит-порфиры. Как базальты, так и гранодиорит-порфиры обычно имеют вид силлов, иногда лаколитов.

Начало вулканизма в пределах Карымской кольцевой структуры достоверно можно проследить только со времени формирования сторожевской свиты и тумрокского комплекса, так как обнажения их порой встречаются вдоль р. Жупановой, т.е. по западному и южному обрамлению структуры. Это позволяет делать более или менее обоснованные экстра- и интерполяции. Начало вулканизма ознаменовано мощными извержениями кислой пироклаستيку, покрывшей площадь не менее 3000 км² — всю западную половину Карымской структуры и ее близлежащие окрестности (рис. 27). Пирокластический комплекс, включающий агломератные туфы, брекчии, игнимбриты и лавы дацитового состава, описан северо-восточнее Карымской структуры в бассейнах рек Шумной, Гейзерной, на плато Широкого (Вулканизм, гидротермальный процесс..., 1974). Их возраст согласно исследованиям спорово-пыльцевого (И.А. Егорова) и диатомового (Е.Г. Лупкина) комплексов может быть определен пока в широком диапазоне от верхнего плиоцена до нижнего плейстоцена. Это предоставляет возможность сопоставления указанного комплекса кислых вулканитов с туфо-игнимбритовым покровом сторожевской свиты и туфами вулканогенной толщи Жупановского блока. И все же имеющихся на сегодня данных не достаточно для реконструкции палеогеологических условий их образования. Неопределенным остается основной вопрос — локализация центров извержения. Опыт изучения игнимбритовых комплексов большого распространения с многоактным процессом формирования указывает на большую вероятность размещения аппаратов извержения вблизи от центра покрова. Таким образом, знание контуров распространения покрова и его строения содержит возможность реконструкции центра или центров эрупции. Если верхнеплиоценовые кислые вулканиты района Большого Семячика — Гейзерной объединялись в единый покров с Карымскими, то геометрическим центром такого покрова должен быть участок, занятый в настоящее время вулканами Малый Семячик, Соболиный, Двор, Карымский (при условии, что покров существенно не простирался восточнее современной береговой линии). Вторым косвенным признаком, указывающим на возможное расположение центров извержения, является вулканотектоническая депрессия, возникающая над опустошающимся магматическим очагом. Часто подобные депрессии становятся средоточием озер или одного большого кальдерного озера. Это обстоятельство делает поиск центров эрупции более успешным, так как озерные

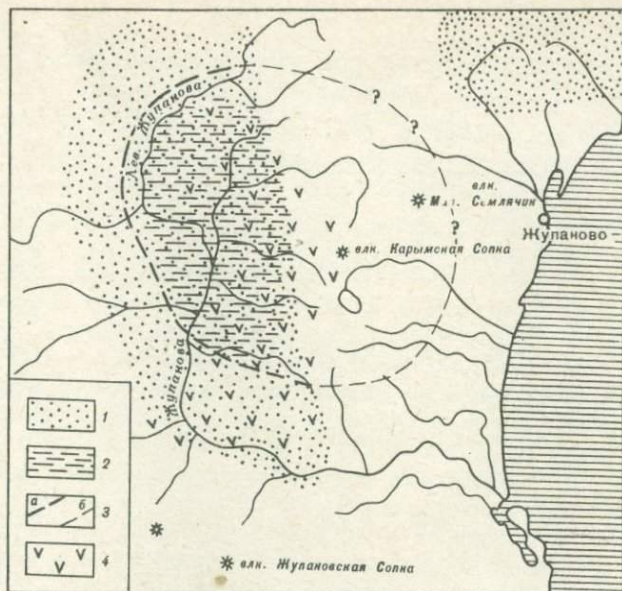


Рис. 27. Распространение фаций вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований верхнего плицена

1 - первый пирокластический покров (туфы и игнимбриты); 2 - озерные отложения; 3 - более (а) и менее (б) достоверные контуры озера (вулcano-тектонической депрессии); 4 - лавовые фации вулканитов тумокского (алнейского) комплекса

осадки над игнимбритами сторожевской свиты имеют более локальное распространение. Они обнаружены в бассейне р. Жупановой выше устья р. Кедровой и в районе горы Стол. Судя по размерам неогеновых образований Валагинского хребта, озеро сколько-нибудь существенно к западу от р. Жупановой не простиралось (см. рис. 27). Очевидно, оно было изолировано от океана, так как флора диатомовых имеет безусловно пресноводный облик (см. гл. 3). Это дает возможность для очень условной реконструкции контура верхнеплиоценового озерного бассейна, по-видимому, образовавшегося внутри вулcano-тектонической депрессии (см. рис. 27). Можно предполагать, что площадь очерченной таким образом депрессии была средоточием центров эрупции кислого пирокластического материала. Следует также отдавать себе отчет в известной приблизительности выполненных построений и возможности нахождения аппаратов извержений и за пределами очерченного контура.

Мощность единственного пласта игнимбритов в разрезе горы Стол составляет всего 40 м. Южнее, близ устья р. Левого Жупановой, суммарная мощность нескольких горизонтов кислой пирокластики, включающей и игнимбриты, достигает (по реконструкции) 70-100 м.

Таблица 20

Средний химический состав вулканитов в первом ритме вулканизма (верхний плиоцен) Карымской структуры, вес. %

Окислы	1		2	
	<i>a</i>	<i>б</i>	<i>a</i>	<i>б</i>
SiO ₂	62,70	64,48	54,79	55,98
TiO ₂	0,78	0,80	0,91	0,93
Al ₂ O ₃	15,52	15,96	18,51	18,91
Fe ₂ O ₃	2,80	2,88	4,04	4,13
FeO	2,98	3,06	4,05	4,14
MnO	0,16	0,16	0,16	0,16
MgO	1,95	2,00	3,81	3,89
CaO	3,98	4,09	7,37	7,53
Na ₂ O	3,81	3,92	3,10	3,17
K ₂ O	2,32	2,38	0,94	0,96
П.п.п.	2,81	-	1,95	-
P ₂ O ₅	0,24	0,25	0,19	0,19
Сумма	100,05	100,00	99,82	100,00

Примечание: 1 - вулканиты первого пирокластического покрова (6 ан); 2 - вулканиты тумрокского комплекса (Жупановский блок, 19 ан); *a* - валовый состав; *б* - пересчет на безводный состав

В составе покрова описаны фашиальные разновидности: игнимбри-ты, туфы, агломераты, пеплы, туфогравелиты, вулканические пески. По составу это андезиты, дациты и липарито-дациты (58-68% SiO₂). Средний состав пород покрова соответствует дациту (табл. 20).

Вулканиты среднего и основного состава, перекрывающие отложения сторожевской свиты, как уже отмечалось, встречены в районе горы Стол и к востоку от р. Жупановой у вулканов Разлатого и Двор. Однако основной массив их обнажается в южной части структуры - в Жупановском блоке. Несомненно, они протягиваются в центральную часть структуры, как это удалось наблюдать в истоках рек Кедровой, Таловой, Ольховой и в основании вулкана Дитмара. По-видимому, они имели повсеместное в пределах Карымской структуры распространение, но сохранились от эрозии лишь отдельными "пятнами".

Судя по смене эффузивных фаций обломочными к востоку от вулкана Жупановские Востряки, в этом же направлении, по-видимому, происходит снижение интенсивности вулканизма. Вулканы в основном концентрировались между р. Жупановой и меридианом, проходящим через современный центр структуры. Их локализация была унаследована от сторожевской вулcano-тектонической депрессии, связанной с извержениями кислой пирокластике.

Нет никаких оснований усматривать перерыв в вулканической деятельности между отложением первого пирокластического покрова и последующими накоплениями вулканитов тумрокского комплекса. Вероятнее всего, завершение кислой фазы вулканизма уже в обстановке озерного осадконакопления сопровождалось образованием первых тумрокских стратовулканов. Об этом свидетельствуют разрезы озерных отложений, в которых перемежаются рыхлые туфы кислого и средне-основного состава. Формирующиеся вулканы были в основном базальтовыми и андезито-базальтовыми (48–55% SiO_2). Однако в основании вулканической толши на липарито-дацитовой пирокластике и в виде экструзий встречены и андезиты. В среднем вулканиты тумрокского (алнейского) комплекса в Карымской структуре отвечают андезито-базальтам (см. табл. 20).

Глава 11

ВЕРХНЕПЛИОЦЕН-СРЕДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЙ (ВТОРОЙ) РИТМ ВУЛКАНИЗМА

ВЕРХНЕПЛИОЦЕНОВЫЙ ПИРОКЛАСТИЧЕСКИЙ ПОКРОВ

Достоверные сведения о времени завершения первого ритма вулканизма отсутствуют. По аналогии с соседней Налачевской структурой можно предполагать окончание формирования алнейского (тумрокского) вулканогенного комплекса в конце верхнего плиоцена. Можно предполагать также, что между окончанием первого и началом второго ритма вулканизма в Карымской структуре существовал некий период покоя или относительного затишья, в течение которого была создана поверхность выравнивания, прекрасно выраженная на Жупановском блоке. Она срезает дислоцированные вулканогенные образования алнейского (тумрокского) комплекса и образует обширную равнину с незначительными относительными превышениями. На ней широко распространены озерные и аллювиальные отложения, формировавшиеся в течение длительного времени на коре выветривания. В обнажениях, расположенных в истоках ручьев, берущих начало на вулкане Жупановские Востряки и впадающих в р. Жупановку вблизи устья р. Быстрой, наблюдается непосредственное перекрытие аллювиально-озерных отложений лавами вулкана. Толща падает на $70-75^\circ$, $\angle 15^\circ$.

Интересен состав горизонтов (в вес.%), SiO_2 - 45,49; TiO_2 - 1,37; Al_2O_3 - 27,73; Fe_2O_3 - 5,63; FeO - 2,16; MnO - 0,20; MgO -

1,77; CaO - 4,17; Na₂O - 1,71; K₂O - 0,41; H₂O⁻ - 1,99; H₂O⁺ - 7,06; P₂O₅ - 0,21; сумма - 99,73 (аналитик А.М. Округина). Наряду с галькой свежих и измененных пород (аргиллитов, вторичных кварцитов) этот состав свидетельствует о размыве и переотложении нижележащих пород алнейского комплекса, включая кору выветривания.

Поверхность выравнивания, перекрытая лавами вулкана Жупановские Востряки и ледниковыми отложениями, полого спускается в восточном направлении к океану. С южной стороны вулкана на ней залегают белые туфы, которые, возможно, относятся ко второму пирокластическому покрову. Отнесению туфов к третьему пирокластическому покрову препятствует вулкан Жупановские Востряки, который к моменту образования покрова экранировал распространение пирокластике в южном направлении. Состав туфов отвечает липарито-дацитам (вес.%): SiO₂ - 67,07; TiO₂ - 0,52; Al₂O₃ - 16,34; Fe₂O₃ - 1,38; FeO - 2,88; MnO - 0,11; MgO - 1,33; CaO - 3,21; Na₂O - 4,47; K₂O - 2,40; H₂O⁻ - 0,19; H₂O⁺ - 0,00; P₂O₅ - 0,13; сумма - 100,03 (аналитик А.М. Округина).

Коренные выходы, достоверно относящиеся ко второму пирокластическому покрову, обнаружены за пределами Жупановского блока. Описанная поверхность выравнивания ступенчато по разлому обрывается к северу, а ее продолжение погребено в этом направлении под более молодыми отложениями. По-видимому, на ней и залегают второй пирокластический покров, так как выше него подобная поверхность выравнивания нами не прослежена. Основным фрагментом второго пирокластического покрова являются игнимбриты, имеющие отрицательную намагниченность. Они распространены главным образом в восточной части района, где занимают водораздельные пространство рек Карымской и Корневой в их нижнем течении, обнажаются в низовьях рек Половинки и Жупановой и в береговом обрыве у пос. Жупаново. Игнимбриты залегают в виде довольно значительного по площади (70-80 км²) останца покрова, имеющего слабо наклонную в восточном и юго-восточном направлениях поверхность. Периферическая часть останца выделяется на местности в виде крутого куэстообразного уступа в левом борту р. Корневой. В Жупановском береговом разрезе игнимбриты залегают в виде маломощного пласта, уходящего под урез океана. В западной части района аналогичные игнимбриты наблюдались в среднем течении р. Каменистой в виде фрагментов покрова.

Имеющиеся данные палеомагнитных измерений позволяют отнести к описываемому эпизоду по крайней мере две остывшие единицы магнитно-отрицательных игнимбритов, залегающих одна на другой (устье руч. Порожистого). Суммарная мощность покрова около 200 м. Он подстилается лавами базальтового состава, обнажения которых выходят в русле р. Корневой в основании игнимбритового уступа.

Ниже приведено краткое описание разреза игнимбритового покрова снизу вверх.

Первая игнимбритовая единица имеет ограниченное распространение, обнажается в устье руч. Порожистого и в среднем течении руч. Баранова (?). Обладает ярко выраженной вертикальной зональностью. Здесь в пемзовых туфах неспекшегося основания наблюдается грубая черепитчатая отдельность, которая постепенно к подошве спекшейся части становится более выраженной и близкой к плитчатой. Выше выделяется стекловатая зона с вертикальной столбчатой отдельностью, ограниченной в нижней и верхней частях зоны небольшими участками (1–1,5 м) с черепитчатой отдельностью.

Игнимбриды стекловатой зоны черного цвета, массивные. Отдельные флямы немногочисленны и практически не выделяются на фоне стекловатой основной массы породы, насыщенной вкрапленниками плагиоклаза. Наблюдаются включения эффузивов уплощенной лепешкообразной формы размером до 20 см по длинной оси, толщиной 2–3 см. Ориентированы эти включения, по-видимому, в направлении течения потока (аз. пад. 150° , $\angle 4-6^{\circ}$). Мощность этой зоны 6 м.

Расположенная выше зона более умеренного спекания подчеркивается черепитчатой отдельностью с намечающейся грубой столбчатой. Вверх по разрезу отдельность приобретает вид скорлуповатой, без четко выраженных плоскостей. В этой довольно мощной зоне (6–7 м) отмечаются линзы более спекшейся породы, выделяющиеся столбчатой отдельностью. Верхняя зона интенсивного спекания имеет здесь прерывистый характер, что связано, по-видимому, с ее выклиниванием в периферической части потока.

Игнимбриды из верхней части разреза темно-серого цвета, лавоподобного облика, плотные, с многочисленными угловатыми обломками размером до 1 см и скорлуповатыми уплощенными включениями, аналогичными описанным для стекловатой зоны.

Суммарная мощность первой единицы 20–25 м.

Выше без видимого контакта залегают игнимбриды еще одной оставшей единицы, распространенной повсеместно на указанной площади. Основание единицы представлено пачкой пемзовых туфов желтовато-белесого цвета, плотных, горизонтально-слоистых. Слоистость подчеркивается серией горизонтальных песчаных прослоев мощностью в первые десятки сантиметров. Контакт неспекшегося основания с лавоподобной спекшейся зоной неровный и четкий. Видимая мощность туфового основания 20–30 м.

В зоне наибольшего спекания наблюдается большое разнообразие петрографических разновидностей игнимбридов, сменяющих друг друга с постепенным или с четким контактом. В самом основании спекшейся зоны наблюдается пачка слабоспекшихся агломератовых туфов темно-серого и грязно-бурого цвета, которая переходит в зону, представленную стекловатыми игнимбридами черного, черно-красного и кирпично-красного цветов. Первая разность – это практически одно черное блестящее стекло, насыщенное мелкими вкрапленниками плагиоклаза. Постепенно она сменяется черно-красной разностью с обилием обломков эффузивов вишневого и ярко-кирпичного цвета, количество которых достигает 50% от объема породы. Основная мас-

са — черное стекло с вкрапленниками плагиоклаза и измененными участками розового и красноватого цветов. Наблюдалась смена черной стекловатой разности через четкий горизонтальный контакт разностью кирпично-красного цвета, где в красной основной массе содержатся линзовидные фьямме черного стекла. Мощность таких петрографических зон колеблется в пределах 1–3 м. Все описанные разновидности сменяются темно-серыми или красновато-серыми лавоподобными пористыми игнимбритами, составляющими основную часть спекшейся зоны, мощность которой достигает 30–40 и даже 60 м.

Верхняя туфогенная зона остывшей единицы отделяется от спекшейся зоны четким горизонтальным контактом. Лавоподобные игнимбриты переходят в менее спекшуюся разность кирпично-красного цвета с ясно выраженными фьямме черного стекла и обломками черных стекловатых эффузивов уплощенной вытянутой формы размером до 20–30 см по длинной оси. В горизонтальном сечении фьямме имеют изометричную или овальную форму и преобладающие размеры от первых сантиметров до 5–9 см. Вся масса породы насыщена вкрапленниками плагиоклаза и имеет порфиновый облик. Выше по разрезу уменьшается количество, размер фьямме и обломков, степень спекания породы. Мощность описанной зоны 10 м.

Выше залегает горизонт пемзовых туфов грязно-желтого цвета с грубой горизонтальной слоистостью, связанной с изменением granulометрического состава обломочного материала. В разрезе пачки туфов наблюдаются небольшие прослои или линзочки мощностью до 7–8 см тонкослоистого вулканического песка. К кровле туф становится все более однородным и постепенно переходит в мелкообломочный, плотный, грязно-розового цвета, с редкими обломками пемзы. Кровля туфа неровная, слегка волнистая. Мощность туфогенной зоны 20–25 м.

Далее разрез игнимбритового покрова наращивается по крайней мере тремя лавовыми горизонтами андезито-базальтов. Отложений пирокластики между потоками не обнаружено. Эти лавы, имеющие, как и игнимбриты, отрицательную намагниченность, наблюдаются не повсеместно на площади распространения игнимбритов. Встречены они в междуречье Корневой, Карымской и Березовой, где образуют прерывистый покров с ровной, почти плоской поверхностью. Суммарная видимая мощность лавового покрова 20–25 м.

В составе игнимбритов второго пирокластического покрова обнаруживаются особенности, ставящие его в исключительное положение. Речь идет о переслаивании игнимбритов и игнимбритоподобных туфов разного состава даже в пределах одной остывшей единицы. Например, в описанном разрезе по р. Корневой игнимбриты первой единицы относятся к липаритам и липарито-дацитам, второй — к липарито-дацитам и дацитам (абл. 21, 1 и 3). В основании спекшейся зоны второй единицы залегает пачка слабо спекшихся агломератовых туфов, постепенно переходящих кверху в черные стекловатые игнимбриты. Состав этого игнимбритоподобного агломератового ту-

Таблица 21

Химический состав игнимбритов второго пирокластического покрова

Оксиды	1	2	3	4	5
SiO ₂	68,3	55,0	66,06	58,90	65,80
TiO ₂	0,6	1,08	0,62	1,17	0,63
Al ₂ O ₃	14,3	16,3	16,01	16,77	16,00
Fe ₂ O ₃	5,3	10,8	2,75	4,27	2,96
FeO	-	-	2,38	2,68	2,19
MnO	-	-	0,13	0,23	0,13
MgO	0,6	3,0	1,39	2,35	1,34
CaO	3,2	6,8	2,77	5,94	3,27
Na ₂ O	-	-	4,56	4,75	4,21
K ₂ O	-	-	2,94	1,51	2,62
H ₂ O ⁻	-	-	0,00	0,58	-
H ₂ O ⁺	-	-	0,00	0,30	-
P ₂ O ₅	-	-	0,17	0,37	0,15
Сумма	-	-	99,78	99,82	-

Примечание. 1 - игнимбрит I единицы (среднее из двух анализов, анал. Е.С. Бобкова); 2 - игнимбритоподобный агломератовый туф в основании II единицы (анал. Е.С. Бобкова); 3 - игнимбрит II единицы (анал. А.А. Каргашева); 4 - береговой игнимбрит пос. Жупаново (анал. Т.В. Долгова); 5 - средний (из трех анализов) дацитовый игнимбрит второго пирокластического покрова.

фа отвечает андезито-базальтам (см. табл. 21,2). Андезитовые разности встречены и среди игнимбритов берегового разреза возле пос. Жупаново, в основной массе своей относящихся к липарито-дацитам (см. табл. 21,4). Имеющиеся в нашем распоряжении немногочисленные химические анализы позволяют разделить все типы пород пирокластического покрова на две дискретные группы, отвечающие в среднем кислым дацитам (см. табл. 21,5) и андезитам. Разрыв в содержании кремнекислоты между группами составляет 6%. Тем не менее тесная их ассоциация однозначно свидетельствует об одновременности извержения гетерогенного расплава, состоящего из двух несмешанных магм - андезитовой и дацитовой.

Вулканические аппараты, через которые происходили извержения пирокластических потоков и туфоигнимбригов, не обнаружены: слишком мала площадь распространения их коренных выходов. Судя по разрозненным фрагментам покрова, обнажающегося из-под более молодых отложений, общая площадь их распространения составляла не менее 2000 км², объем ~ 200 км³. Геометрически центр покрова располагался в верховьях р. Карымской. Вероятно, здесь же под последующими напластованиями находится и связанная с извержением игнимбригов вулканотектоническая депрессия. Ее реконструкция выполнена на основе морфометрического анализа (см. гл. 14). Предположительные размеры депрессии, имевшей вид вытянутого в северо-восточном направлении овала, составляли 23×45 км, площадь 800 км².

КОЛЬЦЕВОЙ КОМПЛЕКС СТРАТОВУЛКАНОВ

Вслед за образованием второго пирокластического покрова начался длительный этап развития сложного по форме проявления и составу вулканизма. Помимо стратовулканов, формировались шитовые вулканы, были также распространены ареальные формы. Локализация вулканических аппаратов отражала четкую их структурную позицию на своде купола: стратовулканы образовывали замкнутое, вытянутое в северо-восточном направлении кольцо, а шитовые и моногенные вулканы ареального типа размещались внутри кольцевого комплекса (рис. 28). Такое расположение вулканических аппаратов определенно наследуется от структуры вулканотектонической депрессии андезито-дацитового пирокластического этапа, также располагавшейся на своде купола, стратовулканы тяготеют или располагаются прямо на кольцевых разломах депрессии, а все остальные вулканические формы являются, по существу, внутрикальдерными, если здесь уместно применение этого термина. Этап кольцевого комплекса стратовулканов, включающий, как это показано, и другие вулканические формы, следовал непосредственно после отложения пирокластического покрова (реки Корнева и Карымская). Об этом можно судить по палеомагнитным данным, достаточно надежно связывающим игнимбриги и перекрывающие их андезито-базальты с одним эпизодом эпохи обратной магнитной полярности (см. гл. 5). Это, собственно, видно и по согласному налеганию андезито-базальтов на игнимбриги. В тех случаях когда игнимбриги перекрываются прямо намагниченными базальтами (береговой разрез у пос. Жупаново), между ними наблюдается четкий стратиграфический перерыв: пески, гравийники, галечники на размытой поверхности игнимбригов (см. рис. 31, гл. 12).

К этому этапу относятся следующие основные вулканические сооружения: Крайний, Разлатый, Соболиный, Березовый, Стена, Прибрежный, Дитмара и шитовые вулканы с центрами, расположенными между вулканом Однобоким и долиной р. Половинки и в районе кальдеры Стены-Соболиного (?). Основанием для этого служат факт пе-

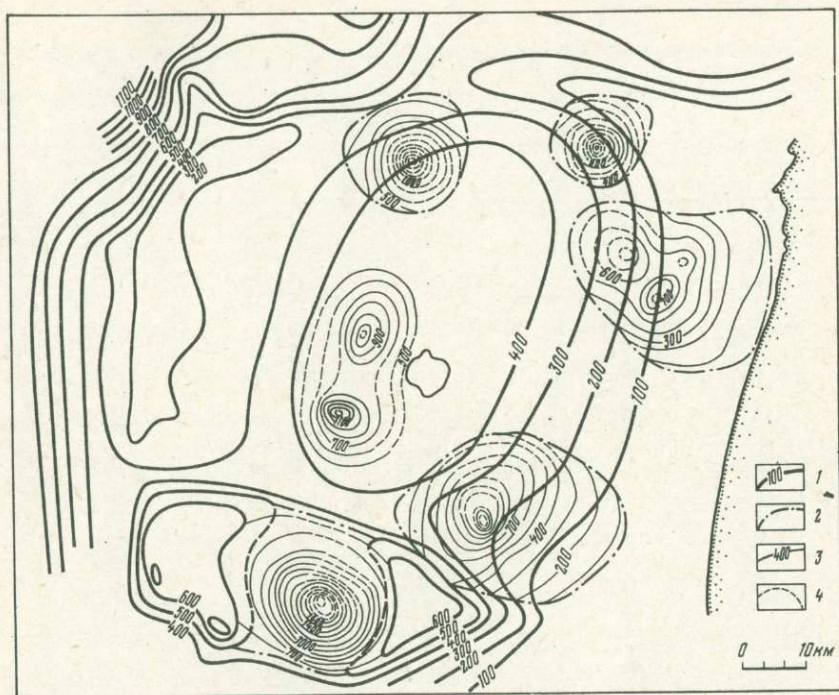


Рис. 28. Реконструкция купольной поверхности раннеплейстоценового возраста и расположенных на ней стратовулканов кольцевого комплекса

1 — изогипсы раннеплистоценовой поверхности; 2 — контуры стратовулканов, изогипсы поверхности стратовулканов; 3 — современные; 4 — реконструированные

рекрытия их среднеплейстоценовым (третьим) пирокластическим покровом и палеомагнитные и спорово-пыльцевые данные. Наименее определено положение вулканов Крайнего и Разлатого. По палеомагнитным данным допустимо отнести их к первому ритму вулканизма (см. гл. 5), однако структурная позиция и морфологический облик вулканов склоняют нас к другому варианту — включению их в кольцевой комплекс стратовулканов второго ритма вулканизма (см. рис. 28). При дальнейшем изложении фактического материала следует учитывать это обстоятельство.

Вулкан Крайний находится на междуречье Корневой и Правой Кедровой (см. рис. 1). Наивысшая его абсолютная отметка 1199,5 м. Это вулканическая постройка центрального типа, восточная часть которой сорвана кальдерообразующим сбросом. Вулкан относительно хорошо сохранился благодаря мощным бронирующим его лавовым потокам. Постройка слабо эродирована, поэтому строение вулкана изучить практически невозможно. Имеющийся скудный

Таблица 22

Средний химический состав пород вулканов Крайнего и Разлато

Окислы	Вулкан Крайний, $n = 5$			
	\bar{x}	S^2	σ	v
SiO ₂	55,41	8,78	2,96	5,35
TiO ₂	0,95	0,03	0,17	18,32
Al ₂ O ₃	18,33	0,36	0,60	3,28
Fe ₂ O ₃	3,39	0,07	0,26	7,78
FeO	4,79	0,60	0,78	16,23
MnO	0,15	0,009	0,03	20,89
MgO	3,67	0,31	0,55	15,13
CaO	8,07	2,11	1,45	18,00
Na ₂ O	3,34	0,25	0,50	15,04
K ₂ O	1,13	0,049	0,22	19,80
P ₂ O ₅	0,26	0,0025	0,05	19,45

* Здесь и далее все средние значения, среднеквадратичные отклонения, дисперсии и коэффициенты вариации вычислены В.В. Ананьевым (по материалам авторов - 54%, Б.В. Иванова (1970) - 25%, О.Б. Селянгина - 13%, Б.В. Иванова и В.И. Андреева (1975) - 4%, О.Н.Волынца - 2%, Л.Л. Леоновой - 2%).

материал дает основания полагать, что это существенно лавовый вулкан, сложенный преимущественно андезитом-базальтами (видимая мощность их 100-200 м), за исключением бронирующих потоков базальтов, перекрывающих юго-восточный склон вулкана (табл. 22). Пьедесталом служат вулканогенно-осадочные верхнеплиоценовые отложения, которые вскрыты в низовьях р. Правой Кедровой. Образцы лав из привершинной части вулкана показывают устойчивую обратную намагниченность. Объем вулкана составляет 20,0 км³.

Вулкан Разлатый находится в верховьях р. Крестьянской и р. Правой Кедровой (см. рис. 1). Его максимальная абсолютная отметка 1166 м. Относительно хорошо сохранились южная и юго-западная части вулкана, бронированные лавовыми потоками. Северная и северо-восточная части, где бронирующие потоки отсутствуют,

гг, вес.%*

	Вулкан Разлатый, $n = 7$			
	\bar{x}	S^2	σ	v
	52,03	1,76	1,33	2,55
	0,97	0,32	0,57	58,22
	19,09	3,40	1,85	9,67
	4,26	3,54	1,88	44,14
	4,85	4,22	2,06	42,33
	0,21	0,009	0,094	43,93
	4,61	0,35	0,59	12,87
	8,82	0,77	0,88	9,97
	3,19	0,115	0,34	10,65
	0,85	0,064	0,25	29,62
	0,23	0,0065	0,08	35,49

почти полностью разрушены. Реконструированный объем вулкана составляет 20,0 км³.

Изучение отдельных фрагментов разреза позволяет считать, что вулкан Разлатый представляет собой стратовулкан, сложенный агломератовыми туфами и лавами базальтов, видимые мощности которых достигают 250-300 м (см. табл. 22). Образцы лав из бронирующих вулкан базальтовых лавовых потоков обратно намагничены.

Устойчивая обратная намагниченность большей части разреза описанных вулканов с переходом лишь в самой верхней части вулкана Крайнего к прямой позволяет относить их к верхнему плиоцену - самому началу раннего плейстоцена. Оба вулкана представляют собой достаточно древние сооружения, относительно неплохо сохранившиеся только благодаря бронирующим их лавовым потокам заключительных стадий извержений. Постройки разбиты многочисленными,

но малоамплитудными тектоническими нарушениями, которые хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках (см. рис. 56).

Вулкан Собольный расположен на северной окраине Карымской купольно-кольцевой структуры в излучине р. Правой Жупановой (см. рис. 1). Водосбросом истоков реки является кальдера, срезающая всю юго-восточную половину вулкана. Типичный по форме стратовулкан сравнительно невелик. Реконструированные размеры его таковы: диаметр основания - 12 км, относительная высота - 0,9 км, объем - 37,0 км³. Сложен вулкан преимущественно базальтами, в меньшем количестве встречаются лавы и пирокластика андезитобазальтов. На самой вершине расположена экструзия андезитов, по видимому, одна из последних жерловых фазий извержения (нек?). Вулкан обнажен очень плохо, поэтому детали его строения остались неизвестными. На аэрофотоснимках дешифрируются отдельные лавовые потоки с нечеткими очертаниями. Средний состав его вулканитов отвечает андезито-базальтам (табл. 23).

Вулкан Березовый, по существу, разрушен полностью эрозией протекающей рядом р. Новый Семячик с притоками и вулканотектоническими процессами, связанными с кальдерообразованием и формированием продольного рифта. Сохранился лишь восточный фрагмент (сектор), "вырезанный" из вулканической постройки тектоническими нарушениями и эрозией. Кратер вулкана располагался западнее сохранившегося фрагмента, от него в восточных румбах падают эффузивно-пирокластические отложения и простираются в этом же направлении круто наклоненные, секущие весь разрез дайки. Системой северо-восточных разломов останец расчленяется на узкие блоки, ступенчато погружающиеся в западном направлении в сторону формирующегося продольного рифта. Реконструкция вулкана выявила следующие его морфологические параметры: диаметр основания - 8 км, относительная высота - 1,0 км, объем - 19,0 км³ (см. рис. 28).

Лавовая компонента в разрезе преобладает над обломочной. Наблюдаются значительные гидротермальные изменения, особенно по тонкой фракции пирокластических отложений, в виде аргиллизации, окисления.

Вулкан сложен только из базальтов и андезито-базальтов. Благодаря хорошей обнаженности удалось детально проследить характер изменения состава вулканитов в ходе формирования вулкана, начиная, примерно, с нижних горизонтов и до завершения вулканической деятельности (см. рис. 64). Начальные излияния были представлены очень основными высокоглиноземистыми базальтами, в дальнейшем вулкан с сильными колебаниями эволюционировал до андезито-базальтов, которые постепенно сменились излияниями высокоглиноземистых низкокальциевых базальтов. В целом состав продуктов извержений отличается высокой стабильностью, специфичностью и соответствует в среднем базальту (см. рис. 23). Интересен количественно-минералогический состав вулканитов: среди них широко распространены хорошо раскристаллизованные разности, обильно насыщенные вкрапленниками плагиоклазов.

Таблица 23

Средний химический состав пород вулканов Соболиного, Березового, Стены, вес.%

Окислы	Соболи- ный, n = 6	Березовый, n = 14				Стена, n = 6
	\bar{x}	\bar{x}	S^2	σ	v	\bar{x}
SiO ₂	53,42	51,07	3,50	1,87	3,66	48,01
TiO ₂	1,13	1,02	0,022	0,15	19,61	0,52
Al ₂ O ₃	18,18	19,07	1,24	1,11	5,85	19,38
Fe ₂ O ₃	3,87	4,50	2,00	1,41	31,29	2,88
FeO	5,15	5,31	1,79	1,34	25,22	7,39
MnO	0,20	0,18	0,0013	0,037	20,46	0,20
MgO	4,55	4,05	0,65	0,81	19,86	4,86
CaO	8,64	9,95	1,64	1,28	12,87	11,40
Na ₂ O	3,12	2,87	0,14	0,37	13,00	2,34
K ₂ O	0,88	0,64	0,033	0,18	28,51	0,40
P ₂ O ₅	-	0,12	0,0044	0,067	56,22	-

Судя по очень плохой сохранности вулкана, интенсивной его тектонической переработке и данным спорово-пыльцевого анализа (см. гл. 4), вулкан Березовый относится к числу древнейших из комплекса кольцевых стратовулканов. Не исключено, что начало формирования его соответствует концу плиоцена.

По-видимому, частично субсинхронно и в основном несколько позднее происходило формирование вулканического массива, расположенного к юго-востоку от вулкана Березового. Здесь выделяются два вулкана - Стена и Прибрежный, в значительной мере перекрывающие друг друга и образующие единый щит (19×12 км) с относительным превышением 0,8 км (см. рис. 1). Объем массива 32,0 км³.

Строение вулкана Стена вскрывается в кальдерном уступе, обращенном на запад в сторону кальдеры Стены-Соболиного. Вся западная половина вулкана опущена и погребена под кальдерными отложениями. В разрезе вулкана преобладают лавы базальтов, состав которых практически не меняется (47,4-48,6% SiO₂). Пирокластика (базальтовые агломераты) составляет не более 40% мощности разреза. Очень высокая стабильность состава вулканитов и их неординарность, заключающаяся в весьма низком содержании окислов кремния и калия и необычайно высокой глиноземистости (см. табл. 23), делают вулкан Стена достаточно необычным и представительным для изучения вулканических аналогов анортозитовых интрузий. Это-

Таблица 24

Количественно-минералогический состав базальтов и содержащихся в них включений (вулкан Стена), об.%

Минералы	Базальты, $n = 10$		Включения, $n = 64$
		\bar{x}	\bar{x}
Основная масса	64,0	-	-
Плагиоклазы	30,9	88,4	66,2
Клинопироксены	1,4	4,0	12,1
Оливин	3,7	10,6	21,7

му благоприятствует также значительная раскристаллизованность базальтов, интересный состав вкрапленников и их сростков (табл. 24).

Судя по полевым наблюдениям и имеющемуся химическому анализу базальта, вулкан Прибрежный подобен вулкану Стена и, по существу, вместе с ним и своим северо-восточным сателлитом образует единый многоканальный вулкан.

Вулкан Дитмара расположен в восточной части Карымского вулканического центра. Морфологически он читается как единый горный массив с максимальной абсолютной отметкой 1297 м. Постройка вулкана сильно расчленена эрозией и подверглась ледниковой обработке, следами которой являются хорошо выраженные кары и троговые долины. Реконструированные размеры вулкана: диаметр - 14-19 км, относительная высота - 1,1 км, объем - 64,0 км³.

Геологическое строение вулкана достаточно сложное¹. На вулканическую постройку центрального типа как бы "насажены" гирлянды небольших вулканических конусов, располагающихся вблизи главной вершины. Сами конусы сохранились плохо, в то время как их лавовые потоки, отпрепарированные эрозией и ледниками, без труда дешифрируются на аэрофотоснимках. Вулканическая деятельность завершилась формированием экструзии, обнажающейся в привершинной части постройки. Породы экструзии, имеющей около 1 км в поперечнике, гидротермально изменены.

Пьедесталом вулкана Дитмара являются верхнеплиоценовые отложения и комплекс нижнетертичных пород борта р. Половинка. В северо-восточном каре вулкана хорошо видно, как они с перерывом и угловым несогласием перекрываются породами вулкана. Интересно отметить, что в районе высоты 921 м нижнетертичный комплекс пород р. Половинка венчается своеобразным горизонтом стратифицированных желтых псаммитовых и гравийных туфов мощ-

¹ Сведения о возрасте фундамента и постройки вулкана, его строение и последовательности формирования (Иванов, Андреев, 1975) в основном не подтвердились.

ностью около 15–20 м. Этот горизонт, имеющий характерный внешний облик, достаточно выдержанную мощность и широкое распространение по площади, можно рассматривать как своего рода маркирующий. От высоты 921 м он протягивается по правобережью р. Половинка вплоть до вулкана Дитмара. В упомянутом выше северо-восточном каре вулкана он занимает промежуточное положение между верхнеплиоцен–нижнечетвертичными породами основания и вулканитами Дитмара. Туфы заполняют неровности кровли отложений нижнечетвертичного комплекса и служат границей раздела между ними и породами вулкана. Местами удается наблюдать, что туфы маркирующего горизонта расслаиваются первыми порциями лав вулкана Дитмара, что свидетельствует об одновременном накоплении их отложений.

Постройка Дитмара является типичным стратовулканом, сложенным чередованием пачек агломератовых туфов и потоков андезитобазальтов. Изучение разреза вулкана в северо-восточном каре показало преобладание агломератовых туфов, образующих пласты 30–40 м мощностью при подчиненной роли потоков базальтов и андезитобазальтов, мощность которых не превышает 2–3 м. Вулканиты Дитмара залегают здесь, как уже указывалось выше, с угловым несогласием и перерывом на верхнеплиоцен–раннеплейстоценовых отложениях пьедестала.

Изучение разрезов отложений Дитмара показывает, что по мере приближения к предполагаемому эруптивному центру (наиболее высокая часть массива) мощность агломератовых туфов растет, размерность обломочного материала в них увеличивается (отдельные глыбы достигают 2–3 м в поперечнике), углы первичного залегания пород увеличиваются, лавовые потоки частично выклиниваются или значительно уменьшаются в мощности. Такой характер фашиальных переходов хорошо согласуется с особенностями распределения материала в современных вулканических постройках, где грубообломочная пирокластика накапливается близ центров извержений, а лавовые потоки аккумулируются у подножий конусов.

Следующий этап деятельности вулкана Дитмара характеризовался образованием в пределах его постройки небольших стратовулканов, расположенных концентрически на некотором удалении от эруптивного центра. Таких вулканов насчитывается около 16, максимальный их размер достигает 0,5 км в поперечнике, относительная высота 150 м.

Продукты их извержений образуют единый комплекс вулканитов, залегающий на породах самого вулкана Дитмара с четким угловым несогласием. Характер отложений однотипен – отличия заключаются лишь в количестве лавовых потоков и их площадном распространении.

Само тело стратовулкана, с которым связаны эти отложения, вскрыто с восток–юго–восточной стороны. Конус сложен ярко-красными округлыми бомбами шлака и прорезан дайками базальтов, являвшимися подводными каналами для описанных выше нами в западном каре лавовых потоков.

Таблица 25

Средний химический состав пород вулканов Дитмара и Жупанов

Окислы	Дитмара, n = 19			
	\bar{x}	S ²	σ	v
SiO ₂	52,61	7,39	2,72	5,17
TiO ₂	0,92	0,02	0,14	15,00
Al ₂ O ₃	19,98	1,99	1,39	6,97
Fe ₂ O ₃	3,81	1,00	1,00	26,18
FeO	4,92	1,50	1,23	24,90
MnO	0,20	0,003	0,056	28,06
MgO	3,42	1,33	1,16	33,76
CaO	9,18	1,99	1,41	15,35
Na ₂ O	3,51	0,30	0,55	15,49
K ₂ O	0,71	0,095	0,31	43,24
P ₂ O ₅	0,21	0,0034	0,058	27,97

Образцы из разреза небольшого стратовулкана, отложения которого вскрыты в северо-восточном каре вулкана Дитмара, показали устойчивую прямую намагниченность.

Заключительный этап развития вулкана Дитмара характеризовался формированием вершинной экструзии. Породы экструзии отвечают андезито-базальтам, размер экструзии 1,5×0,3 км. Вначале это, очевидно, был купол, позднее подвергшийся интенсивной ледниковой обработке. Следствием такой обработки являются многочисленные скальные выходы, часто недоступные для исследования. На северо-востоке удалось описать контакт экструзивного тела с вмещающими породами, представленными вулканогенными отложениями рассмотренных выше небольших стратовулканов. В приконтактной зоне вмещающие породы "задраны" и сильно гидротермально изменены.

Экструзия прорвана дайками андезитового состава. Эти дайки являлись, по-видимому, подводными каналами для излияний, с которыми связаны андезитовые лавовые потоки протяженностью до 6-8 км.

Лавы представлены очень плотными черными стекловатыми разностями. Породы в подошве и кровле потоков более стекловаты, чем в средней части. Близ подошвы в лавках отмечаются обломки под-

ские Востряки, вес.%

Жупановские Востряки, n = 10			
\bar{x}	S ²	σ	v
55,34	15,50	3,94	7,11
0,89	0,024	0,155	17,36
18,91	1,59	1,26	6,68
3,57	2,57	1,60	44,95
4,19	2,66	1,63	38,92
0,13	0,005	0,07	54,13
3,19	1,01	1,01	31,52
7,57	2,15	1,47	19,36
3,67	0,50	0,70	19,19
1,02	0,15	0,39	38,34
0,36	0,011	0,1	26,58

стилающих пород и округлые "расплющенные" бомбы, по составу отвечающие лавам потока.

Основная разновидность пород, слагающих вулкан, — андезито-базальты. На их долю приходится примерно 24%, базальты составляют более 35%, а андезиты около 20%. В среднем это отвечает андезито-базальту, подобному андезито-базальтам вулкана Березового (табл. 25). Базальтовые разности аналогичны базальтам Стены. В целом, несмотря на сравнительно невысокую гомогенность (стабильность) расплавов, вулканы Дитмара характеризуются теми же основными признаками, которые свойственны лавам кольцевого комплекса, — высокой глиноземистостью и низкой калиеваемостью.

По разрезу петрографические разности пород распределены без особой закономерности: наблюдается резкая смена составов, в которой можно лишь подчеркнуть некоторое раскисление к концу деятельности, отмечавшееся, впрочем, и на более раннем этапе развития вулкана.

Вулкан Жупановские Востряки является одним из самых крупных вулканических сооружений Карымского района. Его наибольшая абсолютная высота 1684 м. Вулкан подвергся интенсивной эрозионной и ледниковой обработке и в настоящее время представля-

ет собой систему кругопадающих островершинных хребтов, расчлененных троговыми долинами. Первоначально вулкан имел одну главную вершину, высота которой достигала 1900–2000 м. Относительная высота вулкана составляла примерно 1,5 км, диаметр основания – 14 км, а объем – 72,0 км³ (см. рис. 1).

Вулканы Жупановские Востряки и Дигмара, по-видимому, близки по возрасту, на что указывают их одинаковая сохранность и сходное стратиграфическое положение между верхнеплиоценовыми или нижнечетвертичными породами основания, с одной стороны, и перекрывающими среднеплейстоценовыми игнимбритами – с другой.

Соотношения вулканитов Жупановских Востряков и пород основания можно видеть на левом берегу р. Жупановой в районе устья р. Быстрой, где гидротермально измененные агломератовые туфы и гравийные туфы, относимые к верхнему плиоцену, с угловым несогласием перекрываются лавами вулкана. Те же соотношения, хотя и менее четко, фиксируются в пределах восточного подножия вулкана на левом берегу р. Жупановой близ устья р. Таловой.

Жупановские Востряки представляют собой типичный стратовулкан, в истории которого можно выделить три этапа, каждый из которых характеризовался формированием своего комплекса пород¹. На первом этапе сформировался невысокий шитообразный вулкан, второй этап характеризовался ростом главного конуса стратовулкана, на третьем этапе на склонах стратовулкана возникли небольшие шлаковые конусы, которые можно наблюдать на восточной и западной периферии постройки. Вулканическая деятельность закончилась внедрением вершинной экструзии.

Породы комплекса, соответствующего первому этапу, вскрыты эрозией только в наиболее глубоком северном крае вулкана. Они представлены чередованием агломератовых туфов и базальтовых лав при преобладании последних. Агломератовые туфы состоят из обломков базальтов и шлаковых базальтовых бомб. Мощность пластов агломератовых туфов 5–6 м, базальтовых потоков – 1–2 м. Видимая мощность изученных отложений составляет 50–60 м. Породы этого комплекса в отличие от более молодых пород вулкана местами гидротермально изменены и прорваны дайками базальтов и андезито-базальтов; мощность даек 0,2–0,8 м. Отложения слабо наклонены (10–15°) в сторону от современного центра вулкана, что позволяет считать положение древнего центра примерно в том же месте.

Отложения второго комплекса, слагающие саму постройку стратовулкана, хорошо вскрыты и доступны для изучения в ледниковых цирках ее южной, западной и северной частей. В северной части с угловым несогласием на отложениях первого комплекса залегают

¹ Приведенные Б.В. Ивановым и В.И. Андреевым (1975) сведения о возрасте вулкана, этапах развития, строении, эволюции состава и масштабах гидротермальных изменений не подтвердились.

образования стратовулкана, представленные чередованием псаммитовых и агломератовых туфов и лав базальтов, андезитов и андезито-базальтов. Венчают разрез стекловатые андезитовые лавы, залегающие в виде останцов на гребнях хребта. Общая мощность отложений около 175 м.

Отложения стратовулкана изучались нами также в пределах южной и юго-западной частей постройки Жупановских Востряков. Здесь они также представлены типичными для стратовулкана переслаивающимися туфами и лавами. Характер отложений меняется по мере движения от центра вулкана к его периферии: в центральной части это глыбовые агломератовые или бомбовые туфы, среди которых лавы отмечаются в виде разобщенных линзообразных тел малой мощности (1-1,5 м). По мере удаления от центра роль пирокластических отложений падает, разрезы почти нацело сложены лавами с подчиненными прослоями туфов. В самой верхней части разреза описываемых южной и юго-западной частей вулкана прослеживается хорошо выдержанный горизонт андезито-дацитовых пемзовых туфов мощностью 2-6 м.

Восточный и юго-восточный склоны вулкана перекрыты чехлом (до 20 м мощностью) андезитовых лав, останцы которых сохранились и на северных гребнях. Эти лавы обнажаются также на левом берегу р. Жупановой, где они с угловым несогласием перекрывают все нижележащие отложения.

Особо следует остановиться на прижерловой части вулкана. Она занимает площадь около 6 км² и представляет собой гидротермально измененные породы, полностью утратившие свой первоначальный облик. В привершинной части породы прорваны экструзиями, а ближе к периферии - дайками базальтового и андезитового состава. Падение пород в прижерловой части очень крутое - до 50°, к периферии вулкана оно уменьшается до 5-10°.

К третьему комплексу вулканитов Жупановских Востряков относятся породы небольших шлаковых конусов, отмеченных на северо-восточном и юго-западном склонах вулкана. Наибольшей сохранностью характеризуется конус на юго-западном склоне. Он имеет высоту около 100 м, сложен шлаками и дает несколько небольших базальтовых лавовых потоков. На северо-восточном склоне шлаковые конусы сохранились очень плохо, их положение фиксируется лишь обособленными небольшими лавовыми покровами.

Формирование вулкана завершилось внедрением в привершинной части более кислых экструзий андезитового и андезито-дацитового состава. Видимо, с ними и были связаны потоки андезитовых лав, бронирующие восточные склоны вулкана и сохранившиеся на его северных отрогах.

Образцы лав из разрезов постройки Жупановских Востряков устойчиво прямо намагничены. Этот факт, а также положение их между верхнеплиоцен-нижнечетвертичными породами основания и перекрывающими среднечетвертичными игнимбритами дает возможность

уверенно относить формирование вулкана к нижнему – среднему плейстоцену.

Вулканы, слагающие постройку Жупановских Востряков, соответствуют в среднем довольно кислому с повышенным содержанием глинозема андезито-базальту (см. табл. 25). Как отмечалось выше, в разрезе вулкана встречаются и базальты (10%), и андезиты (25%), и даже андезито-дациты. Лавы вулкана эволюционируют от базальтов в основании до кислых андезитов в средней части постройки, затем в течение длительного времени основными продуктами извержения являются андезито-базальты. На заключительных стадиях развития вулкана вновь отмечается вспышка "кислого" вулканизма – в виде андезитов и андезито-дацитов вершинной экструзии и бронирующих лавовых потоков. По-видимому, завершали вулканизм базальты шлаковых и лавовых конусов. Таким образом, как и в случае с вулканами Березовым и Дитмара, нельзя говорить о гомодромности или антидромности развития вулкана, так как в нем сочетаются (и неоднократно) признаки и того, и другого. Правильнее было бы определить это развитие как ритмичное или пульсирующее.

К кольцевому комплексу стратовулканов отнесены также шитообразные вулканы, породы которых имеют прямую намагниченность. Сохранившиеся их останцы и фрагменты располагаются на правобережье р. Половинка, на водоразделе р. Половинка и руч. Баранова, по р. Карымской и на побережье океана.

В верховьях р. Половинка один из таких шитообразных вулканов срезан кальдерообразующим сбросом (кальдеры Половинки), что дает возможность изучить строение южной части вулкана, сохранившейся на борту кальдеры. Вулкан сложен переслаиванием базальтовых и андезито-базальтовых лав с горизонтами агломератовых, гравийных и псаммитовых туфов.

Суммарная мощность отложений, составляющая 270 м, резко сокращается к востоку и западу от выс. 921 м. На востоке, в районе вулкана Дитмара отложения этого комплекса выклиниваются почти полностью. В тех же направлениях (к востоку и западу) происходит выклинивание по простиранию лавовых потоков, в туфовых пачках уменьшается размер бомб и обломков лав, туфы становятся более сортированными и стратифицированными. Так, в разрезе правого борта р. Половинки в среднем ее течении в толще отложений наблюдаются всего два потока андезито-базальтов суммарной мощностью 6–7 м.

Описанные факты позволяют полагать, что эруптивный центр находился где-то в районе выс. 921 м. Здесь, на восточных отрогах этого массива, эрозией вскрыты дайки андезито-базальтов, служившие подводящими каналами, с ними связаны хорошо сохранившиеся лавовые потоки.

В районе вулкана Дитмара, в северо-восточном каре этого вулкана, удалось наблюдать агломератовые туфы описываемого комплекса, расслоенные отдельными потоками лав, с угловым несогласием

и перерывом в осадконакоплении, перекрывающие верхнеплиоценовые базальтовые лавы с прослоями туфов.

Отложения южной периферии вулканического массива выс. 921 м, прослеживающиеся на левобережье р. Таловой, плохо обнажены. Здесь отмечены только разрозненные выходы лав и туфов.

Отложения, которые мы считаем стратиграфическими аналогами "комплекса выс. 921 м", описаны нами также на левом берегу р. Половинка ниже по течению в районе выс. 681 м. Здесь, у уреза воды прослеживается базальтовый лавовый поток (мощность 8-10 м), который ниже пререзается рекой и далее следует уже в правом борту долины, подстилая, таким образом, и комплекс отложений выс. 921 м и комплекс пород левобережья Половинки.

Описанные отложения с угловым несогласием перекрываются стекловатыми черными и бурыми андезитами, которые относятся к более молодым среднеплейстоценовым образованиям. Присутствие в разрезах левобережья р. Половинки сравнительно тонких стратифицированных туфов позволяет полагать, что здесь нами описаны фации периферии вулканического массива.

Палеомагнитные исследования двух опорных разрезов в правом борту р. Половинка в районе выс. 921 м показали устойчивую прямую намагниченность пород описываемого комплекса. Этот факт, а также непосредственное залегание отложений на верхнеплиоценовых породах позволили отнести рассматриваемый комплекс к раннему плейстоцену.

С описанными выше отложениями, вскрывающимися в долине р. Половинки, нами достаточно условно параллелизуются разобшенные лавовые покровы, отмеченные в верховьях руч. Баранова, рек Корневой, Карымской (среднее течение), на левом берегу р. Кедровой в ее низовьях.

Предшествующими исследователями (Иванов, 1970) описанные отложения объединялись в так называемый комплекс платолав. Однако, учитывая его локальное распространение, фаціальную невыдержанность, наличие отдельных сооружений центрального типа, вряд ли стоит присваивать ему такое название, которого генетически ассоциируется в основном с трещинными излияниями базальтов.

К рассматриваемому возрастному комплексу (ранне-средне-плейстоценовому) относятся также небольшие вулканы, описанные нами на правобережье р. Половинка в ее верховьях и на междуречье Половинки и руч. Баранова. Породы этих вулканов с перерывом и угловым несогласием залегают на комплексе отложений борта р. Половинки, которые являются для них основанием. Возможно, эти небольшие стратовулканы являются возрастными аналогами сходных с ними стратовулканов, которые насажены на основную постройку вулкана Дитмара.

Вулкан, расположенный на правом берегу р. Половинка в ее верхнем течении, представляет собой небольшой конус с относительной высотой 50 м, насаженный на вулканическое сооружение выс. 921 м.

Его юго-юго-западная часть хорошо сохранилась в первоначальном виде — здесь первичные склоны вулкана бронированы базальтовыми лавовыми потоками протяженностью 3–5 км. Северо-северо-восточная часть вулкана сорвана кальдерообразующим сбросом Половинки, который пересекает центральную часть вулкана. Здесь можно видеть, что конус сложен агломератовыми туфами, состоящими из округлых бомб шлака размером от 2–5 до 20 см в поперечнике; в туфах отмечаются линзовидные и быстро выклинивающиеся по простиранию пласты базальтов.

Вулкан, расположенный на междуречье Половинки и руч. Баранова, имеет большие размеры — его высота около 200 м, диаметр основания 6 км. Подножие этого вулкана закрыто осыпями и курумами, а верхняя часть конуса обнажена удовлетворительно. Вулкан сложен ярко-красными туфами, состоящими из бомб и шлака. Эруптивный центр находился, видимо, близ современного водораздельного гребня (высота с отметкой 816,0 м), так как породы имеют падения в сторону долин р. Половинка и руч. Баранова. Отложения прорваны базальтовыми дайками, которые являлись подводными каналами для излияний лавовых потоков, бронирующих восточный склон вулкана.

Породы вулкана перекрываются лавами андезито-дацитового состава, как это имело место и на вулкане Дитмара. Лавы образуют небольшие покровы (мощностью 5–8 м) на гребне и в западной части выс. 816 м, а также встречаются в виде останцов около выс. 681 м, где они залегают непосредственно на нижнечетвертичных породах борта Половинки.

Центр излияния андезито-дацитовых лав, судя по их падениям, располагался в восточной части водораздельного плато с отметкой 681 м.

Заканчивая описание вулканических образований второго ритма вулканизма, отметим четкое его деление на два этапа, которым соответствовало формирование принципиально разных комплексов. Первый этап — это образование обширного пирокластического покрова андезитов и дацитов объемом ~ 200 км³, второй — накопление базальтов и андезито-базальтов с подчиненным количеством андезитов объемом ~ 375 км³. Характер вулканической деятельности также резко и принципиально изменился при переходе от первого ко второму этапу: игнимбритовые извержения сменились формированием страговулканов, щитовых вулканов и в меньшей степени моногенных вулканических аппаратов дреального типа. Структурная позиция второго этапа вулканизма была, по-видимому, всецело предопределена образованием вулканотектонической депрессии, связанной с извержением игнимбритов. Этим, а также отсутствием перерыва между зонами, и определяется их принадлежность к одному ритму вулканизма.

**СРЕДНЕВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЙ (ТРЕТИЙ)
РИТМ ВУЛКАНИЗМА****СРЕДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЙ ПИРОКЛАСТИЧЕСКИЙ ПОКРОВ
И КАЛЬДЕРООБРАЗОВАНИЕ**

Границы площади, занятой пирокластическим покровом третьего ритма вулканизма Карымской структуры, проходят по р. Жупановой на западе, рекам Правой Жупановой и Новый Семячик на севере, по побережью Тихого Океана на востоке, рекам Кедровая, Таловая и низовьям р. Жупановой на юге. На всей территории, составляющей 1600 км², покровы туфов и игнимбритов залегают не повсеместно, облекая останцы доигнимбритового рельефа (вулканы Дитмара, Крайний, Разлзатый, Соболиный и др.). Частично они перекрыты более поздними вулканическими сооружениями вулканов Двор, пра-Карымский и лавовыми потоками вулканов Однобокий и Малый Семячик. Игнимбриды рассматриваемого этапа не встречены внутри кальдерных депрессий. Там, где границы кальдеры четко выражены на местности в виде уступа, игнимбриды слагают верхнюю часть борта кальдеры (перекрывая образования докальдерного комплекса) и прослеживаются вдоль линии кольцевого разлома. Игнимбриды частично эродированы и встречаются в виде отдельных фрагментов покровов (основание выс. 816 м, верховье руч. Баранова), которые позволяют наряду с хорошо выраженными в рельефе игнимбритовыми плато реконструировать картину распространения игнимбригов на территории центра (рис. 29). Образования комплекса слагают обширные плато с плоской, слегка наклоненной в направлении течения первичной поверхностью, расчлененной водотоками. Иногда можно наблюдать четко выраженные на местности туфоигнимбритовые потоки (район выс. 921 м), фронтальные части которых, налегая друг на друга, образуют ступенчатую поверхность (верховье р. Корневой). Таким образом, по уклону первичной поверхности пирокластических покровов и характеру распространения можно достаточно точно охарактеризовать секторы, к которым они тяготеют. Таких секторов в структуре два (Семячикский и Академический) и соответственно две кальдерные депрессии, образование которых связано с игнимбритообразующими извержениями. Границу между пирокластическими покровами двух секторов мы проводим условно по р. Каменистой на западе и верховьям р. Корневой на востоке.

Объем пирокластического материала, выброшенного на поверхность и отложившегося в виде игнимбритовых и агломератовых покровов, составляет примерно 280 км³, причем на долю Семячикского сектора приходится 190 км³, а 90 км³ - на долю Академического.

Далее приводится характеристика пирокластических толщ Семячикского и Академического секторов.

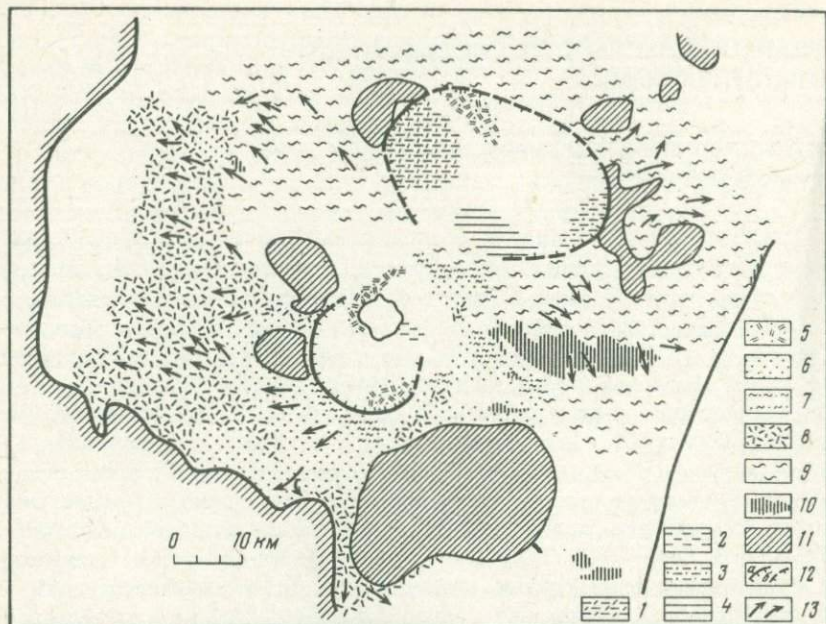


Рис. 29. Распространение фаций 3-го пирокластического покрова на территории Карымской вулкано-тектонической структуры

Озерные отложения I-III этапов осадконакопления: 1 - II-III; 2 - II; 3 - I-II; 4 - I; 5 - "дикие" туфы; Академический сектор: 6 - агломератовый туф; 7 - спекшаяся фация агломератового туфа; 8 - белесый туф; 9 - игнимбриты Семячикского сектора; 10 - границы распространения 3-го пирокластического покрова; 11 - игнимбриты 2-го пирокластического покрова; 12 - контуры кальдерных депрессий прослеженные (а) и предполагаемые (б); 13 - направления движения пирокластических потоков

Пирокластический покров Семячикского сектора. Туфоигнимбритовый покров образовался в процессе мощных и неоднократных извержений пирокластических потоков, ознаменовавших начало третьего ритма вулканизма, сменившего этап эрозии кольцевого комплекса нижнесреднеплейстоценовых вулканов.

Кальдерная депрессия Стены - Соболиного, образовавшаяся на месте центра игнимбритообразующих извержений, расположена в северной части структуры и имеет форму неправильного овала с простиранием длинной оси с северо-запада на восток - юго-восток. Размеры депрессии 20 × 14 км. Площадь 286 км². Из-за отсутствия доказательств отдельного образования кальдер Стены и Соболиного мы будем рассматривать описываемую депрессию как единое целое, т.е. как структуру, образовавшуюся в связи с игнимбритообразующими извержениями третьего ритма вулканизма.

Кольцевой разлом, ограничивающий депрессию, четко выражен в рельефе в виде обрывистого уступа в восточной, юго-восточной и северо-западной частях кальдеры, где он срезает вулканические постройки докальдерного комплекса (вулканы Соболиный, Стена, Березовый) и участки вулканического плато, перекрытые покровом игнимбритов (район руч. Углового). Северный и западный борта депрессии полностью перекрыты более молодыми вулканическими образованиями вулканов Малый Семячик, Двор и пра-Карымский и в рельефе не выражены. Южная граница кальдеры затушевана подпруживанием лавовыми потоками вулкана пра-Семячик, перекрывающими ее пирокластическими отложениями последующих этапов кальдерообразования и проводится с некоторой долей условности по притоку и долине р. Карымской на отрезке ее широтного направления.

Величина видимого смещения по кольцевому разлому составляет в районе вулкана Стена не менее 400 м.

Туфоигнимбритовый покров, тяготеющий к Семячикскому сектору, распространен в северной и восточной половине структуры, где образует обширные плато, заполняя пониженные участки и облекая доигнимбритовый рельеф. Мощность покрова колеблется от первых десятков до 200 м. Различные части разреза покрова обнажаются в виде крутых скальных уступов в долинах рек Карымской, Корневой, Новый Семячик, ручьев Мутного, Бондаренкина, Порожистого (правого крупного притока р. Корневой), по побережью Тихого океана (Жупановский береговой разрез), что позволяет представить полную картину строения покрова на территории центра и последовательность развития этапа кислого вулканизма и кальдерообразования.

Наиболее полный разрез туфоигнимбритового покрова можно наблюдать в левом борту долины р. Карымской в 1 км вниз по течению от устья руч. Углового. Здесь в составе покрова, который можно охарактеризовать как сложный (Смит, 1963), насчитываются три остывшие единицы. Ниже приводится сводное описание строения туфоигнимбритового покрова (снизу вверх), в котором разрез на р. Карымской использован в качестве опорного (рис. 30).

Непосредственно на поверхности лав нижнечетвертичного возраста залегает толща вулканогенно-осадочных отложений мощностью около 30 м, представленных чередующимися прослоями грубогравелитового и песчаного материала. В основании толщи наблюдается пачка переслаивающихся черных грубозернистых и гравелистых песков и гравелитов с коричневато-серыми туффидами, состоящими из мелких обломков шлаков и светлых пемз. Мощность пачки 7 м.

Вверх по разрезу в слоистой грубообломочной толще появляются прослой пемзовых туфов мощностью от 10 до 100 см. В некоторых из них содержатся обломки черных обсидианов. В верхней части толщи выделяется белая туфовая пачка мощностью до 20 м с прослоями черного песка. Насчитывается несколько десятков таких прослоев мощностью от 0,5 см до 0,5 м. Эти пемзовые туфы,

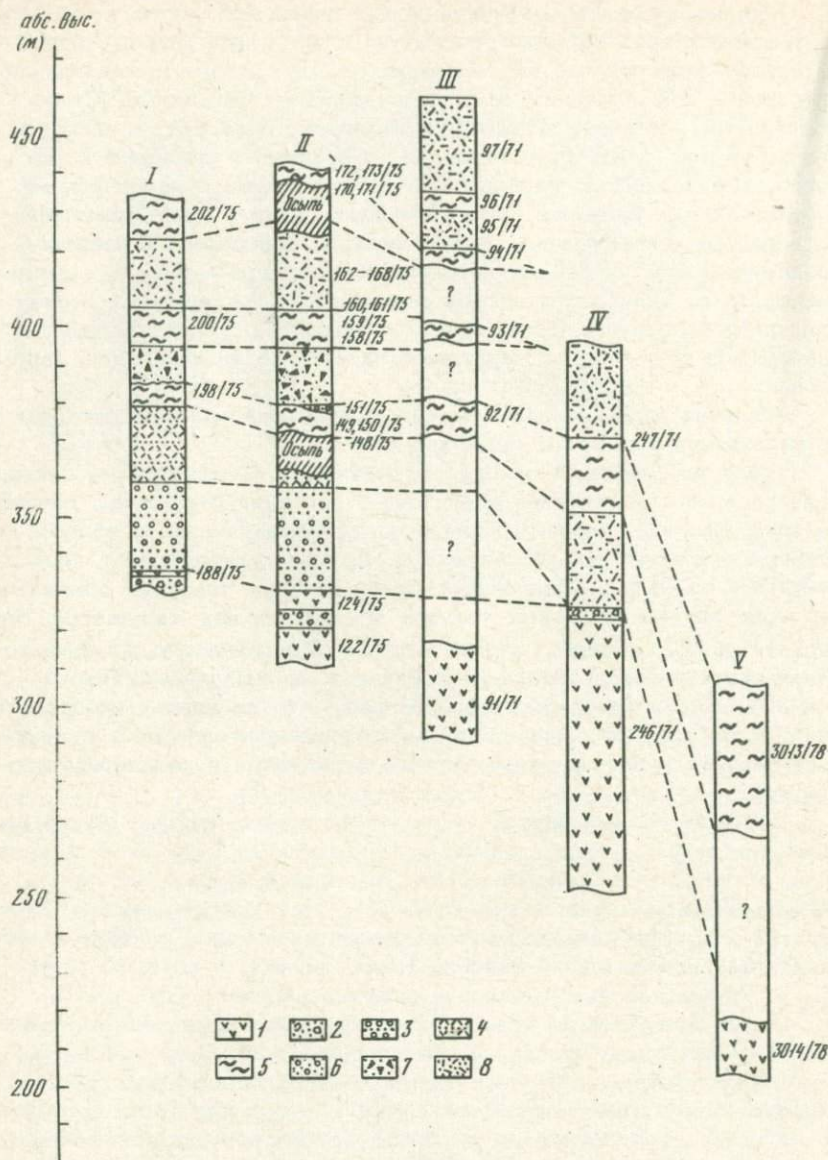


Рис. 30. Строение игнимбритового покрова Семьячического сектора
 1 - лавы "плато"; 2 - агломератовый туф; 3 - чередующиеся гравелиты, пески и туффиты; 4 - переслаивающиеся туфы и пески; 5 - игнимбриты; 6 - галечник, валунник; 7 - агломератовые неспекшиеся и слабоспекшиеся туфы основания игнимбритовой единицы; 8 - пемзовые туфы

составляя основание первой остывшей игнимбритовой единицы, постепенно переходят через неспекшиеся рыхлые черные туфы к лавоподобной части единицы, представленной как называемыми гетеролитовыми игнимбритами (Мартин, 1963), содержащими зоны различного петрографического состава. Наблюдаемые изменения в разрезе первой остывшей единицы почти полностью повторяют разрез типичных гетеролитовых игнимбритов, за исключением верхней туфогенной зоны. В нижней части разреза наблюдается стекловатая зона мощностью 3 м, сложенная черными игнимбритами, представляющими собой практически однородный порфиновый обсидиан зернистого характера из-за многочисленных перлитовых трещин. Выше по разрезу степень спекания уменьшается, игнимбриты сохраняют лавоподобный облик, но отличаются наличием флюидальной текстуры, выражающейся в чередовании тонких вытянутых полосочек черного и серого цвета. Фенокристы плагиоклаза, содержащиеся в основной массе породы, придают ей порфиновый облик. Мощность этой переходной зоны 1–1,2 м.

Следующая зона представлена крепкими, умеренно спекшимися игнимбритами серого цвета, практически без стекла. Хорошо заметны отдельные обломки в массе породы, а некоторые сплюсненные обломки пемзы приобретают стекловатый облик. Мощность зоны 2 м.

В верхней части единицы опять наблюдается зона более сильного спекания, аналогичная уже описанной второй снизу зоне. Мощность ее 2 м.

Кровля игнимбритовой единицы размыта, что не дает возможности наблюдать полный разрез игнимбритовой единицы с ее верхней частью. На неровной поверхности игнимбритов залегают грубообломочные отложения, представленные валунниками и галечниками, по-видимому, водно-ледникового происхождения.

Выше по разрезу наблюдается зональное строение второй единицы игнимбритов. Основание ее представлено 15-метровой туфовой толщей, лежащей на размытой игнимбритовой поверхности. Туфы рыхлые, серого цвета, содержат обломки черного обсидиана размером до 15×25 см. Постепенно в верхней части толщи увеличиваются степень спекания, размер и количество обломков и происходит переход к спекшейся части единицы, представленной черно-серыми игнимбритами с четко выраженной структурой фьямме и грязно-серой землистой основной массой с многочисленными угловатыми обломками эффузивов. Преобладающий размер обломков до 1 см. Вблизи контакта как в спекшейся части, так и в туфовой толще фьямме достигают больших размеров (15×50 см) и представлены черным стеклом. Вверх по разрезу их размеры и количество постепенно уменьшаются. В то же время увеличивается степень спекания, игнимбриты становятся серыми лавоподобными породами. Мощность спекшейся зоны 10 м.

Кровля второй остывшей единицы представлена розовым, умеренно спекшимся туфом. На фоне мелкозернистой основной массы выделяются отдельные сплюсненные и вытянутые линзочки пемзы,

иногда спекшейся до черного стекла (фьямме). Постепенно туф становится менее связанным и в самой кровле — это рыхлый розовый туф, завершающий разрез второй единицы. Мощность последней туфогенной зоны 4 м. Таким образом, вторую игнимбритовую единицу можно отнести к слабозональным игнимбритам, по Мартину, разрез которых включает две неспекшиеся зоны в подошве и кровле и одну спекшуюся в центре.

Поверхность второй единицы перекрывается 20-сантиметровым прослоем гравелистых песков с галькой игнимбритов плохой окатанности.

Все вышележащие отложения принадлежат разрезу третьей игнимбритовой единицы и относятся к гетеролитовым игнимбритам. Нижняя неспекшаяся зона представлена толщей пемзовых туфов мощностью около 20 м, разделенной на отдельные пачки маломощными (10–60 см) прослоями грубозернистых вулканических песков. В верхней части пемзовой толщи наблюдается пачка слабо спекшихся серых туфов, лежащая в основании спекшейся литоидной зоны и имеющая с ней четкий неровный контакт. Последняя имеет строение, аналогичное описанному для первой единицы, и разделяется на стекловатую зону и зону наибольшего спекания. Стекловатая зона представлена черно-красными и черными стекловатыми разностями игнимбритов, которые замешают друг друга с постепенным переходом или с четким горизонтальным контактом. Основная масса породы — это черное блестящее стекло с обилием вкрапленников плагиоклаза и многочисленными обломками измененных эффузивов (для черно-красной разности).

В зоне наибольшего спекания наблюдается переход от розовато-серых игнимбритов с флюидалной текстурой и тонкими фьямме черного стекла к лавоподобным игнимбритам серого, темно-серого и красновато-черного цветов. Красный оттенок породы приобретают за счет многочисленных литофиз, полости которых выполнены землистым агрегатом кирпично-красного цвета. Иногда оторочка из такого материала окружает обломки, присутствующие в массе породы.

Видимая мощность спекшейся зоны 10–12 м. Кровля III единицы не наблюдается, будучи перекрыта почвенно-растительным покровом.

Верхняя часть сложного покрова представлена еще двумя-тремя остывшими единицами, слабозональными, обнажающимися в бортах долин рек Корневой, Карымский и ручьев Порожистого и Мутного.

Игнимбриты четвертой единицы — серые и темно-серые лавоподобные породы, без четко выраженных фьямме, но с флюидалной текстурой, проявившейся в наличии вытянутых извилистых линзочек серого цвета в стекловатой основной массе, насыщенной вкрапленниками плагиоклаза. Обломочный материал представлен угловатыми обломками эффузивов размером до 2 см и составляет до 30% объема породы. Видимая мощность единицы 10–40 м.

Игнимбриты пятой остывшей единицы, залегающие выше по разрезу без видимого перерыва, это серые и светло-серые массивные

породы с тонкими извилистыми фьямме черного стекла в серой основной массе, облекающими угловатые обломки эффузивов. Ближе к фронтальной части потока наблюдается разность игнимбритов светло-серого цвета с ясно выраженными фьямме черного блестящего стекла размером до 5–8 см по длинной оси и до 1–2 см в поперечнике. Видимая мощность пятой единицы 40–45 м.

Исходя из наших наблюдений, четвертую и пятую остывшие единицы можно отнести к слабо зональным игнимбритам, представленным только лишь спекшейся частью. Нижняя и верхняя туфогенные зоны не наблюдаются, а в самой спекшейся части зональность практически отсутствует.

Обе простые описанные единицы можно рассматривать, как результат практически единовременного, но многократного извержения единичных потоков, они объединяются нами в одну сложную остывшую единицу. К этой же фазе извержения, по-видимому, следует отнести игнимбритовую единицу, обнажающуюся в верховьях руч. Мутного, которая через небольшой перерыв (Иванов, 1970) залегает на пятой остывшей единице. По своему облику игнимбриты аналогичны игнимбритам нижележащих единиц. Суммарная мощность верхней сложной остывшей единицы около 100 м.

К верхней части разреза покрова относятся, по-видимому, и игнимбриты Жупановского берегового разреза, образовавшиеся в результате игнимбритообразующих выбросов с общей направленностью на северо-восток и восток.

Протяженность берегового уступа, описание разреза которого выполнено Т.С. Краевой, составляет около 8 км на юг от Култучного озера у южной окраины пос. Жупаново (рис. 31). Здесь наблюдается несогласное залегание игнимбритовой единицы на горизонтально-слоистых вулканогенно-осадочных отложениях, представленных умеренно литифицированными пемзосодержащими тефрогенными алевролитами, песками с субпараллельной, реже косой слоистостью, гравелитами, конгломератами и галечниками озерного и аллювиально-пролювиального генезиса. Мощность накоплений от 2 до 12 м.

Покров игнимбритов прослеживается на протяжении около 4 км между култучком и пунктом побережья, расположенным в 2 км к северу от устья руч. Поворотного. В игнимбритах отчетливо выражена зональность. В подошве покрова наблюдается несpekшаяся серовато-бурая порода с макроструктурой агломератового туфа мощностью до 3 м. В южном конце разреза (т.н. 52) эта порода к середине пласта постепенно переходит в темно-серую спекшуюся разность, для которой характерны черные обсидиановые фьямме длиной до 15–20 см, мощностью до 5 см и обильные выделения плагиоклаза в основной массе. В кровле пласта вновь наблюдается зона несpekшейся породы черного цвета с обломочной макроструктурой агломератового туфа. Отдельные фрагменты в ней представлены обломками черной пемзы. В северной оконечности разреза (т.н. 59) в зоне максимального спекания также наблюдается игнимбрит

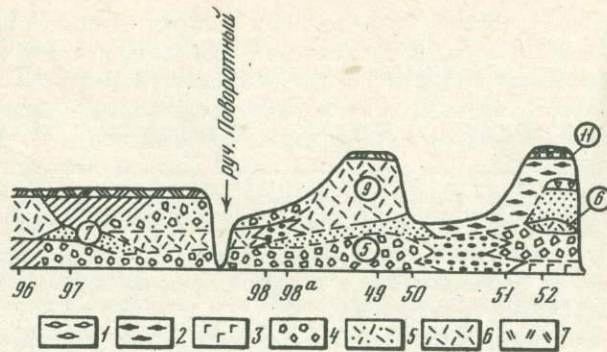


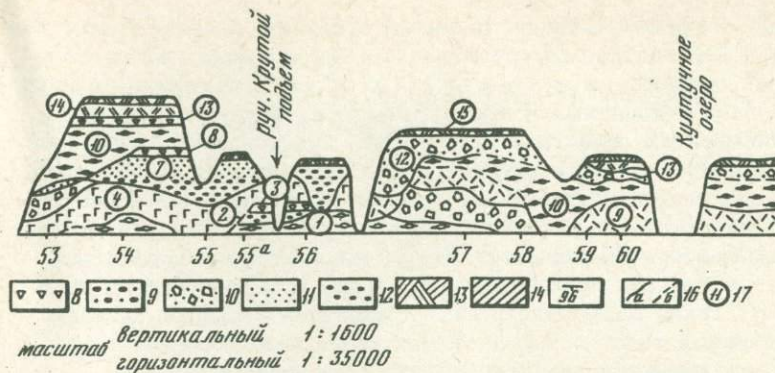
Рис. 31. Схематический разрез берегового абразионного уступа на участке между пос. Жупаново и руч. Поворотным

1 - игнимбриит горизонта 1; 2 - игнимбриит горизонта 10; 3 - базальт горизонта 4; 4 - туфобрекчии горизонта 5; 5 - пемзовый туф пирокластического потока горизонта 6; 6 - пемзовый агломератовый туф пирокластического потока горизонта 9; 7 - то же горизонта 14; 8 - пеплово-лапиллиевый туф горизонтов 3, 8, 13; 9 - лахаровые тефрогенные конгломератобрекчии; 10 - тефрогенные кон-

с текстурой фьямме. Для зоны спекания здесь характерна массивная глыбовая, а также сфероидальная отдельность. Мощность зоны спекания составляет 2-3 м. В кровле покрова наблюдается постепенный переход к менее спекшейся породе темно-бурого цвета с ярко выраженной обломочной макроструктурой. Присутствуют многочисленные ксенолиты темноцветных эффузивов размером от дресвы до щебенки. Для слабо спекшейся зоны характерна столбчатая отдельность, переходящая вверху покрова в мелкоплитчатую. Мощность этой слабо спекшейся зоны достигает 8-12 м. Общая мощность от 8 до 20 м.

Описанные остывшие единицы распространены не повсеместно. Последовательность их залегания в опорном разрезе не сохраняется на всей площади, занятой пирокластическими покровами. При прослеживании по простиранию и падению наблюдается выпадение какой-либо из единиц из разреза и появление новых. Не сохраняется также характер взаимоотношения основания пирокластического покрова с подстилающими нижнечетвертичными вулканитами.

Протяженность остывших единиц в направлении движения различна, что зависит от рельефа местности и от объема пирокластического материала. Так, первая и вторая остывшие единицы описанного разреза (см. рис. 30) обрываются на расстоянии 3-9 км от границы кальдеры, а единицы, обнажающиеся в береговом обрыве, имеют протяженность потоков около 15 км.



гломератобрекчии ледникового генезиса; 11 - вулканогенно-осадочные тефрогенные алевролиты, пески, песчаники, гравелиты, галечники, конгломераты горизонта 7; 12 - вулканогенно-осадочные тефрогенные валунные галечники и конгломераты горизонта 7; 13 - почвенно-пирокластический чехол; 14 - осыпи; 15 - точки наблюдения; 16 - границы установленные; 17 - границы предполагаемые; 18 - номера горизонтов, соответствующие послойному описанию разрезов

Мощность отдельных единиц также не везде одинакова и часто возрастает по мере удаления от центра. Это в первую очередь относится к третьей единице, мощность которой в 7 км от границы кальдеры достигает 40 м.

При прослеживании остывшей единицы по простиранию на одинаковом расстоянии от центра наблюдается сохранение ее зонального строения почти со всеми фациальными переходами. От мощности остывшей единицы зависит выдержанность основных фациальных зон по мере удаления от центра. С увеличением мощности увеличивается и протяженность зон, а также их количество и, кроме того, в пределах одной зоны наблюдается большее разнообразие фациальных разновидностей. При уменьшении мощности единицы (чаще всего на периферии потока) зоны сливаются в одну, обычно это менее спекшиеся верхняя и нижняя зоны.

Нельзя не сказать еще об одной характерной особенности игнимбриитов вообще и, в частности, игнимбриитов Семячикского сектора - о трещинах отдельности.

Большинство игнимбриитовых единиц обладает вертикальной призматической или столбчатой отдельностью в спекшейся части, причем эта отдельность начинает проявляться при мощности около 10 м и более. Расстояния между плоскостями отдельности весьма значительны: от 1 до 3-6 м. Грубая призматическая отдельность наблюдается в единичных потоках верхней сложной остывшей единицы,

в третьей остывшей единице. В первой остывшей единице можно наблюдать более плотное расположение трещин отдельности, расстояние между плоскостями которых от 10 до 40 см. Отдельные столбики в поперечном сечении имеют прямоугольную и пятиугольную формы.

В игнимбритах развиты и другие типы отдельности: тонкоплитчатая, черепитчатая и скорлуповатая, контролируемые такими факторами, как скорость охлаждения, мощность, степень спекания (Росс, Смит, 1963). В связи с этим наблюдаемое распределение типов отдельности по мощности потока указывает на наличие зональности в разрезе игнимбритовой единицы и в точности ей соответствует. Такая зависимость зон с различной степенью спекания и определенных типов отдельности наглядно демонстрируется в разрезе остывшей единицы Жупановского берегового обрыва.

Необходимо отметить некоторую закономерность в распределении остывших единиц на площади, окружающей центр извержения, т.е. кальдерную депрессию Стень-Соболиного. Закономерность эта связана, по-видимому, с определенной направленностью выбросов пирокластического материала при игнимбритообразующих извержениях. Так, первая и вторая остывшие единицы встречаются только в юго-восточном и южной секторах. Единичные потоки верхней сложной остывшей единицы слагают участки, составляющие единую линейную зону, проходящую с северо-запада на юго-восток через кальдерную депрессию. Северо-восточный сектор площади покрывает остывшая единица Жупановского берегового разреза.

Состав туфов и игнимбритов третьего пирокластического покрова Семячикского сектора варьирует в довольно широких пределах, от андезитов (60% SiO_2) до липарито-дацитов (69% SiO_2). Наиболее распространённой разностью являются дациты, содержащие 64–65% SiO_2 . Какой-либо закономерности в распределении составов по разрезу не наблюдается. Более того, даже в пределах одной единицы колебания окиси кремния достигают 2–3%, а иногда и более. И все же имеющиеся материалы позволяют говорить о тенденции увеличения кремнесодержания снизу вверх. Это обстоятельство довольно необычно для кислых пирокластических покровов, в большинстве случаев построенных с обратной зональностью: увеличением основности снизу вверх (Масуренков, 1961; Смит, 1963). Отмеченную тенденцию мы связываем с загрязненностью, ослабевающей вверх по разрезу, где состав пирокластике в наибольшей степени приближается к составу материнского расплава. Впрочем, даже эта тенденция выражена недостаточно четко: например, игнимбриты второй единицы в среднем более основные, чем первой (соответственно 64,7 и 63% SiO_2).

Кальдерообразованием и связанным с ним многоактным с заметными перерывами накоплением закальдерных пирокластических отложений процесс вулканизма не закончился. Как было показано выше, внутри образовавшейся кальдеры продолжались извержения кислой пирокластике, переслаивающей озерные осадки I этапа внутри-кальдерного осадконакопления. По-видимому, извержения пемзовых

Таблица 26

Средний химический состав пород третьего пирокластического покрова Семячикского сектора

Окислы	$\bar{x} (n = 40)$	s^2	σ	v
SiO ₂	65,73	7,69	2,77	4,22
TiO ₂	0,82	0,065	0,255	31,11
Al ₂ O ₃	15,41	0,424	0,65	4,23
Fe ₂ O ₃	2,15	0,90	0,95	44,09
FeO	2,54	0,64	0,8	32,18
MnO	0,16	0,002	0,046	29,49
MgO	1,25	0,35	0,59	47,49
CaO	3,98	0,87	0,93	23,36
Na ₂ O	4,44	0,115	0,34	7,64
K ₂ O	2,27	0,115	0,34	14,90
P ₂ O ₅	0,24	0,009	0,095	38,71

пирокластических потоков происходили из сравнительно небольших аппаратов, располагавшихся как вдоль внутрикальдерных, так и опоясывающих кальдеру разломов. К этому же периоду внутрикальдерного кислого вулканизма относится и формирование экструзий. Одна из них располагается у южных подножий вулкана Малый Семячик, где внедряется в озерные пемзовые туфы, другая обнаружена О.Б. Селянгиным на кальдерном разломе у северного подножия вулкана Малый Семячик. По составу эти игнимбриты отвечают липарито-дацитам и липаритам и очень близки породам внутрикальдерных пирокластических отложений и экструзий.

В целом состав этого комплекса характеризуется заметно более высоким содержанием окиси кремния (в среднем 67–68% SiO₂), чем более ранние закальдерные покровы пирокластики. Им свойственна также относительно высокая чистота и гомогенность материала.

Минералогический состав пирокластических пород Семячикского сектора довольно примитивен: плагиоклазы и пироксены, общее количество которых редко поднимается выше 10–12%. Об их среднем химическом составе дает представление табл. 26.

Пирокластический покров Академического сектора. Группа пород, распространенных в южной половине структуры и связанных с этапом кальдерообразования третьего ритма вулканизма,

объединяется нами в игнимбритово-агломератовый комплекс. Центры извержения пирокластического материала находились на месте ныне существующей кальдеры Половинки, расположенной к юго-западу от вулканотектонической депрессии Стены-Соболиного и отделенной от последней небольшим "перешейком" шириной около 5 км в самой узкой части. В плане кальдера имеет вид неправильной окружности, несколько вытянутой в меридиональном направлении, размером 10 × 11 км. Ее южная граница четко выделяется в рельефе в виде уступа, являющегося правым крутым бортом р. Половинки в ее верховьях.

Несколько сглаженная линия уступа прослеживается далее на запад, где граница кальдеры проходит по периферии вулканов Крайнего и Разлатого и скрывается под пирокластическим чехлом в северном направлении. Северная и восточная границы в рельефе не выражены, будучи перекрытыми более молодыми образованиями, и проводятся условно, ограничивая внутренний контур игнимбритово-агломератового покрова.

Видимая амплитуда смещения по кольцевому разлому в районе высоты 921 м наибольшая и составляет не менее 300 м.

В отличие от игнимбритового комплекса Семячикского сектора игнимбритово-агломератовая толща не составляет единого разреза, на основании которого можно было бы проследить последовательность развития этапа кислого вулканизма. Образования комплекса, представленные несколькими разновидностями, каждую из которых можно выделить как простую остывшую единицу, перекрывают отдельные радиальные участки площади, окружающей кальдеру (см. рис. 29).

Как и в Семячикском секторе, начало кальдерообразования отделено от докальдерного этапа перерывом, ознаменовавшимся эрозией нижнесреднеплейстоценовых вулканов и накоплением флювиальной осадочной толщи, которая наблюдается на водоразделе между реками Кедровой и Таловой в бровке водораздельного гребня, где она перекрывает образования докальдерного комплекса — лавы "плато" (рис. 32).

Эта осадочная толща видимой мощностью 5,5 м выделяется в основании разреза и представлена чередующимися прослоями алевролитов, песков, гравелитов и пеллов. Мощности этих прослоев невелики и составляют от 2–3 см до 1,5 м. В верхней части разреза толщи лежат гравелиты, перекрытые тонким (2–3 см) пропластком алевролита, непосредственно подстилающим вышележащие отложения агломератовой толщи. Описанные выше прослои, так же как и контакт осадочной толщи с вышележащими туфами, залегают с небольшим наклоном (аз. пад. 20–40°; \angle 5–8°).

Верхняя часть описываемого разреза представлена несколькими залегающими один на другом потоками (или единицами) агломератовых туфов и туфобрекчий. Для нижнего пласта туфов характерно наличие зональности. Так, непосредственно над контактом с осадочной толщей залегают белые рыхлые туфы, которые вверх по

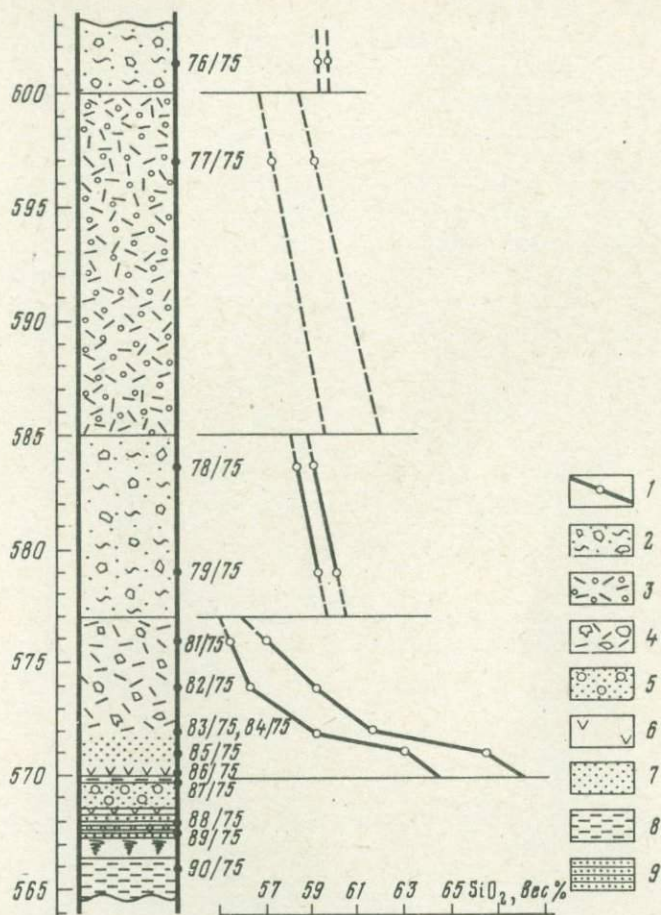


Рис. 32. Разрез агломератового комплекса 3-го пирокластического покрова (водораздел рек Кедровой-Таловой)

1 - точка, показывающая содержание кремнекислоты в пробе; 2 - агломерат; 3 - пемзовый туф; 4 - туфобрекчия; 5 - гравелит; 6 - белесый туф; 7 - розовый рыхлый туф; 8 - алевролит; 9 - песок

разрезу постепенно сменяются желтовато-розовыми и светло-охристыми в 2 м выше контакта. Выше по разрезу изменяется не только цвет породы (туфы становятся желтовато-коричневыми), но и степень спекания. Рыхлые туфы основания кверху постепенно переходят в спекшиеся туфобрекчии темно- или красно-рыжего цвета, содержащие обломки черных шлаков. Мощность пачки туфобрекчий около 7 м. Эта пачка подстилает пласт агломератов, представлен-

ный обломочным вулканическим материалом разного состава, чистоты, степени спекания и размера обломков. В составе отложений среди обломочного материала наблюдаются черные вспененные вулканические бомбы, иногда с черным стеклом, и ксенолиты гранитоидов. Мощноть агломератового пласта 8 м.

Эта единица агломератов перекрывается толщей туфогравелитов черного цвета мощностью 15 м. На ней залегает еще один покров агломератов с очень слабой степенью спекания. Обломочный материал черного цвета, в его составе наблюдаются вулканические бомбы до 1,5 м в диаметре. Видимая мощность 2,5 м.

Выше, на водораздельном пространстве обнажается пятый, самый верхний покров агломератов черного цвета, спекшихся, содержащих обломки шлаков, бомбы, ксенолиты гранитоидов. Мощноть покрова около 15 м.

Как видно из приведенного разреза, начало этапа следует связывать с выбросами кислой пирокластике, в результате которых образовался покров белесых туфов дацитового состава, фрагменты которого сохранились до настоящего времени в южной половине района. Наиболее значительный участок простирается на западе между реками Кедровой и Каменистой.

Пирокластический материал заполнял пониженные участки рельефа, вследствие чего образовались долинные потоки, которые при выходе из долины на поверхность вулканического плато распространялись широким шлейфом. Останцы этих потоков наблюдаются в долинах рек Таловой и Ольховой и небольших левых притоков р. Жупановой, в приустьевых участках названных рек. Таким образом, выброс основного объема пирокластического материала произошел в южном и западном направлениях, а выброс меньшей части — в восточном, где наблюдаются лишь незначительные фрагменты покрова (район выс. 816 м и подножие вулкана Дитмара). Повсеместно породы покрова перекрывают образования докальдерного комплекса и представлены кристаллокластическими туфами белого и голубовато-белого цвета, иногда со сплюснутыми обломками белой волокнистой пемзы. Лишь у подножия вулкана Дитмара на правом берегу р. Половинка наблюдался постепенный переход к спекшейся разности, представляющей собой массивную породу светло-серого цвета с тонкими темными линзочками стекла, выделяющимися на фоне почти белой основной массы. Видимая мощность туфового покрова 20 м.

Состав белесых туфов первой остывшей единицы Академического игнимбрито-агломератового покрова варьирует от андезито-дацитов (64% SiO_2) до липарито-дацитов (68% SiO_2) и в среднем соответствует дациту (табл. 27).

Игнимбритовые фации этой остывшей единицы, встреченные в районе выс. 816 м, а также в истоках р. Правой Кедровой, по видимому, представляют собой последние порции пирокластического материала, так как по составу они являются несколько более основными, что свидетельствует о более высоком положении в раз-

резе (рис. 32, табл. 27). Вообще приведенный разрез на водоразделе рек Таловой—Кедровой является эталонным для стратификации разрозненных, пространственно не совпадающих элементов третьего пирокластического покрова Академического сектора. В соответствии с размещением внутри разреза горизонтов туфового материала разного состава, размещаются в стратиграфической колонке и крупные порции пирокластике подобного им состава, так как в этом разрезе в сокращенном виде запечатлены все события, связанные с кальдерообразованием и отложением единиц пирокластического покрова. Он является ключом для реконструкции и, следуя его логике, мы обязаны поместить вслед за игнимбритами агломераты и так называемые дикие туфы.

Толщу агломератовых туфов можно охарактеризовать как сложную остывшую единицу, насчитывающую до трех—четырёх отдельных потоков. Так, на водоразделе между реками Таловой и Кедровой наблюдается разрез толщи агломератовых туфов, состоящий из трех потоков агломератов черного цвета, мощностью от 2 до 8 м, содержащих обломки черных шлаков, бомб и ксенолиты гранитоидов. Степень спекания различна: от рыхлого агломератового туфа до спекшегося туфа.

В основании первого и второго снизу потоков наблюдаются горизонты неспекшихся и даже рыхлых туфов более светлой окраски: от желтовато-бурой до белой.

Агломератовая толща имеет значительно меньшую площадь распространения по сравнению с первой единицей. Основной объем этих образований сосредоточен в южной части площади (истоки рек Кедровой и Таловой; небольшие останцы наблюдаются в районе выс. 681 м и у подножия вулкана Разлатого).

Южный борт кальдеры (район выс. 921 м и далее на запад до подножия вулкана Крайнего) сложен спекшейся фацией агломератовых туфов, составляющих, по-видимому, самый верхний единичный поток. Спекшаяся фация представляет собой игнимбрите черного и красновато-черного цвета, основная масса которых — черное стекло, содержащее многочисленные угловатые обломки эффузивов и ксенолиты гранитоидов. Спекшаяся зона прослеживается вдоль борта по простиранию толщи и имеет сравнительно небольшую протяженность в направлении движения потоков. Видимая мощность толщи около 100 м.

Извержение основного объема агломератовых туфов было направлено главным образом на юг. Помимо этого, можно выделить еще две фазы извержений кислой пирокластике. Одна из них, по-видимому, самая молодая, представлена в основном черными спекшимися агломератовыми туфами, постепенно переходящими в игнимбрите с четкой структурой фьямме черного стекла на фоне основной массы землистого цвета и структуры. Они слагают небольшие участки борта кальдеры в районе выс. 921 м и наблюдаются в верховье р. Корневой на игнимбритах Семячикского сектора. Видимая мощность их 10—15 м.

Таблица 27

Средний химический состав пород третьего пирокластического

Окислы	Белесые туфы			
	$\bar{x}, n = 10$	S^2	σ	v
SiO ₂	66,18	0,99	0,99	1,50
TiO ₂	0,56	0,008	0,093	16,64
Al ₂ O ₃	16,15	0,40	0,63	3,90
Fe ₂ O ₃	1,64	0,60	0,77	47,19
FeO	2,66	0,42	0,65	24,39
MnO	0,13	0,000	0,029	23,32
MgO	1,62	0,085	0,29	17,99
CaO	3,59	0,11	0,33	9,19
Na ₂ O	4,41	0,044	0,21	4,77
K ₂ O	2,10	0,09	0,30	14,28
P ₂ O ₅	0,14	0,000	0,020	14,74

Таблица 27 (окончание)

Окислы	"Дикие" туфы			
	$\bar{x}, n = 6$	S^2	σ	v
SiO ₂	63,79	9,14	3,02	4,74
TiO ₂	0,79	0,048	0,22	27,73
Al ₂ O ₃	15,52	1,34	1,16	7,49
Fe ₂ O ₃	3,01	0,79	0,89	29,51
FeO	2,53	2,09	1,44	57,14
MnO	0,17	0,002	0,046	27,20
MgO	2,02	0,29	0,54	26,88
CaO	4,27	0,79	0,89	20,80
Na ₂ O	3,67	0,66	0,81	22,15
K ₂ O	1,90	0,094	0,31	16,22
P ₂ O ₅	0,17	0,000	0,026	15,38

покрова Академического сектора

	Игнимбриты			
	$\bar{x}, n = 9$	S^2	σ	v
	65,24	2,87	1,70	2,60
	0,80	0,01	0,1	12,51
	15,68	0,25	0,50	3,22
	2,33	0,55	0,74	31,90
	2,44	0,13	0,37	14,96
	0,16	0,001	0,037	22,37
	1,50	0,48	0,69	45,00
	3,62	0,56	0,75	20,68
	4,37	0,23	0,48	11,01
	2,41	0,031	0,18	7,31
	0,21	0,005	0,064	33,17

	Агломераты				Покров в целом
	$\bar{x}, n = 23$	S^2	σ	v	
	59,69	8,85	2,98	4,99	63,73
	1,00	0,076	0,28	27,68	0,79
	16,47	1,32	1,15	6,97	15,96
	3,24	0,98	0,99	30,54	2,56
	4,35	2,45	1,57	35,98	3,00
	0,17	0,002	0,044	25,11	0,16
	2,37	0,54	0,73	30,88	1,88
	5,44	1,41	1,19	21,84	4,23
	4,17	0,18	0,43	21,84	4,16
	1,58	0,18	0,42	26,82	2,00
	0,20	0,008	0,093	46,01	0,18

К другой фазе можно отнести образование маломощного покрова игнимбригов в районе выс. 816 м и истоков руч. Баранова.

По составу агломераты относятся к андезитам (см. табл. 27). Колебания в содержании окиси кремния в общей массе весьма незначительны (~1-2%), лишь сравнительно редкие разновидности расширяют интервал до 57-63% - SiO_2 . Туфы, игнимбриды и агломераты содержат во вкрапленниках лишь плагиоклазы и пироксены. Количество их невелико (10-15%), а в агломератах снижается до 1-2%.

Следующим элементом третьего пирокластического покрова Академического сектора являются так называемые дикие туфы - весьма специфические внутрикальдерные образования. Они вскрыты в долинах ручьев, впадающих с запада в Карымское озеро, в левом борту долины р. Карымской у истока и ниже по течению в долинах ее мелких безымянных притоков. В южной части кальдеры их отложения обнажаются в каньоне р. Половинка, в ее левом борту, непосредственно под лавовыми потоками вулкана Однобокого и в долине ее левого притока на южном склоне выс. 1120 м. Описание толщи "диких" туфов приводится по материалам Т.С. Краевой.

Туфовая толща характеризуется четко выраженной грубой субпараллельной слоистостью. Входящие в ее состав агломератовые туфы имеют окраску светло-серую в сухом, желтовато-коричневую в увлажненном состоянии. Образуют линзообразные тела мощностью до 5 м, протяженность в первые десятки метров. Наиболее крупные фрагменты размером до 0,3-0,5 м в поперечнике представлены темно-серыми, реже ярко-розовыми эффузивами. Заполнитель псефопсаммитовый литокристаллокластический. В отложениях толщи иногда встречаются базальтовые бомбовые горизонты мощностью до 0,5 м. Размер бомб не превышает 0,2 м, форма изометричная, напоминающая цветную капусту. Бомбовым горизонтам сопутствуют черные базальтовые псефопсаммитовые туфы, в которых наблюдается весьма четко выраженная грубая слоистость, обусловленная незначительными различиями гранулометрического состава отдельных прослоев. В составе отложений наблюдаются также пемзосодержащие и существенно пемзовые псефопсаммитовые туфы дацитового состава с максимальным размером фрагментов 1-2 см. Цвет отложений в сухом состоянии палевый, местами розовый, в увлажненном - светло-коричневый. Обломки пемзы розовато-белесого цвета, изометричной формы. Заполнитель также существенно пемзовый, однако содержит значительную примесь обломков темноцветных эффузивов гравийной и песчаной размерности. В этих мелкообломочных туфах нередко заметна грубая, нечетко выраженная слоистость; по плоскостям напластования местами намечается плитчатая отдельность, кое-где можно видеть блоковую отдельность. Однако наблюдаются и массивные разности подобных туфов, для которых характерна система взаимопересекающихся трещин шириной до 10 см, заполненных тонкослоистым, заметно ожелезненным мелкоземом. Сло-

истость параллельна стенкам трещин и обусловлена чередованием алеврита, тонкозернистого и мелкозернистого песка; мощность слоев составляет первые миллиметры. Неоднократно наблюдались постепенные переходы неяснослоистых туфов с блоковой отдельностью в пемзосодержащие отложения (пемзовые обломки размером не выше 1–2 см от слоя к слою составляют от 10–12 до 20%) с четко выраженной субпараллельной слоистостью, обусловленной чередованием прослоев мощностью от нескольких миллиметров – 1 см до первых десятков сантиметров псефопсаммитовых и псаммитовых туфов. Среди последних наблюдаются породы различного градулометрического состава – от разнозернистых до мелкозернистых.

Нередко туфы содержат небольшие линзы мощностью не выше 1 м, протяженностью первые метры разнозернистых, реже среднезернистых туфопесчаников серовато-желтой окраски с отчетливо выраженной субпараллельной слоистостью. Структурно-текстурные свойства такого рода присущи отложениям конусов выноса мелких временных водотоков. Иногда подобные небольшие линзы среди туфов сложены более мелкообломочным материалом, накапливавшимся, по-видимому, в небольших озерах. Здесь наблюдается чередование слоев мощностью от долей сантиметра до нескольких сантиметров туфоалевролитов, тонкозернистых, мелкозернистых и гравелистых песчаников. Максимальная видимая суммарная мощность отложений 50 м.

Почти повсеместно породы "диких" туфов существенно изменены гидротермальными процессами типа низкотемпературной пропилизации и литифицированы. Минеральные новообразования – хлорит, цеолит, опал, кальцит. Толща полифациальная, содержит элементы вулканогенного (пирокластические потоки агломератов, пемз), вулканогенно-осадочного и осадочного генезиса. Туфовая толща отчетливо дислоцирована внутрикальдерными подвижками, а ее кровля эродирована. О составе толщи судить чрезвычайно трудно, так как она крайне засорена разнопородным материалом от базальтов до дацитов. Наиболее "чистые" фации вулканогенных пород приближаются к дацитам (табл. 27).

Однозначных данных о соотношении этих отложений с закальдерным пирокластическим покровом не имеется. Перекрывание их лавами вулкана Однобокого, наличие в них линз агломератовых туфов, аналогичных агломератам пирокластического покрова (см. табл. 27), и сходство магнетитов с магнетитами этих агломератов (табл. 28) – все свидетельствует о принадлежности "диких" туфов к образованиям, родственным и близким по времени формирования к агломератовой фации туфоигнимбритоагломератовой толщи Академического сектора.

Таким образом, как и пирокластический покров Семейчикского сегмента, туфоигнимбритоагломератовая Академическая толща формировалась в ходе серий извержений различного по составу пирокластического материала, следствием чего было также образование кальдеры. Состав продуктов извержения эволюционировал в направ-

Таблица 28

Сравнительные данные о химическом составе покровных третьего пирокластического покрова

Окислы	1	2	3
SiO ₂	59,64	59,08	-
TiO ₂	1,02	1,13	10,0
Al ₂ O ₃	15,73	15,66	4,6
Fe ₂ O ₃	2,15	3,10	75,9
FeO	5,62	4,86	
MnO	0,19	0,22	-
MgO	2,65	2,79	-
CaO	5,59	5,59	-
Na ₂ O	4,52	4,52	-
K ₂ O	1,44	1,42	-
H ₂ O ⁻	0,00	0,44	-
H ₂ O ⁺	0,68	0,64	-
P ₂ O ₅	0,36	0,18	-
Сумма	99,59	99,63	90,5

Примечание. 1 - покровный агломерат (аналитик Л.А.Карташева); 2 - агломерат из "диких" туфов (аналитик Т.Осетрова); магнетиты: 3 - агломератов; 4 - "диких" туфов; 5 - "благородных" туфов; 6 - белесых туфов; 7 - семячских туфоигнимбригов (аналитик Э.Я.Лангер).

агломератов, агломератовой фации "диких" туфов и магнетитов

	4	5	6	7
-	-	-	-	-
10,2	8,5	7,1	9,5	
4,5	4,4	3,2	4,5	
79,4	80,1	85,0	82,7	
-	-	-	-	
-	-	-	-	
-	-	-	-	
-	-	-	-	
-	-	-	-	
-	-	-	-	
94,1	94,0	95,3	97,7	

Таблица 29

Средний химический состав туфоигнимбригов Академического (1) и Семячского (2) секторов

Окислы	1, n = 19		2, n = 40		
	1, n = 19	2, n = 40	Окислы	1, n = 19	2, n = 40
SiO ₂	65,71	65,73	MgO	1,56	1,25
TiO ₂	0,68	0,82	CaO	3,61	3,98
Al ₂ O ₃	15,92	15,41	Na ₂ O	4,39	4,44
Fe ₂ O ₃	1,99	2,15	K ₂ O	2,26	2,27
FeO	2,55	2,54	P ₂ O ₅	0,18	0,24
MnO	0,15	0,16			

лении от дацитов к андезитам. Заключительные фазы кислого вулканизма ограничивались кальдерой и протекали одновременно с началом деятельности андезито-базальтовых стратовулканов Однобокого и Белянкина.

Соотношение пирокластических покровов Академического и Семячского сектора определяется фактом налегания белесых туфов (?) и агломератов первого на игнимбриги второго на водоразделе рек Корневой-Карымской (агломераты) и в бассейне р.Каменистой (белесые туфы). Поразительным представляется сходство средних составов игнимбригов этих двух секторов (табл. 29). Такое совпадение в содержании всех породообразующих окислов указывает как на несомненное генетическое единство игнимбриговых магм, так и на несомненное генетическое единство игнимбриговых магм, так и на субсинхронное их извержение. Отличие начинается лишь с извержения агломератов в Академическом секторе.

КОМПЛЕКС ВНУТРИКАЛЬДЕРНЫХ СТРАТОВУЛКАНОВ

Эпоха внутрикальдерных стратовулканов связана с проявлением базальтового, андезито-базальтового и андезитового вулканизма, выразившегося в образовании вулканических сооружений Однобокого, Белянкина и пра-Семчика.

Вулканы Однобокий и Белянкина расположены непосредственно внутри кальдеры Половинки, сформировавшейся в результате мощных игнимбритообразующих извержений третьего этапа кальдерообразования. Они занимают практически всю площадь кальдеры, а местами даже выходят за ее пределы (северо-восточный и восточный склоны вулкана Однобокого) (рис. 33).

Вулканические образования вулкана Однобокого залегают без видимого контакта на литифицированной туфовой толще, представленной переслаивающимися агломератовыми, псефопсаммитовыми, псаммитовыми туфами дацитового и андезитового состава, засоренными резургентным материалом. Из-за своей грубообломочной текстуры, наличия пестрого по составу и структуре постороннего материала и прослоев пород различного вулканогенно-осадочного и осадочного генезиса они получили наименование "дикие".

Таким образом, вулканическая деятельность в кальдере Половинки началась задолго до образования построек вулканов Однобокого и Белянкина. В результате этой деятельности произошло накопление мощной туфовой толщи, явившейся фундаментом, на котором формировались вулканические центры первых внутрикальдерных стратовулканов. Источником туфового материала, по-видимому, являлись небольшие эруптивные центры, возможно, кислые экструзии, образование которых сопровождалось взрывами, извержениями пирокластических потоков и многочисленными эксплозиями.

Начало этапа жизнедеятельности вулкана Однобокого характеризуется мощными излияниями андезито-базальтовых лав, сформировавших основание щитообразной вулканической постройки и заполнивших почти полностью кальдерную депрессию. В южной части кальдеры, в секторе, примыкающем к выс. 921 м, эти лавы образуют лавовое плато со столообразной поверхностью, круто обрывающееся к р. Половинка. В составе этого лавового покрова насчитывается три потока мощностью от 7-8 до 20 м, залегающих без перерывов друг на друге или же с промежутками, заполненными горизонтами грубослоистых псефитовых шлаковых туфов мощностью от 4-5 м до 10 м. Верхний поток, слагающий бровку плато, представлен андезито-базальтами серого цвета с характерными фенокристаллами плагиоклаза размером до 1-1,5 см, иногда в сростках с оливином размером до 0,3 см. Наблюдается тонкоплитчатая отдельность, поверхности трещин которой покрыты тонким налетом розового цвета, что в поперечном скеле создает рисунок прерывистой полосчатости (розовые тонкие линии на сером фоне).

Последующий этап жизни вулкана Однобокого включает в себя образование ряда вулканических аппаратов, действовавших обособленно, но тяготевших к одному общему центру и формировавших еди-

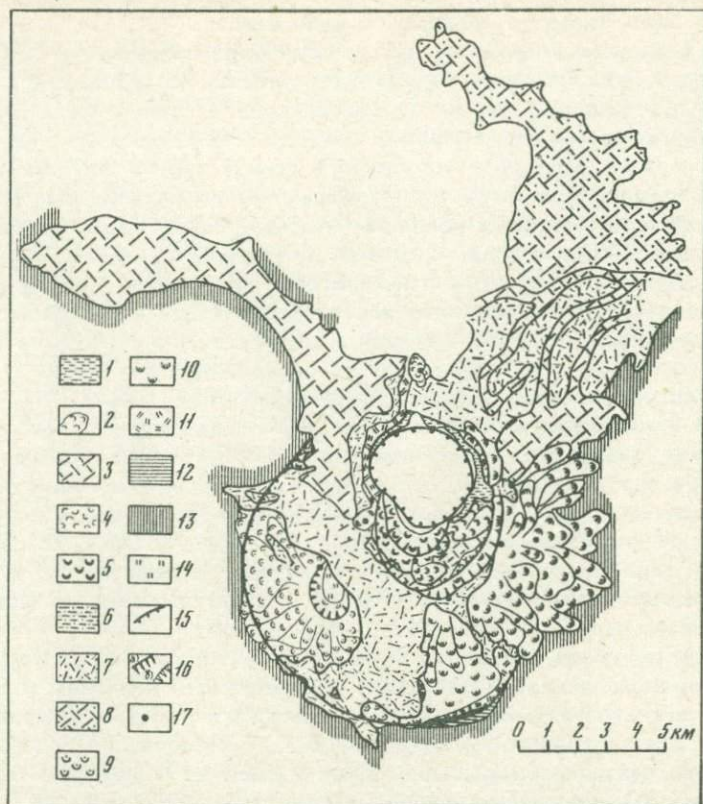


Рис. 33. Геологическая карта средневехнеплейстоценового кальдерного комплекса (кальдера Половинки)

1 - современные озерные отложения (Q_4); 2 - лавовые потоки конуса Лагерного (Q_4); 3 - пемзовые туфы 7-го пирокластического покрова (Q_4^2); 4 - туфы пирокластических потоков вулкана Академии Наук, 5-й пирокластический покров (Q_3^4); 5 - лавовые потоки и постройки вулкана Академии Наук (Q_3^3); 6 - озерные отложения II этапа осадконакопления (Q_3); 7 - пемзовые туфы 4-го пирокластического покрова (Q_3^1); 8 - пемзовые туфы IV ритма вулканизма нерасчлененные (Q_3-Q_4); 9 - лавовые потоки и постройки вулкана Белянкина (Q_2-Q_3); 10 - лавовые потоки и постройки вулкана Однобокого (Q_2-Q_3); 11 - озерные отложения I этапа осадконакопления (Q_2^2); 12 - агломератовые туфы ("дикие") 3-го пирокластического покрова (Q_2); 13 - докальдерные образования; 14 - обвальные отложения; 15 - кольцевые разломы установленные; 16 - сбросовые уступы обрамления кальдер (a), уступы эксплозивных форм на стратовулканах (b); 17 - центры извержения

ную вулканическую постройку. Основным продуктом излияний этого этапа были андезито-базальты и андезиты.

К настоящему времени вулкан Однобокий представляет собой разрушенное вулканическое сооружение с частью сохранившейся постройки дугообразной формы. Внешний пологий склон представляет первичную поверхность лавовых потоков, слабо расчлененных эрозией, и ясно выражен в восточной и южной частях сооружения. Внутренний крутой склон образован смещением по кальдерному кольцевому разлому северной половины вулкана. Здесь вскрывается прижерловая часть вулкана с неким диаметром 20–30 м. Вмещающими породами являются агломератовые шлаковые туфы кирпично-красного и бордово-красного цвета с ясно выраженной слоистостью, обусловленной чередованием прослоев различного гранулометрического состава и ориентированной по периклинали от жерла.

В основании этой туфовой толщи мощностью 100–120 м и в самой нижней части вскрытого разреза наблюдаются лавовые потоки андезито-базальтов. Над слоистыми агломератовыми туфами залегает горизонт лавобрекчий, состоящий из крупных сваренных обломков андезито-базальтов размером от нескольких до десятков сантиметров, с линзами лав мощностью до 1 м и простиранием по длинной оси в первые метры. Мощность этого горизонта 30 м и перекрывается он лавовым потоком андезито-базальтов мощностью 5 м.

Верхняя часть постройки вулкана имеет несколько своеобразное строение. На андезито-базальтах средней части залегает толща пемзовых агломератовых туфов андезитового состава желтого цвета. В рыхлом мелкообломочном пемзовом заполнителе содержатся обломки пемзы размеров до 20 см, базальтов и андезито-базальтов (до 10–15 см) и ксенолиты гранитоидов размером до 6–8 см (реже до 20–30 см). Мощность этой толщи 20–25 м. Выше залегает прослой черных шлаков андезито-базальтового состава. Шлаки сыпучие, гравийной размерности, с редкими крупными шлаковыми бомбами (до 40 см). Мощность прослоя 2 м.

С четким контактом он перекрывается горизонтом агломератов кирпично-красного цвета андезитового состава. В прижерловой части, где проводилось описание разреза, мощность агломератов минимальная, 3–4 м. При прослеживании этого горизонта по простиранию в северо-восточном направлении наблюдается увеличение его мощности до 20–30 м. Этот горизонт обнажается в бровке кальдерного уступа вулкана Однобокого до высоты с отметкой 971,1 м уже в виде мощного лавового потока с характерной брекчированной кровлей мощностью 1–5 м. Центральная часть потока представлена массивными толстоплитчатыми лавами базальтов и андезито-базальтов темно-серого цвета с фенокристаллами плагиоклаза размером до 1 см, в центре которых наблюдаются сростки мелких (доли миллиметра) кристаллов оливина.

Описываемый разрез продолжается выше 10–12-метровой пачкой черных сыпучих шлаков гравийной размерности.

Прижерловая часть постройки вулкана рассечена дайками, главным образом круто падающими или субвертикальными. Некоторые из них достоверно являются апофизами тела нека и питающими каналами для лавовых потоков средней и верхней частей постройки. Мощность даек 3–5 м.

Породы, описанные в разрезе прижерловой части, распространены повсеместно в пределах сооружения вулкана Однобокого. Они слагают бровку в северной части кальдерного уступа, а также юго-западный борт кальдеры, где расположен центр излияния потоков андезито-базальтов, фронтальные части которых обнажаются из-под чехла пирокластики у подножия вулкана Разлатого, прислоняясь к борту кальдеры Половинки.

Выполнена реконструкция первичных форм вулкана (рис. 34). Морфологические параметры его таковы: диаметр основания – 10 км, площадь – 130 км², относительное превышение – 0,5 км, объем – 23,5 км³.

Изучение строения вулкана приводит к выводу, что кульминационный этап его развития характеризуется извержениями лав и пирокластических потоков преимущественно андезитового, до андезито-дацитового, состава. Этот этап извержения сменился излияниями базальтовых лавовых потоков, бронирующих верхние части восточного и юго-восточного склонов. По-видимому, к этой же фазе относятся и деятельность отдельных центров паразитов, четко выявляющихся на восточном склоне вулкана Однобокого и давших один или два лавовых потока. Некоторые из этих центров как бы трассируют кольцевой кальдерообразующий разлом, перекрытый лавовыми потоками вулкана Однобокого. Возможно, что их расположение на дугообразной линии, являющейся продолжением линии разлома, прослеженной на местности, не случайно, а связано с приуроченностью питающих каналов к наиболее ослабленной зоне кольцевой трещины.

К комплексу первых внутрикальдерных стратовулканов относится и вулкан Белянкина, расположенный в юго-западной части кальдеры Половинки, имеющий наибольшую абсолютную отметку 1180 м. Это сооружение представляет собой небольшой стратовулкан, от которого сохранилась примерно половина постройки, имеющая дугообразную форму, открытая на север. Внутренние стенки довольно крутые. На внешних склонах, затронутых процессами эрозии, выделяются отдельные лавовые потоки с первичной поверхностью. Частично они скрыты под чехлом пирокластики, но часто (особенно в верховьях р. Половинка) фронтальные части потоков обнажены.

Внутреннее строение вулкана выявляется в разрезах внутренних крутых стенок и представлено в основном грубой пирокластикой с незначительной частью лавовых прослоев, которые наблюдаются в виде небольших линз и лавовых тел по простиранию не более 50 м и мощностью до 5 м. По химическому составу лавы нижних горизонтов постройки относятся к базальтам, средних – к андезито-базальтам. Отношение взрывной составляющей к эффузивной 10:1. Если при образовании постройки вулкана преобладал взрывной

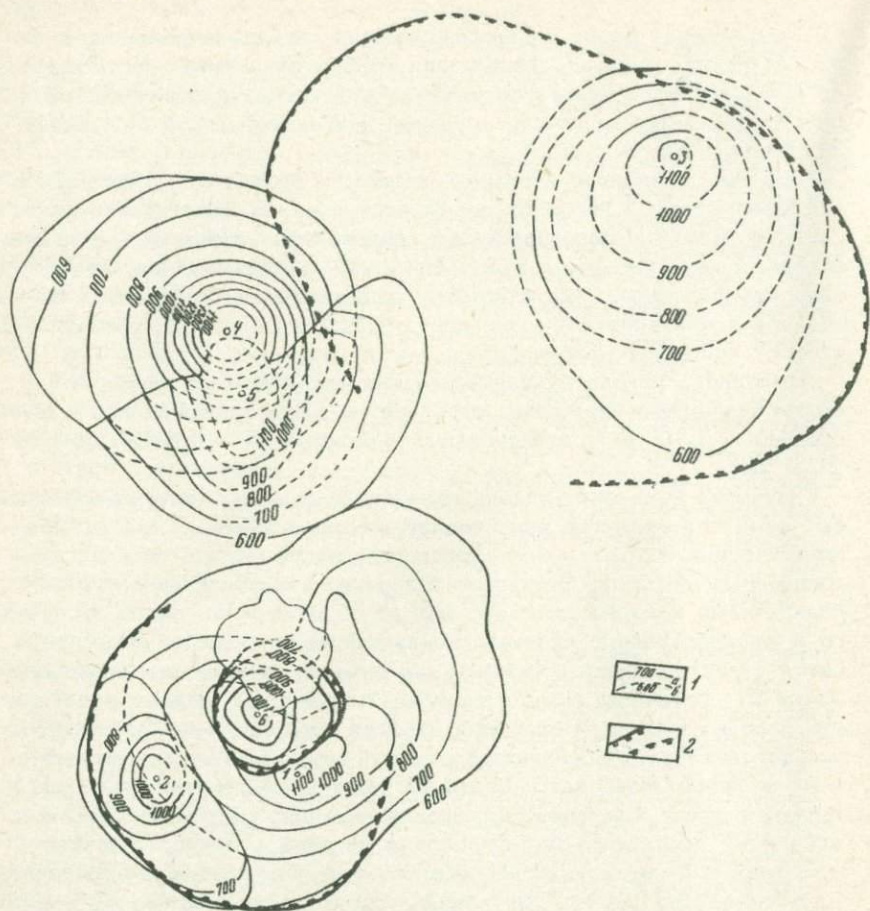


Рис. 34. Реконструкция первичных форм стратовулканов внутри-кальдерного комплекса (средний - верхний плейстоцен)

1 - изогипсы поверхности вулканической постройки современные (а) и реконструированные (б); 2 - границы кальдерных депрессий прослеженные (а) и предполагаемые (б). Вулканы: 1 - Однобокий; 2 - Белянкина; 3 - пра-Семячик; 4 - Двор; 5 - пра-Карымский; 6 - Академии Наук

фактор, то заключительный этап характеризуется преимущественно эффузивной деятельностью. Лавовые потоки бронируют склоны вулкана, начиная с привершинной части постройки, и заполняют пространство между конусом и бортом кальдеры практически до самой бровки кальдерного уступа. В юго-западной части кальдеры у подножия вулкана Крайнего наблюдается непосредственное приклонение лавового потока вулкана Белянкина к игнимбритам, слагающим каль-

дерный уступ. Диаметр основания вулкана 4 км, относительная высота 0,5 км, объем 9 км³.

Химический состав лав, бронирующих склоны вулкана, варьирует в широких пределах: от базальтов до дацитов. Серповидный гребень вершинной части постройки сложен на севере и северо-западе дацитовыми стекловатыми лавами, бронирующими соответственно северный и северо-западный склоны. В южном направлении наблюдается последовательная смена химического состава лав. В западной и юго-западной части — это андезито-базальты, в южной — оливковые базальты, юго-восточной — базальты и андезито-базальты с крупными фенокристаллами плагиоклаза размером до 1 см. Все эти лавы прослеживаются вниз по склонам вулкана в виде потоков. В западной части постройки наблюдается агломератовый поток, прослеживающийся на склоне и образующий небольшое плато с ровной поверхностью у подножья, примыкающего к постройке вулкана Крайнего.

Лавовые потоки вулкана Белянкина, бронирующие юго-восточные склоны вулкана и прислоняющиеся к кальдерному уступу в верховьях р. Половинка, залегают на лавовых потоках вулкана Однобокого, образующих в этой части кальдеры плато. Разделяет эти два лавовых комплекса пачка вулканогенно-осадочных образований, представленных субгоризонтально залегающими прослоями туфов, песков и гравелитов.

По составу слагающих вулканы пород они очень близки один к другому (табл. 30). В разрезе вулкана Белянкина кислые различия, включающие липарито-дациты (66,9% SiO₂), имеют больший удельный вес, чем в вулкане Однобоком, где кислотность вулканитов не поднимается выше 62,5% SiO₂. Эволюция состава в последнем имеет ярко выраженный циклический характер: от базальтов через андезито-базальты, андезиты и андезито-дациты к базальтам.

Вулкан пра-Семячих располагался в восточной половине кальдеры Стены-Соболиного. Положение кратера примерно соответствовало южным склонам современного вулкана кайно-Семячих. В результате последующих кальдерообразования в теле вулкана и молодых вулканогенных накоплений для исследований остались весьма незначительные по площади фрагменты средневерхнеплейстоценового вулкана. Наиболее значительные выходы его коренных пород изучены по р. Карымской выше устья руч. Углового. Это лавовые потоки, полого наклоненные в южном направлении и упирающиеся в борт кальдеры Стены-Соболиного. Абсолютная отметка их поверхности на правом берегу р. Карымской 400 м, на левом берегу до 500 м. Ширина потоков до 3 км, общая мощность более 100 м. Насчитывается не менее пяти потоков, обычно даже не разделяемых пирокластическими образованиями, а непосредственно налегающими на сравнительно ровную поверхность друг друга. Лишь в средней части разреза на поверхности третьего снизу потока обнаружен горизонт окисленных мелкоглыбовых агломератов, по составу аналогичных нижележащему пласту лав. В этом разрезе установлена последова-

Таблица 30

Средний химический состав пород вулканов Однобокого и Белян

Оксиды	Вулкан Однобокий, n = 15			
	\bar{x}	S^2	σ	v
SiO ₂	55,76	9,43	3,07	5,51
TiO ₂	1,16	0,048	0,22	18,85
Al ₂ O ₃	16,80	0,52	0,72	4,31
Fe ₂ O ₃	3,96	2,08	1,47	36,44
FeO	5,22	2,33	1,53	29,25
MnO	0,23	0,0026	0,051	22,44
MgO	3,71	1,97	1,40	37,88
CaO	7,41	1,53	1,24	16,67
Na ₂ O	3,74	0,26	0,51	13,74
K ₂ O	1,09	0,088	0,30	27,29
P ₂ O ₅	0,26	0,017	0,13	49,40

тельность изменения состава лав снизу вверх: базальты, андезиты, кислые андезиты, андезиты, основные андезиты.

Другой сравнительно крупный выход лав вулкана пра-Семячик является фрагментом северного склона и обнажается к северу от вулкана Малый Семячик. Здесь в промоине ручья, берущего начало у выс. 1106 м, вскрыты базальты, перекрываемые кислыми андезитами. Первичная поверхность лавовых потоков круто наклонена к северу и частично перекрыта агломератами кальдерообразующего извержения. Этот фрагмент вулкана пра-Семячик слагает здесь кальдерный уступ и срезается системой продольных разломов, формирующихся в теле пра-Семячика. В основании восточного уступа кальдеры, обрушившей центральную часть вулкана пра-Семячик, также обнаружены его базальты (выс. 784,1 м). Ниже по течению ручья, подмывающего этот борт кальдеры, а затем выходящего за ее пределы, на внешнем склоне кальдерного уступа и, следовательно, стратиграфически выше базальтов выходят кислые андезиты (60-70% SiO₂) и липарито-дациты (67,26% SiO₂). Вероятно, эти породы также входят в разрез средней части вулкана пра-Семячик.

Лавовые потоки андезитов обнаружены в долине р.Правой Жупановой севернее вулкана Ступенчатый Бастион. Их стратиграфическое положение (лежат на "диких" туфах и перекрываются агломератами палео-Семячика) не оставляет сомнений в принадлежности к вулкану пра-Семячик (рис. 35). Лавовые потоки по р.Карымской также

кина, вес. %

	Вулкан Белянкина, n = 9			
	\bar{x}	S^2	σ	v
	56,74	51,78	7,18	12,65
	1,12	0,106	0,33	29,00
	16,44	0,76	0,87	5,29
	4,05	5,36	2,32	57,19
	4,54	3,71	1,93	42,49
	0,19	0,003	0,058	29,67
	4,06	6,06	2,46	60,67
	6,60	6,72	2,59	39,29
	4,20	0,74	0,86	20,43
	1,11	0,27	0,52	46,92
	0,19	0,021	0,14	77,87

залегают под агломератовым покровом кальдерообразующих извержений и соприкасаются с озерными отложениями первого озерного комплекса (средний плейстоцен). Соотношения лав с озерными осадками заставляют предполагать вулканическую деятельность пра-Семячика во время озерного осадконакопления. Для второго озерного комплекса (конец среднего плейстоцена) лавовые потоки выступают как факторы подпруживания и озерообразования: южным лавовым потоком был перекрыт выход из долины р.Карымской, вследствие чего возникли озера как по долине руч.Углового, так и в верхнем течении р. Карымской. Эти данные свидетельствуют о начале деятельности вулкана пра-Семячик в конце среднего плейстоцена.

Несмотря на разрозненность и фрагментарность останцов вулкана пра-Семячик была выполнена реконструкция постройки (см. рис. 34). Площадь, занятая лавами этого вулкана, составляет 98 км², относительное превышение 0,5 км, объем 19,4 км³.

Вулканисты по содержанию кремнезема довольно разнообразны: от базальтов до липарито-дацитов (?). В среднем вулканист пра-Семячика соответствует андезиту (табл. 31). Благодаря хорошей обнаженности южных лавовых потоков представилась редкая возможность проследить эволюцию химического состава вулканистов в ходе развития вулкана. Соотношения пород в других фрагментах вулкана не противоречат этим данным. Вулкан развивался циклично от ба-

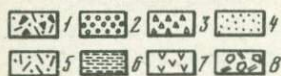
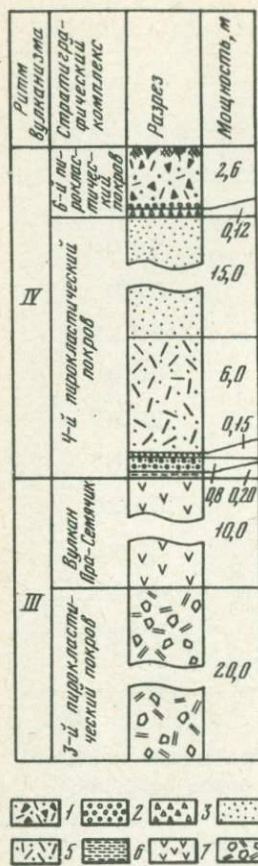


Рис. 35. Разрез вулканогенных отложений в северо-западной части кальдеры Стены-Соболиного (истоки р. Правой Жупановой)

1 - шлаковый агломератовый туф; 2 - пемзовые лапилли; 3 - лавовая дресва; 4 - пемзовый песок; 5 - пемзовый агломератовый туф; 6 - проловий; 7 - андезиты; 8 - "дикие" туфы

зальтов через кислые андезиты (возможно, липарито-дациты) к основным андезитам.

По-видимому, в это же время (конец среднего и начало верхнего плейстоцена) началась вулканическая деятельность у восточного и юго-восточного подножий вулкана пра-Семячик, в ареальной зоне. Последняя представляет собой хаотически расположенные лавовые и шлаковые конусы, маары, экструзии и моногенные вулканы со сравнительно короткими лавовыми потоками. Зона в основном сформировалась в позднейшее время, после отложения верхнеплейстоценового агломератового покрова (шестой пирокластический покров), хотя ее юго-западная часть выглядит все же значительно более древней. Состав пород зоны колеблется от базальтов до липарито-дацитов. Наметить последовательность извержения в ареальной зоне этого времени не представляется возможным.

К комплексу внутрикальдерных стратовулканов, к единому этапу послеигнибригового вулканизма третьего ритма следует условно отнести вулканы Двор и пра-Карымский. Эти вулканы не являются внутрикальдерными, их возникновение знаменует появление нового вулканически активного участка в Карымском центре - собственно Карымского сектора. Структурная позиция их неоднозначна. Вулканы располагаются несколько в стороне от основной магмопроводящей системы продольных разломов в поясе разломов поперечного заложения. Не исключено, что их появление обязано оживлению более древних кольцевых разломов, вдоль которых размещалась цепочка кольцевых стратовулканов второго ритма вулканизма. При описании вулканов Двор и пра-Карымского использованы материалы Б.В.Иванова (Иванов, 1970).

Вулканическое сооружение вулкана Двор к настоящему времени сохранилось неполностью. Направленные эксплозии разрушили южную часть постройки. Путем реконструкции удалось приблизительно оценить объем сооружения до разрушения. Мы получили цифры: объем равен 20 км³, относительная высота вулкана 1,1 км (см. рис. 34).

Таблица 31

Средний химический состав пород вулкана пра-Семячик

Окислы	$\bar{x}, n = 12$	s^2	σ	v
SiO ₂	57,43	12,39	3,52	6,13
TiO ₂	1,04	0,0076	0,087	8,37
Al ₂ O ₃	16,73	1,47	1,21	7,25
Fe ₂ O ₃	3,73	3,58	1,89	50,71
FeO	4,77	2,58	1,61	33,72
MnO	0,17	0,0009	0,029	16,92
MgO	2,89	1,88	1,37	47,49
CaO	7,42	2,49	1,58	21,29
Na ₂ O	3,85	0,44	0,66	17,25
K ₂ O	1,42	0,11	0,33	23,27
P ₂ O ₅	0,28	0,01	0,1	35,67

В настоящее время это мощное вулканическое сооружение дугообразной формы высотой 1485 м, объемом 9 км³, занимающее площадь 35 км². Внутренняя часть его в виде амфитеатра обрывается на юго-юго-восток. Внешние довольно крутые склоны вулкана изрезаны барранкосами. Примерно с высоты 900 м они становятся пологими, постепенно спускаясь к долине р. Правой Жупановой.

В юго-западной части постройки вулкана Двор выделяются два комплекса: преимущественно лавовый и преимущественно пирокластический, относящиеся к низам древней постройки. Первый представлен темно-серыми с зеленоватым оттенком андезито-базальтами с подчиненным количеством горизонтов вулканического агломерата мощностью около 5 м. Суммарная мощность лавового комплекса 60-70 м. Второй, существенно пирокластический комплекс общей мощностью до 200 м представлен переслаивающимися туфами преимущественно грубообломочного характера и в подчиненном количестве прослоями лав андезито-базальтового состава.

В восточной части вулкана Двор обнажается 150-метровая толща вулканического агломерата, перемежающегося с горизонтами андезито-базальтовых лав. Встречаются отдельные горизонты сваренных и спекшихся разностей от глыбовых до лапиллиевых агглютинов. Цвет толщи от желто-серого до вишнево-красного. Вся она разбита серией нарушений преимущественно сбросово-взбросо-

Таблица 32

Средний химический состав пород вулканов Двор и пра-Карым

Окислы	Вулкан Двор, n = 10			
	\bar{x}	s^2	σ	v
SiO ₂	53,46	3,14	1,77	3,31
TiO ₂	1,08	0,07	0,26	24,50
Al ₂ O ₃	18,10	1,50	1,22	6,76
Fe ₂ O ₃	5,94	20,82	4,56	76,78
FeO	3,73	3,69	1,92	51,53
MnO	0,14	0,0022	0,047	32,93
MgO	4,22	0,64	0,80	18,94
CaO	8,17	4,60	2,14	26,24
Na ₂ O	3,24	0,23	0,48	14,75
K ₂ O	0,77	0,034	0,185	24,01
P ₂ O ₅	0,12	0,009	0,10	81,61

вого характера с амплитудой 50–150 м на ряд блоков с общим погружением на юг.

Агломератовую толщу перекрывают пять горизонтов андезитобазальтов зеленовато-серого цвета мощностью 20 м. На лавы налегает горизонт красновато-коричневых шлаков мощностью 20 м, перекрывающийся в северной части черными пористыми лавами андезито-базальтового состава.

Внутренняя часть вулкана Двор в разрезе также разделяется на два комплекса пород: нижний – вулканический агломерат мощностью 162 м и верхний комплекс – лавовый, базальтового и андезито-базальтового состава мощностью 70 м.

Вулканический агломерат состоит из обломков и глыб лав, пемзы, бомб; среди преобладающего грубообломочного материала наблюдаются псаммитовые и алевроитовые прослои. Иногда отмечаются спекшиеся разности. Цвет толщи – от ярко-красно-коричневого до желтовато-зеленого. Состав обломков лавы отвечает базальтам и андезито-базальтам.

Породы лавового комплекса плотные, буровато-темно-серого и темно-серого цвета, иногда с мелкими вкраплениями плагиоклаза, коричневатозеленоватыми вкраплениями пироксена и авгита.

В северо-западной внутренней части вулкана Двор выходит на поверхность дайка андезитов, являющаяся дериватом субвулканичес-

ского

	Вулкан пра-Карымский, n = 17			
	\bar{x}	s^2	σ	v
	58,51	10,40	3,22	5,51
	1,04	0,045	0,21	20,25
	16,33	1,38	1,17	7,18
	3,55	2,42	1,55	43,74
	4,47	1,19	1,09	24,45
	0,17	0,0013	0,036	20,35
	2,90	1,03	1,01	35,02
	6,58	2,02	1,42	21,61
	4,02	0,50	0,70	17,53
	1,40	0,11	0,33	23,71
	0,17	0,015	0,12	73,16

кого тела шириной 300 м, высотой 150 м. Экструзивные породы представляют собой плотные розовато-серые андезиты с заметным количеством вкрапленников плагиоклаза. У подножия западных и восточных склонов располагается несколько моногенных вулканических образований: шлаковых конусов, экструзивных куполов и мааров.

Геологическая история вулкана Двор тесным образом связана с древним Карымским вулканом (пра-Карымским), лавы которого перекрывают западный и восточный борта и заполняют центральную часть дугообразной постройки Двора. Вулкан пра-Карымский представлял собой довольно сложную вулканическую постройку, занимавшую площадь примерно 30 км² и имевшую объем 12 км³. Относительная высота постройки достигала 0,6 км (рис. 34). В настоящее время сохранились западная, северная и восточная стенки кальдеры, опоясывающие современный конус Карымского вулкана и образовавшиеся в результате серии катастрофических взрывов в начале голоцена.

При детальном изучении лав вулкана пра-Карымского выяснилась некоторая пространственная изменчивость слагающих его типов пород: в северной части кальдеры преобладают андезито-базальтовые лавы, в западной – андезитовые, а в восточной – андезитовые с появлением в верхней части разреза дацитовых разностей. Во всех трех участках кальдеры в нижних горизонтах присутствуют лавы

андезито-базальтового состава. Исходя из этого можно предположить, что наиболее ранними были лавы двупироксеновых андезитобазальтов, равномерно распределявшиеся по подножиям конуса. Затем последовали излияния лав преимущественно в северном направлении. Здесь в крутой обрывистой стенке высотой 200-250 м выделяются семь основных горизонтов андезито-базальтовых лав. В стенках кальдеры отчетливо видно, что они залегают горизонтально, со слабым падением (5-10°) на север. Это темно- и светло-серые, иногда с зеленоватым оттенком породы, плотные, массивного облика, с мелкими вкрапленниками плагиоклаза и цветных минералов, с плитчатой отдельностью.

Лавы андезитового состава сформировали в основном западные и южные склоны вулкана. В верхней части западного борта кальдеры отчетливо видны три лавовых горизонта андезитов. По внешнему виду это плотные темно- или светло-серые породы с относительно редкими вкрапленниками плагиоклаза и пироксенов.

В восточной части кальдеры, в разрезе центральной части борта наблюдается пласт агломератовых туфов, состоящих из обломков лав андезито-базальтового состава, мощностью 3-4 м.

В юго-восточном борту кальдеры отмечаются светло-серые андезито-базальтовые лавы с мелкоплитчатой отдельностью в кровле. По внешнему виду это порфировая порода с большим количеством вкрапленников: плагиоклаза - до 26%, ромбического пироксена - 5-7% и моноклинного - 2-6%. Общая мощность 28 м.

Пространственная разобщенность разных типов вулканитов не дает достаточных оснований для уверенного их возрастного расчленения, поэтому общая эволюция состава продуктов извержения осталась невыясненной.

Средний состав вулканитов Карымского сектора представлен в табл. 32.

Глава 13

ВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫЙ (ЧЕТВЕРТЫЙ) РИТМ ВУЛКАНИЗМА

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ФИНАЛЬНОГО РИТМА ВУЛКАНИЗМА

В отличие от ранее рассмотренных ритмов вулканизма, где используемые в качестве естественных "границ раздела" пирокластические покровы характеризуются пространственно-временным и морфологическим единством, четвертый ритм вулканизма этим свойством не обладает. Как и предшествующие, он начинается с извержения пирокластических покровов и кальдерообразования. Как и для предшествующих ритмов, посткальдерный этап развития структурно предопределяется и ограничивается кальдерными депрессиями. Однако время и место проявления четвертого ритма вулканизма отлича-

ется для разных секторов Карымского вулканического центра. Это разделение и индивидуализация отдельных частей ранее единого центра проявились не сразу, но с начала четвертого ритма вулканизма достигли такого уровня, который обязывает рассматривать дальнейшее развитие вулканизма отдельно, по индивидуальным секторам.

Ранее всего четвертый ритм проявился катастрофическими извержениями пирокластических потоков (четвертый покров) в Академическом секторе. Время этого события оценивается по возрасту диатомовых комплексов, захороненных в озерных отложениях во вложенной кальдере Однобокого, возникшей вследствие этих извержений. Оно соответствует концу среднего – началу верхнего плейстоцена (110–80 тыс. лет?). В некотором противоречии с этим находятся данные уран-иониевого и трекового абсолютного датирования, выполненные по пемзам и обсидианам кальдерообразующего извержения (см. гл. 6). Остановившись на результатах диатомового анализа, мы отдаем себе отчет в возможности дальнейшего уточнения времени начала четвертого ритма вулканизма.

Другой путь, объясняющий вероятную причину расхождения возрастных определений, содержится в признании одновременности формирования пирокластических отложений, для которых получены столь разноречивые даты. На этот путь наталкивают в первую очередь соображения геологического характера. Их существо состоит в том, что в материнскую кальдеру четвертого потока вложена еще одна кальдера – Академии Наук, заполненная в настоящее время Карымским озером. Ее образованию предшествовало формирование внутри кальдеры Однобокого вулкана Академии Наук. Последовательность событий классическая: перемежаемость кальдерообразующих извержений с внутрикальдерными вулканами при последовательном сокращении масштаба процесса и вложение последующих форм в предыдущие. На заключительных стадиях развития процесса его масштаб и сближенность во времени достигали такого уровня, при котором оказалось невозможным разделить пирокластические отложения четвертого и пятого покровов обычными полевыми методами. Этому способствовали их сходство или идентичность по составу, одинаковая направленность взрывов, незначительный временной интервал между ними, сравнительно небольшой объем пирокластики, связанный с образованием кальдеры Академии Наук. Именно это обстоятельство является, по-видимому, основной причиной получения разных дат для пород, отобранных из пирокластического покрова. Впрочем, и этот вывод нельзя рассматривать иначе, чем более или менее обоснованное предположение. Альтернативой ему может служить признание провальной природы кальдеры Академии Наук, не связанной с извержениями из нее кислой пирокластики. Этот вариант представляется достаточно убедительным после наблюдений за подобными просадками кратерной кальдеры вулкана Плоский Толбачик, происшедшими в связи с излияниями базальтов в 28 км от кратера на Большом трещинном Толбачикском извержении в 1975 г.

В нашем случае стимулирующие просадку извержения могли происходить много ближе (8–10 км) – на вулкане пра-Карымский, деятельность которого еще могла продолжаться во время образования этой кальдеры. В связи с этим принятый нами вариант не следует воспринимать как окончательную схему развития четвертого ритма вулканизма. Однако как бы в дальнейшем она не совершенствовалась, уже сегодня мы должны учитывать непреложную истину – наличие в Академическом секторе двух этапов кальдерообразования. Это обстоятельство вносит принципиально новый мотив в предложенную нами ритмизацию вулканического процесса. В соответствии с ней мы должны были бы начать новый, пятый ритм вулканизма с кальдерообразования на вулкане Академии Наук. Это привело бы к еще большей индивидуализации Академического сектора, заключающейся в усложнении процесса, его опережающем развитии и раннем окончании. Неоднозначность идентификаций главного инструмента разделения вулканических ритмов – пирокластического покрова (пятого) – побуждает с определенной долей условности и в нарушение принципа ритмизации присоединить этап заключительного кальдерообразования в Академическом секторе к четвертому ритму вулканизма. В дальнейшем изложении из-за невозможности четкого выделения описание пятого пирокластического покрова опускается.

Формированием шестого пирокластического покрова начался четвертый ритм вулканизма в Семячикском секторе. Этому предшествовал длительный перерыв в вулканической деятельности. Покров агломератов, характеризующийся хорошими отличительными признаками, ложится на относительно выровненную поверхность кальдеры Стены-Соболиного, снивелированную как процессами денудации, так и озерно-аллювиальной аккумуляции. С извержением покровных агломератов связано образование кальдеры в постройке вулкана пра-Семячик. Возраст шестого пирокластического покрова согласно данным уран-иониевого метода оценивается в 13 тыс. лет. Эта дата не противоречит геологическим наблюдениям и, по-видимому, близка к истинному времени формирования шестого покрова.

Дальнейшие события благодаря особенностям строения вулкана Малый Семячик сравнительно легко и однозначно прослеживаются в пространстве и времени. Последовательность миграции выводящего канала получила отражение в ряду слившихся и достраивающих друг друга в юго-западном направлении конусов: палео-, мезо- и кайно-Семячика. Развернутость в пространстве практически непрерывного, но пульсирующего процесса голоценового вулканизма создала весьма благоприятные условия постановки первых в Советском Союзе детальных тефрохронологических исследований и реконструкции на их основе истории формирования современного вулкана (Брайцева, Егорова и др., 1978_{1,2}). В результате этих исследований получены единственные в своем роде данные, позволяющие с высокой точностью охарактеризовать количественную сторону вулканического процесса за 12 тыс. лет.

В Карымском секторе четвертый ритм вулканизма начался около 8 тыс. лет назад извержением пемзовых туфов и образованием кальдеры на вулкане пра-Карымский (Карымская кальдера). Отложения седьмого пирокластического покрова, к которому относятся пемзовые туфы Карымской кальдеры, распространены на склонах вулкана пра-Карымского и по долинам рек Карымской, Крестянской и других, а также в кальдерах Стены - Соболиного и Половинки. Несмотря на довольно широкое распространение, туфы из-за малой мощности и заправленности взрывов не образуют единого непрерывного покрова, а распространены изолированными участками.

Эта фрагментарность, "лоскутность" является вообще отличительным признаком пирокластических отложений четвертого ритма вулканизма. Помимо значительной растянутости во времени (между образованием четвертого и седьмого покрова прошло примерно 100 тыс. лет), начальный пирокластический этап четвертого ритма характеризуется, таким образом, и значительной пространственной разобщенностью. Вследствие этого покровы всех трех секторов центра даже в совокупности не приближаются к тем масштабам, которые свойственны покровам предшествующих ритмов. Об этом также свидетельствуют площади распространения и объемы пирокластики кальдерных этапов четвертого ритма в секторах: Академическом - 250 км² и 4 км³, Семьячском - 300 км² и 6 км³, Карымском - 200 км² и 5 км³ (площади, где мощность отложений превышает 1 м на участках не менее 1 км²). Учитывая частичное перекрытие покровов, общая площадь их распространения оценивается в 500-600 км², объем - в 13 км³.

Следующая особенность пирокластических покровов четвертого ритма вулканизма - различие их вещественного состава.

Туфы и игнимбриты Академического центра, связанные с кальдерой Однобокого, по содержанию окиси кремния варьируют от андезитов до ультракислых липаритов: от 61 до 75% SiO₂ в пересчете на безводный состав. В среднем это липарито-дациты (табл. 33). Довольно близок им по составу единственный проанализированный пемзовый туф, относящийся к кальдере Академии Наук (пятый пирокластический покров?). Данные по седьмому покрову пемзовых туфов заимствованы из работы Б.В. Иванова (1970). Особенно существенные отличия состава пирокластики наблюдаются между Академическим и Семьячским секторами. Агломераты Семьячика относятся к андезитам (см. табл. 33). Несмотря на значительную их насыщенность ксенолитами гранитоидов и присутствие включений анортит-оливинового состава, в целом они обладают довольно высокой гомогенностью: андезиты в них составляют 72% (57-62% SiO₂), андезито-дациты и дациты - 24% (62-66% SiO₂).

Включения в пирокластических отложениях четвертого ритма вулканизма придают им особое своеобразие, отличающее их от подобных образований более ранних ритмов. Насыщенность включениями местами достигает такого уровня, что порода приобретает облик

Таблица 33

Химический состав пирокластических отложений четвертого

Окислы	Четвертый покров, $n = 17$				Пятый покров, $n = 1$
	\bar{x}	S^2	σ	V	
SiO ₂	67,27	17,53	4,19	6,22	65,16
TiO ₂	0,51	0,003	0,18	35,28	0,60
Al ₂ O ₃	15,49	1,28	1,13	7,30	14,81
Fe ₂ O ₃	2,02	1,26	1,12	55,47	1,23
FeO	1,93	0,71	0,84	43,76	3,16
MnO	0,12	0,001	0,03	25,72	0,10
MgO	1,32	0,48	0,69	52,20	1,43
CaO	3,59	1,77	1,33	37,01	3,85
Na ₂ O	4,14	0,44	0,66	15,95	4,27
K ₂ O	2,46	0,28	0,53	21,68	2,40
P ₂ O ₅	0,15	0,004	0,062	40,69	0,10

интрузивной брекчии с вулканическим цементом в случае гранитоидных включений или крупногалечного конгломерата при насыщении пирокластике шаровыми анортит-оливиновыми агрегатами в базальтовом стекле.

Гранитоидные ксенолиты образуют непрерывный ряд пород от габбро до гранитов. В отличие от вулканитов в качестве темноцветных содержат амфиболы, изредка биотит. По-видимому, часть гранитоидных ксенолитов является продуктом раскристаллизации той же магмы, что образовала пирокластические породы, подобно тому, как это было описано для вулкана Авача (Масуренков, 1970). Однако, несомненно, значительная часть ксенолитов является посторонним материалом для четвертичных магм вулканического центра. Об этом свидетельствует палеотипный облик гранитоидных ксенолитов: тектоническая переработка и сильные гидротермальные изменения типа пропилизации и аргиллизации. Это указывает на сложную геологическую историю интрузивных тел, включающую глубинную кристаллизацию, тектонические преобразования и эрозию, вследствие которых интрузии попали в приповерхностные условия и претерпели средне- и низкотемпературный приповерхностный и гидротермальный

ритма вулканизма, вес. %

Шестой покров, $n = 18$				Седьмой покров, $n = 11$	Среднее взвешенное
\bar{x}	S^2	σ	V		
60,37	8,16	2,86	4,73	67,83	63,82
0,96	0,053	0,23	24,13	-	0,74
16,09	0,39	0,62	3,86	-	15,79
3,70	4,96	2,23	60,13	-	2,86
3,65	4,25	2,06	56,50	-	2,79
0,18	0,0007	0,027	14,79	-	0,15
2,47	0,79	0,89	35,94	-	1,90
5,64	1,50	1,22	21,70	-	4,62
4,33	0,25	0,5	11,41	-	4,24
1,49	0,13	0,36	24,18	-	1,98
0,22	0,0059	0,077	35,42	-	0,19

метасоматоз и некоторое погружение до уровня современного захвата и магмообразования.

Особенно сильные изменения претерпели ксенолиты Академического сектора. Отличие между разными участками вулканического центра, помимо этого, состоит также в несколько ином составе ксенолитов (табл. 34). В ксенолитах четвертого пирокластического покрова ("благородные" туфы Академического сектора) содержание окиси кремния варьирует от 53 до 74% при среднем 68,17% SiO₂. В ксенолитах Семячического шестого покрова интервал кремне-содержания несколько иной: 53-69%, а среднее равно 61,33% SiO₂. Кстати, это обстоятельство находится в хорошем соответствии с составом вмещающих туфов и агломератов (табл. 33). Подобный парагенезис включений и вулканитов и его петрогенетическое значение охарактеризованы ранее (Масуренков, 1972, 1974).

Представляют интерес и оливин-анортитовые включения. На их природу проливают свет условия их нахождения и изменения в туфах и игнимбритах четвертого покрова. Здесь прослежены непрерывные переходы от крупных (до 40 см) шаров базальтов с высокой

Таблица 34

Химический состав включений в туфах и агломератах четвертого и шестого пирокластических покровов

Окислы	Четвертый покров		Шестой покров	
	1	2	3	4
SiO ₂	68,17	44,68	61,33	44,15
TiO ₂	0,76	0,44	0,91	0,11
Al ₂ O ₃	15,31	23,53	15,94	29,39
Fe ₂ O ₃	3,03	1,83	3,92	0,88
FeO	1,17	5,61	2,66	3,45
MnO	0,15	0,15	0,16	0,07
MgO	1,22	9,82	2,59	4,93
CaO	2,74	12,09	5,67	15,19
Na ₂ O	3,89	1,17	4,14	1,03
K ₂ O	2,39	0,29	1,70	0,16
P ₂ O ₅	0,20	0,08	0,26	0,07

Примечание. 1 - гранитоиды, среднее из 20 анализов; 2 - алливалиты, среднее из 4 анализов; 3 - гранитоиды, среднее из 22 анализов; 4 - алливалиты, среднее из 5 анализов.

концентрацией оливина и анортита до оливин-анортитовых стяжений с базальтовым стеклом в интерстициях и в виде рубашек. Более того, прекрасно наблюдается картина дальнейшего распада, дезинтеграции оливин-анортитовых стяжений на отдельные минералы, абразия с их поверхности базальтового стекла и вытягивание, вовлечение его в стекловатый мезостазис игнимбритов. Последовательные серии таких включений запечатлевают детальную картину постепенного растворения крупных шаровых капель базальтового расплава в липаритовом и "вымывании" таким образом из базальтов кристаллического оливин-анортитового агрегата. Этот пример представляет собой уникальный случай взаимодействия двух полярных по составу магм и образования гибридной гетерогенной системы. В шестом покрове оливин-анортитовые включения почти целиком "отмыты" от содержащего их базальтового расплава. По существу это чистые минеральные агрегаты, почти на 90% состоящие из анортита. Вся расплавная фаза базальтов полностью смешалась с бо-

Таблица 35

Средний химический состав пород вулканов Академии Наук и Карымского, вес. %

Окислы	Вулкан Академии Наук, $n = 10$				Вулкан Карымский, $n = 43$
	\bar{x}	S^2	σ	V	
SiO ₂	62,99	11,40	3,38	5,36	60,00
TiO ₂	0,83	0,11	0,33	40,43	0,96
Al ₂ O ₃	16,08	0,76	0,87	5,44	17,04
Fe ₂ O ₃	2,74	1,60	1,27	46,27	2,44
FeO	2,84	0,39	0,62	21,88	4,12
MnO	0,16	0,004	0,063	39,90	0,16
MgO	1,87	0,25	0,50	26,95	2,45
CaO	5,00	1,55	1,24	24,87	5,94
Na ₂ O	4,46	0,19	0,44	9,88	4,22
K ₂ O	1,81	0,13	0,36	19,99	1,56
P ₂ O ₅	0,19	0,004	0,061	31,85	0,27

лее кислой средой, образовав андезиты. Процесс такого смешения и гомогенизации в случае с породами четвертого покрова еще очень далек от завершения. Именно поэтому столь неравновесны и генерогенны входящие в него отдельные составные части.

К числу специфических особенностей четвертого ритма вулканизма необходимо отнести также резкое усиление свойства, слабо проявленного на предшествующих этапах — наследование посткальдерными вулканитами состава от соответствующих пирокластических покровов. Это хорошо видно при сравнении средних химических составов пород посткальдерных вулканов с подстилающими их покровами пирокластики (табл. 33–36). Действительно, липарито-дацитовому составу "благородных" туфов соответствует андезито-дацитовый состав вулканитов Академии Наук, дацитам пемзовых туфов кальдеры Карымского вулкана — андезиты внутрикальдерного вулкана, андезитам агломератов — андезито-базальты Малого Семячика. Естественное увеличение основности посткальдерных этапов вулканизма не нарушает, однако, закономерности, предопределенной кальдерообразующим этапом, — последовательность изменения кремнеосодержания сохраняется прежней: Семячикский, Карымский, Академический секторы.

Таблица 36

Средний химический состав пород вулкана Малый Семячик, вес. %

Окислы	Палео-Семячик, n = 21				Мезо-Семя		
	\bar{x}	S^2	σ	V	\bar{x}	S^2	
SiO ₂	54,55	37,58	6,13	11,24	51,76	15,03	
TiO ₂	0,89	0,029	0,17	19,07	0,84	0,012	
Al ₂ O ₃	18,10	4,73	2,18	12,02	17,80	2,86	
Fe ₂ O ₃	3,29	4,55	2,13	64,88	2,77	1,60	
FeO	5,43	2,75	1,66	30,53	6,40	0,44	
MnO	0,16	0,0014	0,037	22,79	0,16	0,0016	
MgO	4,00	4,17	2,04	51,09	5,58	3,67	
CaO	8,78	7,24	2,69	30,65	10,02	4,85	
Na ₂ O	3,18	0,54	0,73	23,09	2,61	0,25	
K ₂ O	1,18	0,52	0,72	61,01	0,89	0,21	
P ₂ O ₅	0,20	0,0049	0,07	35,90	0,25	0,0051	

Эволюция вулканизма в пределах секторов в четвертом ритме сохраняет те же особенности, которые были установлены для предшествующих этапов. Главное здесь состоит в том, что за некоторым исключением развитие каждого вулкана не представляет собой однонаправленное движение в гомодромном или антидромном направлениях. Такой упрощенный путь скорее соответствует незавершенному или искаженному процессу, тогда как в действительности хорошо изученные вулканы обнаруживают сложную картину эволюции, изобилующую отклонениями от гомодромной или антидромной модели и повторениями.

По гомодромному пути в четвертом ритме вулканизма прошел только вулкан Академии Наук (см. ниже рис. 66). Этот путь мы склонны интерпретировать как прерванный незакономерным вторжением "внеочередного" кальдерообразования (см. выше).

Вулкан Карымский, несмотря на сравнительно малые размеры (5,5 км³) и короткий период формирования, являет собой пример полициклического развития, когда породы разной основности перемежаются в разрезе без сколько-нибудь удовлетворительного согласования с пульсацией активности. Действительно, в течение первого микроритма КМ₁ (см. раздел "Вулкан Карымский") были извергнуты сначала базальты (50,5–53,0% SiO₂), затем (дискретно) андезиты (59,6–61,1% SiO₂). Микроритм КМ₂ начался с андезитов (57% SiO₂) и, возможно, андезито-дацитов, затем произошло неко-

чик, n = 10		Кайно-Семячик, n = 10			
σ	V	\bar{x}	S^2	σ	V
3,88	7,49	55,21	3,99	1,99	3,62
0,11	13,32	1,14	0,087	0,29	26,00
1,69	9,50	16,35	0,69	0,83	5,09
1,27	45,71	3,42	2,70	1,64	48,04
0,66	10,33	6,72	2,72	1,65	24,52
0,04	15,30	0,18	0,0023	0,048	26,79
1,91	34,29	4,00	2,22	1,49	37,30
2,20	21,99	7,72	1,10	1,05	13,60
0,50	19,10	3,25	0,36	0,60	18,45
0,46	51,35	1,42	0,074	0,27	19,23
0,071	28,88	0,24	0,013	0,11	47,30

торое увеличение основности (54% SiO₂), чем, по существу, микроритм и завершился. Последний этап деятельности вулкана связан с эксплозиями и излияниями андезито-дацитов и в небольшой степени андезитов (61,4–64,6% SiO₂). Эти данные позволяют усмотреть в перемежаемости вулканитов разного состава лишь некоторую общую тенденцию гомодромного развития, так как процесс начался с базальтов, нигде далее не повторившихся, а продолжается андезито-дацитами с содержанием окиси кремния более высоким, чем на всех предшествующих этапах.

Интересный материал в этой связи дает также изучение вулкана Малый Семячик. В составе первого его конуса обнаружены две дискретные группы пород: базальты и андезито-дациты, резко отличающиеся как по содержанию окиси кремния (47–51,5 и 58,5–66,8% SiO₂), так и по количественно-минеральному составу (табл. 37). Базальты, в свою очередь, неоднородны и относятся к двум разновидностям, различающимся содержанием плагиоклазов и оливинов (табл. 37, графы 1,2). Разделить в постройке два типа базальтов не удалось – настолько они тесно сопряжены друг с другом. Однако позиция андезитов и дацитов вполне определена – они завершают формирование конуса палео-Семячика. При этом наблюдаются отчетливые признаки гибридности и смешения расплавов разного состава в пределах одного потока и на микроуровне. Это зафиксировано, в частности, наличием оливина в дацитах (табл. 37,

Таблица 37

Средний количественно-минералогический состав пород вулкана

Минералы	Палео-Семячик			
	1	2	3	4
	\bar{x} , n = 10	\bar{x} , n = 7	\bar{x} , n = 15	\bar{x} , n = 8
Основная масса	62,6	73,5	88,0	66,2
Плагиоклазы	35,2	21,4	10,0	31,1
Клинопироксены	1,7	2,1	1,2	1,5
Ортопироксены	-	-	0,4	0,2
Оливин	0,5	2,8	0,1	1,0
Магнетиты	-	0,2	0,3	-

Примечание. 1, 4, 7 - высокоглиноземистые базальты и андезитобазальты; 2, 5, 8 - базальты и андезитобазальты нормально-

графа 3) и присутствием разных петрографических типов пород в одном потоке.

Конус мезо-Семячика слагают вулканиты, аналогичные предшествующей стадии: две разновидности базальтов и андезитобазальтов (47,6-53,9% SiO₂) и андезиты (57,0-61,8% SiO₂). Гетерогенность и неравновесность вулканитов достигают в этой постройке особенно значительных размеров. Нами обнаружен и изучен лавовый поток на восточном склоне вулкана, в котором андезиты хаотически перемешаны с базальтами и содержат при этом в разной степени раскристаллизованные включения (табл. 38). В момент излияния вся эта система находилась в расплавленном состоянии, о чем свидетельствует шаровидная форма включений одного вещества в другом или постепенность переходов от одних разновидностей к другим. Этот пример очень важен для понимания природы и механизма изменения состава вулканитов при эволюции вулкана. Он показывает, что в основе вещественных колебаний может находиться не упорядоченная цикличность, строго связанная с ритмикой извержений, а сосуществование и смешение разных расплавов или расплавов и пород. Игнорирование этого обстоятельства может привести к ошибочным заключениям о действительной природе цикличности вулканического процесса и об обязательности временного разделения кислых и основных магм. Другие примеры их пространственно-временного

Малый Семячик, об. %

Мезо-Семячик		Кайно-Семячик		
5	6	7	8	9
\bar{x} , n = 10	\bar{x} , n = 4	\bar{x} , n = 5	\bar{x} , n = 18	\bar{x} , n = 5
72,0	84,3	65,1	69,8	97,9
23,0	12,0	29,1	22,6	1,4
2,5	2,0	2,9	4,3	0,5
-	0,4	2,3	2,2	0,1
2,5	1,0	0,4	0,9	-
-	0,3	0,2	0,2	0,1

го ряда; 3 - дациты и андезиты; 6 - андезиты; 9 - андезитобазальты последних (300-400 лет назад) извержений.

совмещения были показаны выше при описании туфов и игнимбритов пирокластических покровов.

Таким образом, и вулкан Малый Семячик на первых двух стадиях своего развития продемонстрировал одновременность извержения разных по содержанию окиси кремния вулканитов. Интервал кремне-содержания при этом достигал 15% SiO₂, т.е. перекрывал все возрастные вариации состава. Это побуждает относиться с крайней осторожностью к интерпретации вещественной ритмичности в ходе эволюции вулканов и особенно к попыткам ее корреляции с ритмичностью активности.

Следующая стадия, соответствующая началу формирования кайно-Семячика, обнаруживает совершенно незакономерные в целом и незначительные колебания состава вулканитов.

В разрезах почвенно-пирокластического чехла это соответствует интервалу 7400-3000 лет (см. ниже). Подавляющая масса тефры представлена андезитобазальтами (52-57% SiO₂) с единичными и случайными отклонениями к андезитам. На этом интервале, согласно данным О.А. Брайцевой, И.А. Егоровой и др. (см. ниже), можно отметить лишь два периода тефронакопления, которым свойственны были устойчивые андезитовые отклонения. Один из них соответствует границе микроритмов КС₁ и КС₂, захватывая верх одного и низ другого, другой располагается в середине микроритма КС₂ (~5000 лет). Второй случай являет еще один пример одно-

Таблица 38

Химический состав гетерогенного лавового потока, вулкана
Малый Семячик, вес. %

Окислы	1	2	3	4
	255/71	254/71	37/68 КС	37/68 ВМ
SiO ₂	44,90	53,90	50,28	59,27
TiO ₂	0,17	0,68	0,63	0,81
Al ₂ O ₃	31,48	16,69	18,02	14,77
Fe ₂ O ₃	0,71	1,59	3,11	1,73
FeO	2,47	7,04	6,74	5,89
MnO	0,02	0,07	0,16	0,15
MgO	2,71	7,95	6,47	5,09
CaO	15,89	7,43	11,32	6,18
Na ₂ O	1,20	2,79	2,30	3,20
K ₂ O	0,16	1,20	0,40	1,76
P ₂ O ₅	0,07	0,20	0,23	0,30
H ₂ O ⁻	0,04	0,02	0,07	0,08
H ₂ O ⁺	0,35	0,35	0,38	0,45
Сумма	100,17	99,91	99,73	99,68

Примечание. 1 - шаровое включение (0,2×0,3 м) оливин-анортитового состава с андезитовым стеклом в интерстициях, (60,0% SiO₂); 2 - андезито-базальт в нижней части потока с включениями типа обр. 255/71; 3 - шаровое включение (a = 0,1 м) базальтового состава в андезите (CO₂ = 0,20%); 4 - андезит в средней части потока с включениями типа обр. 37/68 КС (CO₂ = 0,15%).

временности (горизонт Ж₂, по О.А. Брайцевой и И.А. Егоровой) извержения смеси вулканитов разного состава (53,5-62,0% SiO₂). Впрочем, такие случаи очень широко представлены в разрезах почвенно-пирокластических чехлов: горизонты Ж₄, Ш₆ и другие (см. раздел "Малый Семячик").

В интервале 3000-300 лет состав тефры сначала возрастает от базальтов и андезито-базальтов (50-55% SiO₂) до андезитов и дацитов (56-67% SiO₂), затем снижается до андезито-базаль-

тов (53–57% SiO₂). Это кислотная волна захватывает окончание микроритма КС₃ и, непрерывно снижаясь, проходит через микроритмы КС₄ и КС₅. Здесь опять отлично иллюстрируется независимость вещественных колебаний от микроритмизации вулканической активности. Действительно, как следует из данных О.А. Брайцевой и др. (см. раздел "Малый Семячик"), ход интенсивности вулканической аккумуляции в это время имел некоррелируемый с веществом характер.

Если обратиться к анализу продуктов излияний, то здесь тоже не обнаруживается никакой четкой направленности. На первых стадиях развития кайно–Семячика по–прежнему сосуществуют базальты и андезито–базальты, в разной степени обогащенные плагиоклазом и оливином (см. табл. 37, графы 7, 8). Такое устойчивое и раздельное присутствие двух разновидностей основной магмы на всех стадиях развития вулкана Малый Семячик ставит вопрос о самостоятельности их существования. На заключительной стадии появляется принципиально новый для вулкана тип андезито–базальта (см. табл. 37, графа 9). Это почти афировые лавы, внешне и по количественно–минералогическому составу очень монотонные. Их потоки, изливаясь одновременно, образовали единый лавовый покров кайно–Семячика. Однако по химическому составу они существенно разнообразны: содержание окиси кремния колеблется в них от 53,10 до 58,40%, окиси натрия – от 2,70 до 5,10%, окиси калия – от 0,48 до 1,80%.

Столь подробное освещение общих особенностей вулканизма четвертого ритма и некоторых деталей распределения вещества в ходе его развития необходимо для ориентировки и объективного восприятия огромного фактического материала, излагаемого ниже. Это тем более важно, что четвертый ритм вулканизма, будучи незавершенным и обладая рядом специфических особенностей, не может и не должен быть эталоном для понимания всего хода вулканического процесса.

Возможно, этому будет способствовать осознание следующих ключевых моментов становления и развития четвертого ритма вулканизма.

1. Разновременность начала ритма в разных секторах вулканического центра, растянутого почти на 100 тыс. лет.
2. Снижение масштаба вулканизма на порядок сравнительно с предшествующими ритмами, как в период кальдерообразования, так и в посткальдерный этап.
3. Специализация секторов по вещественному составу вулканитов.
4. Наследование состава вулканитами посткальдерных этапов от соответствующих им кальдерообразующих пирокластических покровов.
5. Широкое развитие гетерогенных неравновесных систем, обусловленное неполным смешением расплавов разного состава, одновременно присутствующих в продуктах одного извержения.
6. Частое несовпадение микроритмики вулканической активности с изменением вещественного состава вулканитов.

ВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЙ (ЧЕТВЕРТЫЙ) ПИРОКЛАСТИЧЕСКИЙ ПОКРОВ
И КАЛЬДЕРООБРАЗОВАНИЕ НА ВУЛКАНЕ ОДНОБОКОМ

Как было указано выше, четвертый ритм вулканизма в Академическом секторе начался извержениями пемзовых пирокластических потоков, отложившихся в виде мощных покровов внутри кальдеры Половинки и за ее пределами на восточных и северных склонах вулкана, в долине р. Карымской (в ее верховье) и в южной части кальдеры Стены-Соболиного, примыкающей к периферии вулкана Двор. Результатом подобного проявления кислого вулканизма явилось образование кальдеры на вулкане Однобоком. Кальдера расположена в северо-восточной части кальдеры Половинки, имеет форму неправильного овала, вытянутого с севера на юг, площадь ее составляет 19 км². Крутые обрывистые борта кальдеры наиболее четко выражены в юго-восточной, восточной и северо-восточной ее частях, где кальдерообразующими движениями сорваны части вулканической постройки Однобокого. Видимая амплитуда смещения в юго-восточной части кальдеры не менее 300 м. Рассматривая положение кальдерной депрессии Однобокого относительно вмещающей ее кальдеры Половинки, можно заметить, что они образуют телескопированную систему вложенных друг в друга, уменьшающихся в диаметре кальдер.

Туфы пемзовых потоков образуют линзообразные тела мощностью от первых метров до 15-20 м, залегающие на неровной кровле "диких" туфов и поверхности лавовых потоков стратовулканов третьего ритма вулканизма. В целом агломератовые туфы пирокластических потоков образуют весьма невыдержанный по мощности и простиранию стратифицированный горизонт, в котором отчетливо различаются налегающие друг на друга отдельные порции ювенильного пемзового материала, иногда разделенные вулканогенно-пролювиальными наносами (линзами отложений лахаров и "сухих" рек мощностью от 1-2 до 6-7 м) либо продуктами эксплозивных выбросов мощностью до 2 м. Пемзовые туфы отдельных порций в целом визуально сходны между собой. Однако между ними есть некоторые различия, обусловленные колебаниями размеров фрагментов ювенильного пемзового материала, размеров пор, содержания обсидиана, отличиями в наборе ксенолитов, в характере резургентного материала (вещественного состава, процентного содержания; распределения в теле пемзового потока). Различия в окраске незначительные. Как правило, отложения пемзовых потоков светло-серые, белесоватые, иногда розоватые. Темноокрашенные разности крайне редки.

Максимальные мощности агломератовых туфов пемзовых потоков отмечены в непосредственной близости от оз. Карымского (до 40-50 м) и в южной части кальдеры Половинки. Площадь, занимаемая пемзами четвертого пирокластического покрова, составляет ~200 км², их объем 8-10 км³. Колебания в оценке объема объясняются вероятным завышением при подсчете мощностей отложений за счет

присоединения к толще четвертого покрова более молодых пемзовых туфов (5-й и 7-й покровы).

Обнажения, где наиболее полно вскрыты описываемые отложения, расположены на левом борту долины р. Карымской ниже ее истока. Здесь непосредственно на кровле "диких" туфов залегают отложения пемзового потока мощностью до 15 м. Обломки пемзы выветрелые, хрупкие, составляют около 10-15% от общей массы, средний размер их колеблется в пределах 5 см. Цвет пемзы белесовато-серый, размер пор составляет доли миллиметра, редко первые миллиметры. Содержатся ксенолиты гранитоидов, представленные угловатыми и полуугловатыми обломками размером от первых сантиметров до 0,3-0,4 м. Резургентный материал весьма обилен (до 10%), представлен обломками эффузивов (преобладающий размер 10-15 см), среди которых чаще всего встречаются темно-серые и черные с землистым изломом базальты и базальтовые шлаки, в которых наблюдаются характерные крупные порфиновые выделения оливина (до 0,5 см) и плагиоклаза (до 1,5 см). Реже встречаются обломки измененных андезитов. Ближе к основанию слоя встречаются глыбы розово-серых андезитов размером до 0,5 м в поперечнике. Заполнитель представлен дресвянистым, песчаным и алевритовым пемзовым материалом. Мощность достигает 15 м.

Поверх этого слоя залегает линза пестроокрашенного (за счет охристого, белого, красноватого, желтого, зеленоватого цвета обломков измененных эффузивов) псефосаммитового туфа мощностью 2 м. Пестрый туф перекрыт агломератовым туфом пемзового потока, весьма сходным с охарактеризованным выше: пемза такая же плотная, мелкопористая, серовато-белого цвета, преобладающий размер обломков не свыше 10 см, каменистость более высокая - до 20%. Следует отметить весьма обильное содержание обсидиана: серого, почти черного и полосчатого (чередуются полосы более и менее темного серого оттенка). Характерно присутствие обломков обсидиана размером до 0,3-0,4 м в поперечнике с отчетливо выраженной зональностью, обусловленной переходом от черных стекловатых участков к белесовато-серым, вспученным, почти пемзам. Среди фрагментов ювенильного материала нередко попадаются куски брекчированной породы, в которых различаются обломки обсидиана и плотной, слабо вспученной, белесоватой и розоватой пемзы в розовом пемзовом цементе, состоящем из частиц алевропелитовой и песчаной размерности.

Цвет заполнителя охристого и желтого тонов. Мощность около 10 м. Поверх залегают аналогичные агломератовые туфы пемзового потока, причем кое-где между ними и только что охарактеризованным слоем пемз вклиниваются неслоистые вулканогенно-пролювиальные валунные туфоконгломераты, представляющие собой отложения лахаров, либо субпараллельно-слоистые гравелистые туфопесчаники (отложения "сухих" рек). Мощность линз флювиальных образований достигает 6-7 м, протяженность вкрест простирания - не свыше первых десятков метров.

Агломератовый туф пемзовых потоков, залегающий в верхней части покрова, в целом аналогичен нижележащим пемзовым туфам. Каменистость несколько ниже, чем в подстилающем слое (порядка 10%), размер наиболее крупных фрагментов не превышает 15 см в поперечнике. В подавляющей массе обломки не превышают в размере 5 см. Общий тон окраски отложений – белесоватый, с желтым оттенком. Фрагментированный ювенильный материал представлен белесой, светло-серой и полосчатой пемзой и темно-серым массивным обсидианом.

Пемзовый туф содержит ксенолиты, среди которых наиболее часто встречаются фрагменты размером до 10 см характерной сферoidalной и эллипсоидальной формы с шелушащейся, скорлуповатой поверхностью. Порода серая, темно-серая, плотная, полнокристаллическая, интрузивного облика. Кроме того, отмечаются угловатые обломки размером чаще всего до 10 см светлоокрашенной кристаллической породы (гранодиорит?) и реже обломки игнимбритов розового цвета с черными стекловатыми фьямме.

Весьма значительно содержание резургентного материала (до 10%) в виде угловатых обломков размером до 10 см, изредка до 0,3–0,4 м. Это плотные, крепкие эффузивы, темно-серые, розовато-серые, нередко измененные. Иногда среди них встречаются шлаки, в разной степени окисленные. Резургентный материал представлен также обломками размером до 0,2 м и серо-желтых, иногда охристых псаммитовых, псефопсаммитовых туфов, слоистых туфопесчаников и туфогравелитов. Общая каменистость туфов пирокластического потока достигает 20%. Общая мощность покрова 50 м.

Как было сказано выше, туфы пемзовых потоков обладают незначительной степенью литификации практически на всей площади распространения. Однако на северо-восточном внешнем склоне кальдеры обнаружены спекшиеся фаши агломератовых пемзовых туфов. Здесь в районе выс. 820,9 м, в верховьях ручьев Медвежьего и Биотитового (правых притоков р. Карымской) и в бровке кальдерного уступа, наблюдается постепенный переход от рыхлых сыпучих пемзовых туфов через более спекшиеся разности к типичным игнимбритам. К сожалению, не удалось наблюдать этот переход в разрезе, о его наличии мы можем судить лишь по находкам коренных осей в верховьях ручьев. Тем не менее мы имеем здесь непрерывный ряд фашиальных разновидностей, на примере которого отчетливо виден процесс спекания пемзовых туфов, превращение отдельных пемзовых обломков в линзы сначала пористого матового, а затем черного блестящего стекла. Конечный результат – игнимбрик красно-черного цвета. Красный оттенок придают породе участки основной массы розового или желтовато-красного цвета, чередующиеся с черными вытянутыми полосами, линзами с ветвящимися расщепленными окончаниями, представляющими собой фьямме черного стекла, насыщенного мелкими вкраплениями плагиоклаза, что имитирует порфиновый облик породы. В составе породы наблюдаются обломки эффузивов, ксенолиты гранитоидов, о которых было сказано выше при описании неспекшей-

ся фации агломератовых туфов. Характерной особенностью описываемых игнимбритов является присутствие в их составе оливин-анортитовых включений, количество которых достигает 5% от общего объема породы. Видимая мощность игнимбритов 10-15 м.

По химическому составу породы четвертого пирокластического покрова относятся: 1) к андезитам (58-61,7% SiO_2), андезито-дацитам и дацитам (62,3-66,5% SiO_2) - "благородные" туфы; 2) к дацитам (65-68,2% SiO_2) и липаритам (73,74% SiO_2) - игнимбриты.

ВУЛКАН АКАДЕМИИ НАУК

Посткальдерный этап четвертого ритма вулканизма в Академическом секторе ознаменовался вулканической деятельностью, связанной с образованием вулкана Академии Наук, расположенного в южной части кальдеры Однобокого. К настоящему времени от вулкана сохранилась его южная половина в виде полукольца, обращенного выпуклой стороной на юг. Наибольшая абсолютная отметка находится в южной части постройки и составляет 1100 м. По данным реконструкции площадь основания вулкана равна 14 км^2 , объем сооружения 5 км^3 .

Внешний склон вулкана бронирован лавовыми потоками, часть из которых примыкает вплотную к кальдерному уступу. Обрывистый дугообразный уступ ограничивает сохранившуюся часть постройки с севера, являясь в то же время южным крутым бортом кальдеры Карымского озера, сформировавшейся в последующую эпоху кальдерообразования. В этом уступе видно внутреннее строение постройки вулкана. Весь разрез постройки снизу доверху, начиная с видимого основания постройки у уреза воды Карымского озера, представлен лавовыми потоками, чередующимися с горизонтами агломератовых туфов.

Лавовые тела имеют мощность от 3 до 15 м и протяженность по простиранию не более 300-400 м. По составу это андезиты и андезито-базальты. Лавы из верхней части постройки близки к андезито-дацитам. Количество лавовых тел в разрезе постройки не менее 8-10.

Агломератовые туфы, главным образом желтовато-бурого цвета, содержат угловатые обломки эффузивов андезитового состава в туфовом заполнителе песчаной размерности. Наблюдается грубая слоистость, выражающаяся в чередовании прослоев с различным гранулометрическим составом. Размеры обломков варьируют от 2-6 см в мелкообломочных горизонтах до 1 м (8-15 см в среднем) в грубообломочных. Мощность горизонтов агломератовых туфов от 5 до 30-35 м.

В верхней части постройки наблюдаются агломератовые туфы кирпично-красного цвета, состоящие из обломков пористых шлаков и бомб. В туфовой толще встречаются редкие небольшие линзы размером до 2 м по длинной оси и мощностью 20-40 см. В этой же час-

ти разреза выделяется 50-метровая толща грубослоистых гравийных туфов грязно-серого цвета, состоящих из обломков серых пемз и шлаков размером от 1 до 10 см, угловатых обломков эффузивов размером от 6 до 15 см и редких вулканических бомб округлой формы размером 30×40 см. Заполнителем является вулканический пепел.

Заключительная стадия в истории развития вулкана Академии Наук ознаменовалась становлением экструзивных куполов дацитового и липарито-дацитового состава, которые располагаются на дуговой трещине; по ней, возможно, произошло отделение блоков во время третьего этапа кальдерообразования. Экструзий насчитывается не менее четырех, самая крупная из них расположена в южной части постройки. Она же имеет наиболее сохранившиеся и четкие контуры. Это куполовидная экструзия правильной формы с плоской столообразной вершиной. Диаметр ее основания 500 м, к вершине он уменьшается до 200–250 м. Высота купола 150 м. Некоторые экструзии дали лавовые потоки дацитового состава, бронирующие склоны вулкана на юге и востоке.

Возможно, этап становления экструзий сопровождался извержением пемзовых пирокластических потоков, заполняющих пониженные участки между лавовыми потоками и уступом кальдеры Однобокого на южной и восточной периферии вулкана. Они частично эродированы временными и постоянными водотоками (руч. Карымский) и перекрываются почвой и пемзовыми лапилли голоценового возраста.

Впервые вулкан Академии Наук был описан В.И. Влодавцем в 1939 г., который считал его самостоятельным вулканическим сооружением. Исследователи, занимавшиеся впоследствии изучением Карымской группы вулканов пришли к выводу, что вулканы Академии Наук и Однобокий имеют единую и непрерывную геологическую историю развития (Иванов, 1970), хотя никаких доказательств в защиту этого положения не было приведено. Подобного же мнения придерживается и другой автор (Селянгин, 1974, 1977). Он приводит несколько аргументов в защиту представления о единстве сооружений вулканов Академии Наук и Однобокого (сходство состава и строения, отсутствие признаков прислонения потоков к внешнему уступу, идентичный характер рельефа склонов), которые практически не согласуются с нашими наблюдениями.

Сходство строения выражается лишь в том, что мы имеем в обоих случаях два стратовулкана с подобной, но неодинаковой направленностью в составе слагающих их пород: от основных к кислым (Академии Наук) и от основных к средним и снова к основным (Однобокий).

В западной и восточной частях кальдеры лавовые потоки вулкана Академии Наук находятся практически в соприкосновении с образованиями вулкана Однобокого (расстояние между периферией потока и уступом кальдеры не более 10 м). При этом следует также отметить отсутствие признаков тектонического смещения, которые должны были сохраниться при опускании блока с амплитудой 300 м.

Обращает на себя внимание другой факт, свидетельствующий о признаках прислонения. Лавовые потоки, стекая со склонов вулкана Академии Наук, направлены не по прямым радиальным линиям от центра извержения (как большинство потоков Однобокого), а изменяют свое направление, как бы "обходя" (обтекая) уступ кальдеры (см. рис. 33). Морфология лавовых потоков, бронирующих склоны обоих вулканов, весьма различна. Потоки вулкана Однобокого имеют большей частью узкие вытянутые формы в направлении течения с достаточно ровной поверхностью и протяженностью до 4-5 км. Потоки же Академии Наук - короткие, с бугристой поверхностью. Различия в морфологии лавовых потоков обусловлены прежде всего разным составом слагающих их пород. Для вулкана Однобокого это базальты и андезиты-базальты, для вулкана Академии Наук - дациты. Причем нигде на внешнем склоне Однобокого не наблюдается продолжение рисунка рельефа склонов вулкана Академии Наук. Как для одного, так и для другого вулкана четко видны центры излияний лавовых потоков и выделяются прижерловые части.

Таким образом, вулкан Академии наук представляет собой небольшой стратовулкан, завершивший свое развитие внедрением экструзий и извержением пирокластических потоков. Несомненно, это самостоятельное вулканическое сооружение, имеющее свою историю развития и вполне определенное место в последовательной цепи геологических событий посткальдерного этапа вулканической деятельности в Академическом секторе.

СЕМЯЧИКСКИЙ СЕКТОР

ВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЙ ПОКРОВ АГЛОМЕРАТОВЫХ ТУФОВ, СВЯЗАННЫЙ С КАЛЬДЕРООБРАЗОВАНИЕМ НА ВУЛКАНЕ ПРА-СЕМЯЧИК

Кальдерообразующие взрывы в недрах вулкана пра-Семячик произошли 15 тыс. лет назад (уран-иониевый метод). К этому времени поверхность Семячикского сектора была в значительной мере сnivelирована и по-существу представляла собой слабо всхолмленную равнину. Процессами денудации были захвачены и борта кальдеры Стены-Соболиного. В северной части кальдерные уступы были значительно сглажены, а в северо-восточном углу кальдеры совместным действием тектоники и эрозии были выработаны "денудационные дрены", взявшие на себя функцию выноса продуктов денудации за пределы кальдеры на время перекрытия долины р. Карымской потоками вулкана пра-Семячик. По-видимому, его поверхность тоже в значительной мере была эродирована, а лавовые потоки расчленены на отдельные фрагменты. Между кальдерным уступом и вулканом располагалось множество неглубоких озер.

Агломераты заняли площадь около 300 км², фактически покрыв всю поверхность кальдеры Стены-Соболиного и распространившись за ее пределы к северу и востоку. Мощность агломератов в некоторых местах достигает 100 м (правобережье руч. Углового возле

юго-восточного уступа кальдеры), обычно же составляет 10–20 м. Общий объем их оценивается нами в 6 км³.

В основании агломератового покрова повсеместно залегает горизонт мелко раздробленной вулканической породы дресвяного облика мощностью 2–3 м – продукт первых взрывов постройки вулкана пра-Семячик- и ювенильного (?) материала. Кверху он замешается светлыми пемзами и шлаками размером 1–7 см мощностью от 20–30 см до 1–2,5 м. Выше располагаются собственно агломераты, состоящие из обломков пористого пирокластического материала средней размерности 10–12 см, иногда с включениями другого материала: лав, обсидианов, гранитоидов. Местами насыщенность гранитоидами достигает 10–15–20–40%, в среднем – 2–5%. Это является хорошим маркирующим признаком описываемых агломератов.

Вблизи связанной с агломератами кальдеры степень спекания в них достигает уровня агглютинатов, а на кальдерных уступах – игнимбритов.

На северном кальдерном уступе (выс. 1106 м) описаны следующие соотношения пород (снизу вверх):

1. Горизонт очень слабо спекшихся красно-бурых пемзо-шлаков – 2 м (63,5% SiO₂).
2. Пласт красного обсидиана – 1 м (60,8% SiO₂).
3. Пласт черного обсидиана – 1–2 м (61,9% SiO₂).
4. Сиренево-серые полосчатые лавоподобные игнимбриты – 15 м (59,1% SiO₂).
5. Рыхлые агломераты – 12 м.

Подобный же разрез описан в западном борту кальдеры (выс. 784,1 м), где общая мощность агломератов-игнимбритов достигает (35–40 м).

Игнимбриты в составе агломератовой толщи встречены также у юго-западного подножия вулкана Малый Семячик в 2 км южнее конуса 800,3 м.

Агломераты характеризуются довольно устойчивым составом – это андезиты с 57–62% SiO₂, лишь редкие разновидности относятся к андезито-базальтам (55% SiO₂) и андезито-дацитам – дацитам (62–66,6% SiO₂): По количественно-минералогическому составу эти почти афировые породы также довольно однообразны: основная масса – 97,4%, плагиоклазы – 2,3%, клинопироксены – 0,3% (среднее из 10). Встречаются в агломератах оливин-анортитовые и оливин-анортит-пироксеновые включения с базальтовым стеклом и отдельные фрагменты таких включений: оливины, анортиты.

Кальдера, связанная с извержениями агломератов, располагается на месте центральной части вулкана пра-Семячик. Почти вся постройка вулкана обрушилась и была перекрыта агломератами. Кальдерные уступы сохранились лишь на северо-западе (выс. 1106 м) и западе (выс. 784,1 м). Последующая аккумуляция внутрикальдерного вулкана Малый Семячик сnivelировала и полностью скрыла борта кальдеры в остальных местах, поэтому ее контуры и размеры приведены приблизительно (7×6 км и 35 км²).

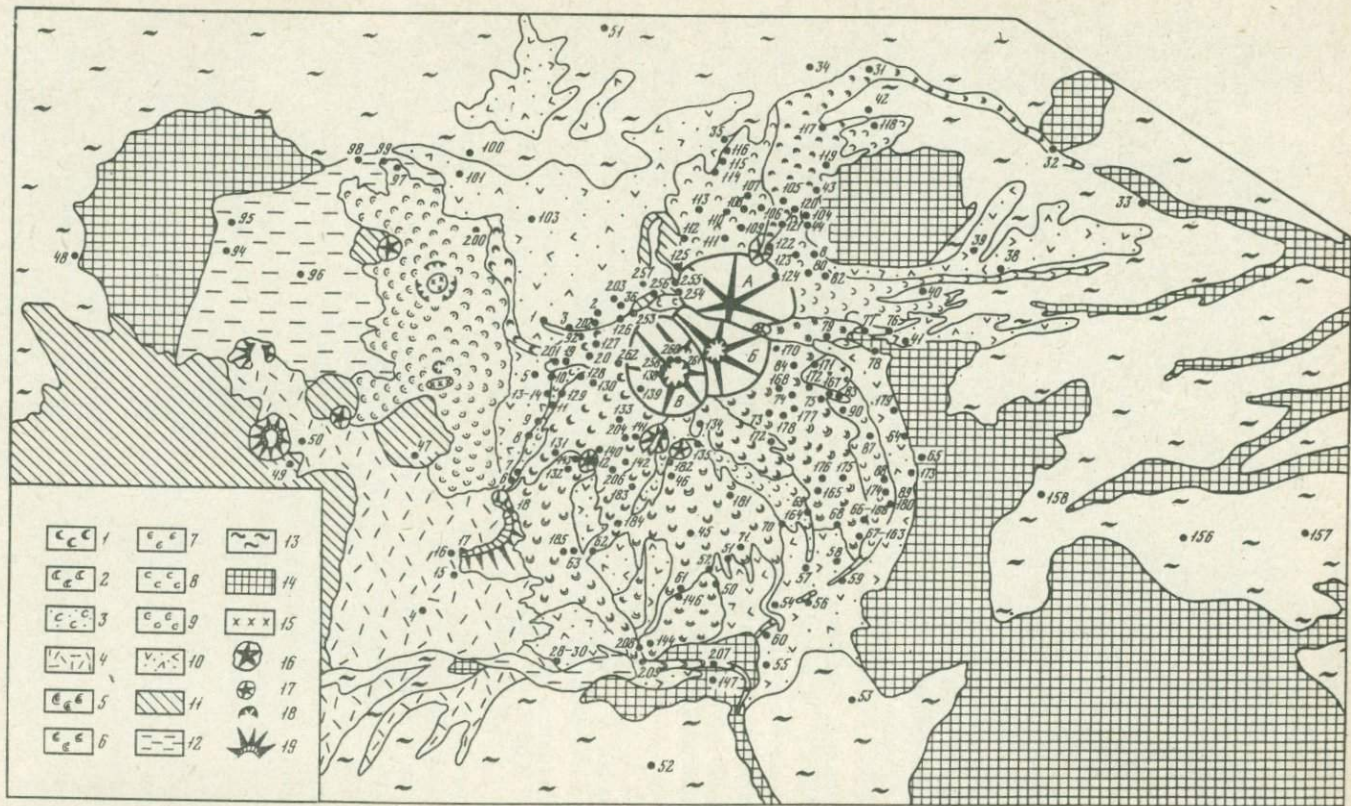
ВУЛКАН МАЛЫЙ СЕМЯЧИК

Малый Семячик представляет собой постройку типа вулканического хребта, расположенную в кальдере вдоль зоны разрывов северо-восточного простирания. Максимальная абсолютная высота массива равна 1560,6 м, большая же часть его вершины с хорошо выраженными кратерами близка к уровню 1400 м. Относительная высота вулкана составляет 800–1000 м. В массиве четко выделяются три конуса: наиболее древний, северо-восточный – палео-Семячик, средний, увенчанный полузасыпанным кратером, – мезо-Семячик и самый молодой, ныне активный юго-западный конус с несколькими кратерами на вершине – кайно-Семячик. Формирование этих трех конусов отражает миграцию питающего канала вулкана, последовательно смешавшегося с северо-востока на юго-запад, к центру кальдеры; каждый следующий конус формировался на склоне предыдущего, достраивая хребет в юго-западном направлении.

Реконструкция истории формирования вулкана производилась на основании комплекса геологических и тефрохронологических исследований. Тефрохронологические исследования (Брайцева и др., 1978_{1,2}) производились по общепринятой методике (см. ч.1, гл. 7) и включали детальное изучение пирокластических чехлов подножия вулкана, где разрезы брались через каждые 1–1,5 км (рис. 36). Было получено более 40 полных разрезов тефры. Наиболее представительные из них вынесены на кольцевой профиль (рис. 37). На нем наглядно видны изменения пирокластического чехла примерно на одинаковом удалении от вулкана (в поясе 3–8 км) при перемещении от одного сектора подножия к другому: разрезы несколько отличаются по внутреннему строению пачек пирокластики, но сохраняют в то же время главные черты и хорошо коррелируются между собой от сектора к сектору по маркирующим горизонтам пеплов и погребенных почв. На основании серии таких первичных разрезов был составлен сводный разрез пирокластического чехла, в который вынесены все главные горизонты тефры и погребенных почв (рис. 38). Проведенное с помощью тефростратиграфических методов возрастное расчленение лавовых потоков позволило определить их положение в общей истории вулканической активности и получить таким образом единый разрез лаво-пирокластических отложений подножия вулканического массива (рис. 39). Этот разрез и явился основой для реконструкции истории его формирования.

При написании настоящего раздела нами также были использованы материалы и выводы детальных геологических исследований, проведенных О.Б.Селянгиным, которые были опубликованы им в серии статей (Селянгин, 1974, 1977; Брайцева и др., 1978_{1,2}; Селянгин и др., 1979).

Палео-Семячик. Наиболее древний конус заложился на шве кальдеры у ее северного борта. В процессе роста конус скомпенсировал часть депрессии и его лавовые поля на севере и востоке распространились далеко за границы кальдеры; в пределах западного



и южного подножий выполняющие кальдеру лавы палео-Семячика позднее были перекрыты молодыми вулканитами (рис. 40). По данным О.Б. Селянгина, сам конус представляет собой типичный базальтовый стратовулкан, сложенный чередующимися пластами тефроидов и потоками лав. Коэффициент эксплозивности для постройки составляет 60–70%. Лавовые поля подножия конуса также сложены базальтами, которые представлены двумя разновидностями: пироксен-оливин-плагиоклазовой и оливин-плагиоклазовой. Более кислый состав имеют лишь лавы последних, завершающих извержений палео-Семячика. К ним относятся потоки андезито-дацитов и дацитов, излившихся на южный и западный склоны и мощный (от 2–3 м до 25 м) пласт андезитового агглютината, заполнивший вершинный кратер I (рис. 41). Образование взрывного кратера на склоне вулкана (кратер II) О.Б. Селянгин связывает либо с разрушением южной части вершины палео-Семячика на заключительном этапе его активности, либо с началом деятельности мезо-Семячика.

На восточном и северо-восточном склонах постройки расположено несколько побочных прорывов. Наиболее крупный шлаковый конус, названный нами Северным, находится на высоте около 900 м. Поток этого прорыва, протянувшийся на 14 км от конуса, — один из крупнейших на вулкане. Лава его представлена оливиновыми андезитами.

Рис. 36. Схема местоположения основных разрезов тефры (геологическая основа по О.Б. Селянгину, Ю.П. Масуренкову) с изменениями

1–8 — вулканиты Малого Семячика. Комплекс Кайно-Семячика — поздний-средний голоцен: 1 — лавовые потоки Кайно-Семячика; 2 — лавы шлаковых конусов; 3 — отложения пирокластического потока. Комплекс отложений, связанных с образованием кальдеры Карымского вулкана — средний голоцен; 4 — пемзовые туфы пирокластических потоков; 5–6 — комплекс Мезо-Семячика — ранний-древний голоцен: 5 — поток побочного прорыва; 6 — лавовые потоки Мезо-Семячика; 7–8 — комплекс Палео-Семячика — древний голоцен-поздний плейстоцен: 7 — поток побочного прорыва; 8 — лавовые потоки Палео-Семячика; 9 — комплекс лавовых потоков многовыходного вулканизма — поздний плейстоцен — голоцен; 10 — агломеративные туфы кальдеры Малого Семячика — поздний плейстоцен; 11 — стратовулкан позднплейстоценового возраста; 12 — внутрикальдерные озерные и пирокластические отложения средневерхнеплейстоценового возраста; 13 — игнимбритовые покровы среднеплейстоценового возраста; 14 — стратовулканы и лавовые плато докальдерного комплекса — ранний плейстоцен-верхний плиоцен; 15 — экструзивные куполы; 16 — конусы молодых стратовулканов; А — Палео-Семячик; Б — Мезо-Семячик, В — Кайно-Семячик; 17 — шлаковые конусы; 18 — кратеры; 19 — маары

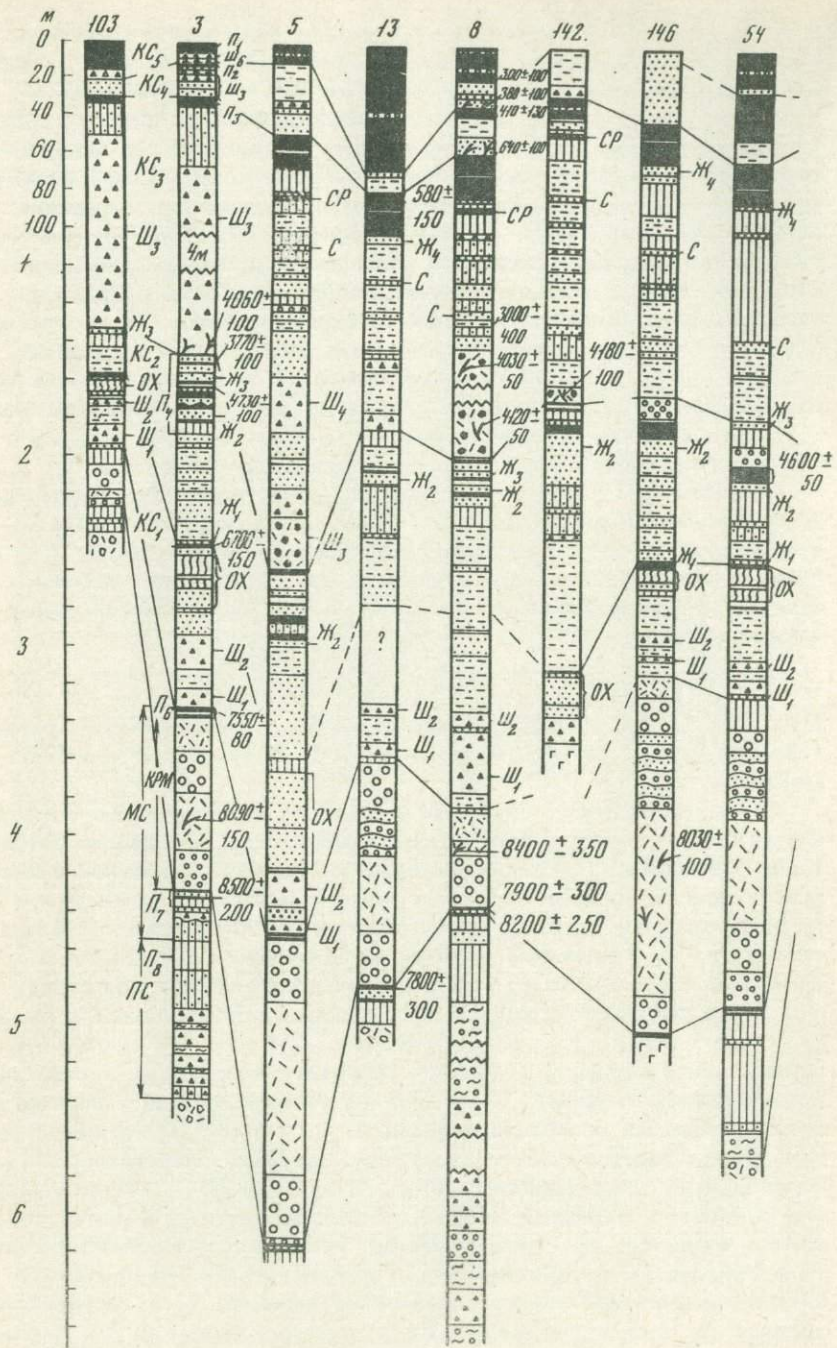


Рис. 37

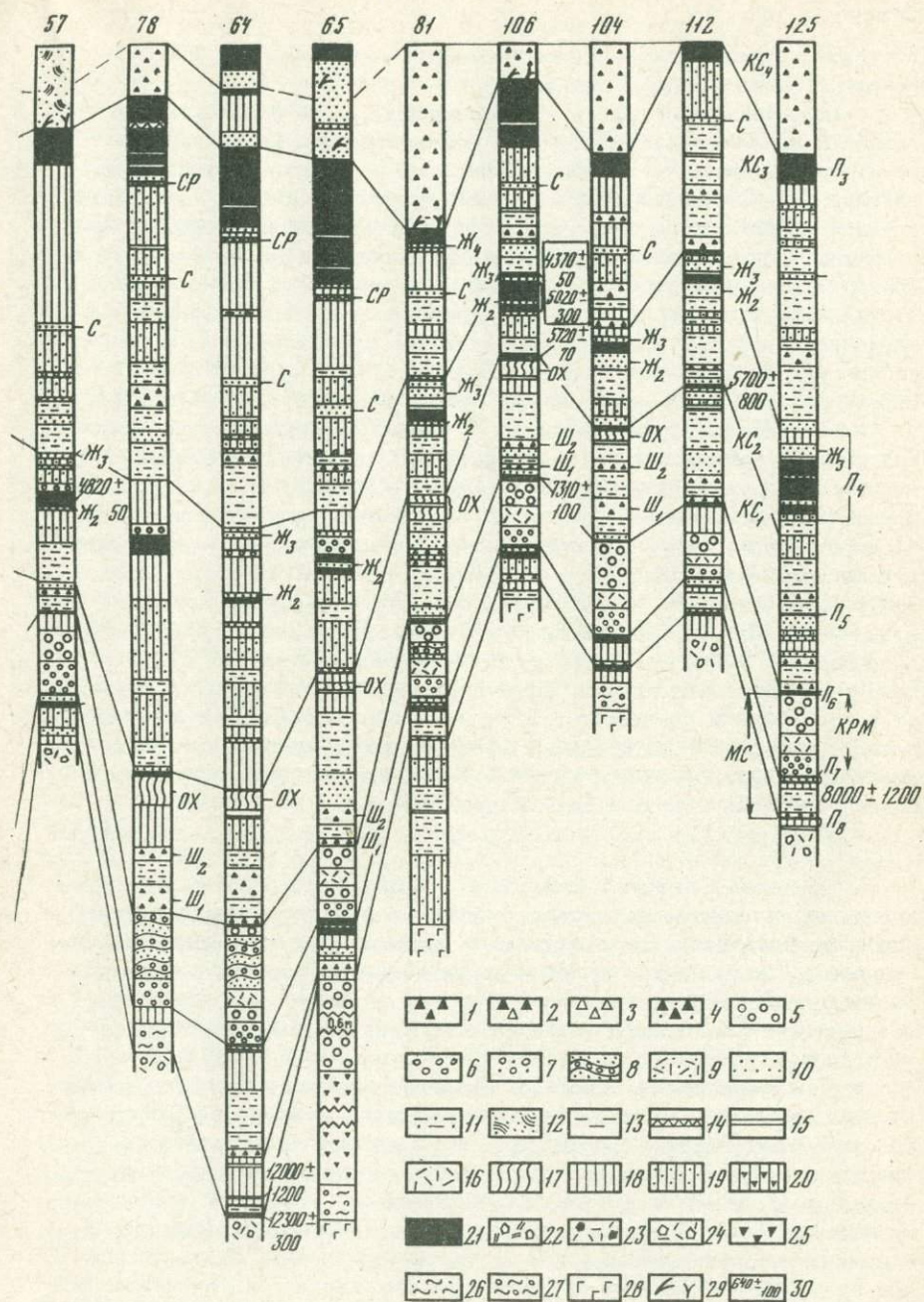


Рис. 37

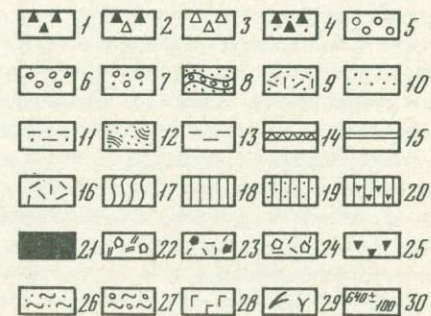


Рис. 37. Разрезы тефры, расположенные по кольцевому профилю вокруг вулкана Малый Семячик

1 - вулканический гравий и лапилли шлака; 2 - вулканический гравий и лапилли шлака с дресвой измененных пород; 3 - дресва измененных пород; 4 - вулканический гравий и песок; 5 - пемзовые лапилли; 6 - пемзовый вулканический гравий и песок; 7 - пемзовые лапилли с примесью вулканического песка; 8 - стратифицированная пемзовая тефра; лапилли, гравий и вулканический песок; 9 - пемзовые вулканические пески пылеватые; 10 - черные и темно-серые вулканические пески; 11 - те же вулканические пески, слабостратифицированные; 12 - вулканические пески перевеянные; 13 - тонкослоистые пеплы пачки "слоеный пирог"; 14 - горизонт тонкого сиреневого пепла; 15 - горизонты тонких палевых и белых пеплов; 16 - алевроитовые туфы палящих туч кальдерообразующих извержений вулкана Карымского; 17 - охристый горизонт - окисленные желтые и серые вулканические пески; 18 - супеси; 19 - супеси с примесью вулканического песка; 20 - супеси с примесью вулканического гравия; 21 - горизонты погребенных почв; 22 - отложения вулканических взрывов; 23 - отложения пирокластического потока Кайно-Семячика; 24 - агломератовые туфы кальдерообразующих извержений Малого Семячика; 25 - тефра, связанная с образованием кальдеры Малого Семячика; 26 - вулканический гравий и песок, слабо перемытые; 27 - пролювиальные отложения; 28 - лавы; 29 - погребенная древесина и угли; 30 - радиоуглеродные даты (лет назад); в квадрате на разрезах показаны даты, полученные по последовательным щелочным вытяжкам из одного и того же образца почвы. Значения индексов см. на рис. 38

Тефра палео-Семячика (комплекс ПС, см. рис. 37, 38) обнаружена лишь в единичных местах в пределах его подножия. По-видимому, ее накоплению препятствовало широкое развитие флювиальных процессов, связанных с таянием верхнеплейстоценовых ледников, а также отсутствие растительного покрова, обусловившее интенсивное протекание склоновых и эоловых процессов. В пределах западного подножия вулкана отложения этого комплекса описаны в т. 3, 8, где они залегают в основании почвенно-пирокластического чехла на агломератовых туфах кальдерообразующего извержения. Пирокластика представлена несколькими горизонтами вулканического гравия и лапилли шлака (иногда с примесью резургентного материала), разделенными локальными перемычками отложений временных водотоков. Горизонты тефры имеют наибольшую мощность и выражены наилучшим образом в т. 8, однако именно здесь отнесение их к палео-Семячику является проблематичным - это может быть пирокластика, связанная с образованием маара оз. Пересыхающего или с вулканическими проявлениями в близлежащем районе многовыходного вулканизма (вулкан Сухой и др.). Состав тефры

в т. 8 изменяется от базальтов на начальных стадиях до андезитов в верхах разреза (см. рис. 38). К палеокомплексу нами отнесены также слабостратифицированные черные вулканические пески, залегающие под наиболее древней почвой на лавовых потоках палео-Семячика в пределах его северо-западного подножия (т. 81, 82).

Прекращение взрывной активности палео-Семячика фиксируется почвой 8, которая слагает верхнюю часть комплекса ПС в пирокластических чехлах подножия вулкана. Почва представлена бурой и буро-желтой супесью, местами слабо гумусированной. Судя по радиоуглеродным датировкам гумусированных прослоев этой почвы в т. 64 (см. рис. 37, 38; табл. 13) формирование ее нижней части имело место около 12 тыс. лет назад¹. В одной из точек северного подножия вулкана (т. 125) в основании разреза почвенно-пирокластического чехла для почвы, по условиям залегания и палинологической характеристике отвечающей почве 8, было получено неожидаемое значение возраста 21 тыс. лет. Интерпретация этой даты требует дополнительных исследований.

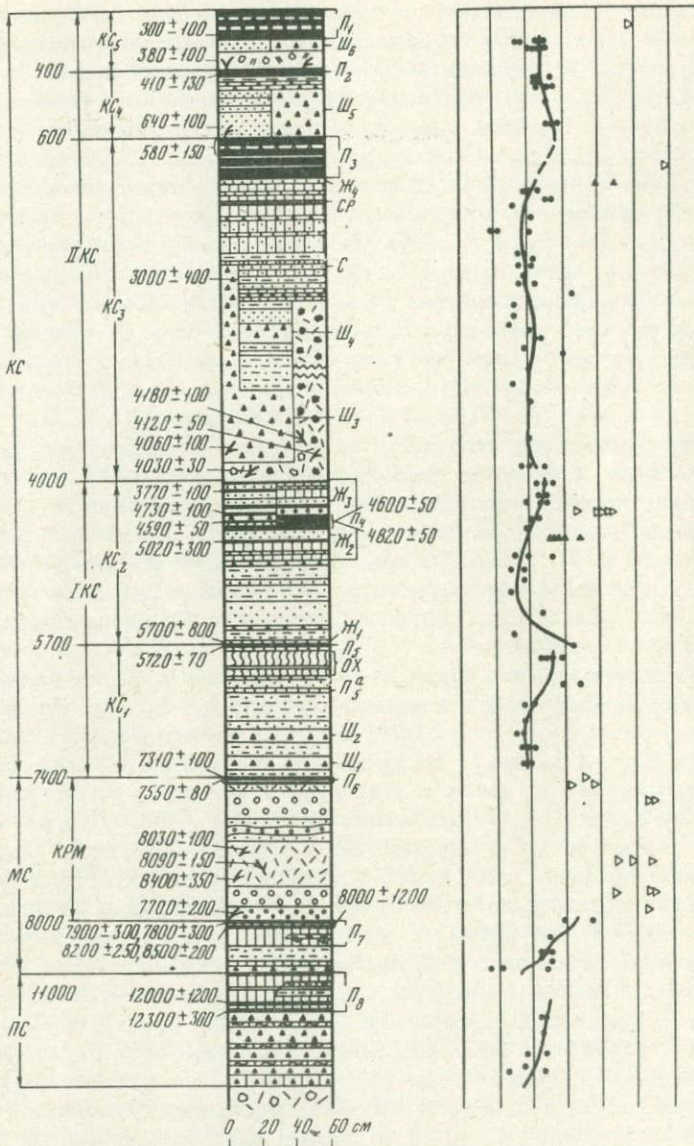
Окончание цикла активности палео-Семячика отвечает, видимо, более позднему времени, чем дата 12 тыс. лет назад, полученная для низов почвы. Учитывая значительную мощность почвы, мы полагаем, что границу цикла следует проводить на уровне 11 тыс. лет назад вместо 12 тыс. лет, как мы это делали раньше (Брайцева и др., 1978). Начало цикла активности палео-Семячика датировать не удается, так как органические остатки в основании тефры нигде обнаружены не были.

Изучение разрезов тефры на лавовых потоках палео-Семячика с целью их хронологической привязки показало, что все базальтовые потоки подножия вулкана перекрыты одинаковым пирокластическим чехлом (рис. 42, вкл.). Он начинается почвой 8, которая лежит непосредственно на лавах и фиксирует завершение взрывной активности палео-Семячика. Залегающие выше почвы 8 горизонты шлака и черных вулканических песков дают возможность уверенно отделять потоки палео-Семячика от более молодых потоков мезо-Семячика, на которых пирокластический разрез начинается сразу почвой 7: Разрезы тефры на всех базальтовых потоках идентичны, что не дает возможности разделить их по возрасту более подробно.

Пирокластический чехол на шлаковом конусе Северном (т. 122), где он вскрыт эрозивной промоиной, и чехол на его лавовом потоке (т. 105) оказались идентичными разрезам на описанных потоках главного конуса (см. рис. 42). Однако присутствие на потоках палео-Семячика под почвой 8 в непосредственной близости от шлакового конуса (т. 81, 106) горизонта стратифицированных вулканических песков дает возможность полагать, что именно они фиксируют время побочного прорыва, приуроченного, таким образом, к

¹ Здесь и далее имеется в виду возраст, рассчитанный по константе 5568 лет без поправки на изменение концентрации радиоуглерода в атмосфере.

40 50 55 60 65 70 75



- 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

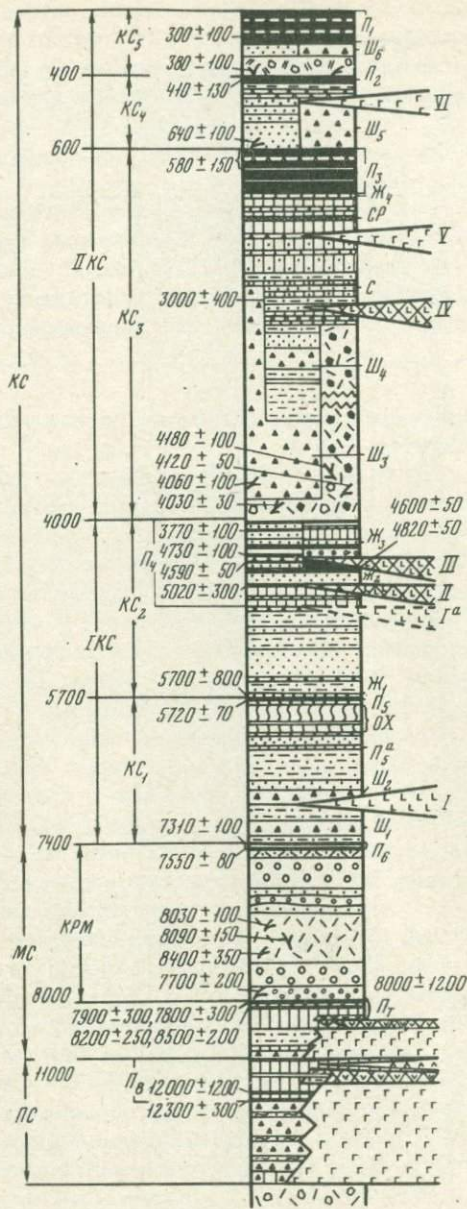
концу вулканического цикла ПС. Разрез тефры на окончании одного из кислых потоков главного конуса (т. 90) показывает, что излияние этих лав, на которых почва 8 практически не успела сформироваться, было, видимо, последним проявлением активности палео-Семячика.

Реконструкция вулкана к моменту завершения деятельности палео-Семячика представлена на рис. 43, а вкл.

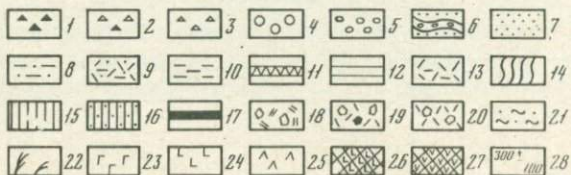
Мезо-Семячик. В начале следующего цикла вулканической активности эруптивный центр сместился по простиранию трещинной зоны на новое место, где начал формироваться второй, средний, конус вулкана - мезо-Семячик. Мезо-Семячик представляет собой практически незродированный стратовулкан, частично перекрытый порода-

Рис. 38. Сводный разрез пирокластических отложений у подножия вулкана Малый Семячик

1 - вулканический гравий и лапилли шлака; 2 - вулканический гравий и лапилли шлака с дресвой измененных пород; 3 - дресва измененных пород; 4 - пемзовые лапилли; 5 - пемзовый вулканический гравий и песок; 6 - стратифицированная пемзовая тефра; лапилли, вулканический гравий и песок; 7 - пемзовые пески пылеватые; 8 - черные и темно-серые вулканические; 9 - те же пески, слабостратифицированные; 10 - тонкослоистые пеплы пачки "слоеный пирог"; 11 - горизонт тонкого сиреневого пепла; 12 - горизонты тонких палевых и белых пеплов; 13 - алевроитовые туфы палящих туч, связанных с образованием кальдеры вулкана Карымского; 14 - охристый горизонт - окисленные желтые и серые вулканические пески; 15 - супеси; 16 - супеси с примесью и неясновыраженными прослоями вулканических песков; 17 - супеси с примесью вулканического гравия; 18 - прослой погребенных почв; 19 - отложения вулканических взрывов; 20 - отложения пирокластического потока Кайно-Семячика; 21 - агломератовые туфы, связанные с образованием кальдеры Малого Семячика; 22 - вулканический гравий и песок, слабо перемытые; 23 - погребенная древесина и углы; 24 - радиоуглеродные даты (лет назад); 25 - тефра Малого Семячика; 26 - тефра вулкана Карымского и его кальдерообразующих извержений; 27 - тефра, принадлежность которой к определенному вулкану достоверно не установлена. ПС, МС, КС и КРМ - комплексы отложений Палео-, Мезо- и Кайно-Семячиков и кальдеры вулкана Карымского; I КС и II КС - группы отложений Кайно-Семячика, КС₁, КС₂, КС₃, КС₄, КС₅ - ритмы отложений Кайно-Семячика. Индексы на колонке справа - главные маркирующие горизонты пеплов и почв: П₁-П₈ - горизонты погребенных почв; Ш₁-Ш₆ - горизонты вулканических шлаков (гравий, лапилли, бомбы); Ж₁-Ж₄ - горизонты желтых и серо-желтых вулканических песков; ОХ₁-ОХ₂ - горизонты охристых пеплов; С - горизонт серого вулканического песка; СР - горизонт тонкого сиреневого пепла



2.0 0 2.0 40cm



ми более молодого конуса – кайно–Семячика. Вершина мезо–Семячика увенчана хорошо сохранившимся кратером диаметром 800 м и глубиной 100 м (см. рис. 41, кратер III). Восточный и юго–восточный склоны и подножие мезо–Семячика сложены многочисленными потоками базальтов, петрографически близких базальтам палео–Семячика – оливин–плагноклазовых и пироксен–оливин–плагноклазовых (Селянгин, 1974). На южной и западной периферии вулкана к этому же комплексу отнесены окончания потоков, выступающие из–под более молодых лав кайно–Семячика.

На восточном склоне мезо–Семячика имеются два побочных эруптивных аппарата. Более крупный из них, названный нами конусом Восточным, расположен на высоте 1250 м в ложбине сочленения палео– и мезо–Семячика и имеет лавовый поток длиной 3 км, который, по данным О.Б.Селянгина, является уникальным образованием – это единое геологическое тело, сложенное лавой, непрерывно дифференцированной по составу от оливиновых андезитов в нижней фронтальной части до оливиновых базальтов вблизи выводного жерла.

Рис. 39. Сводный разрез эффузивно–пирокластических отложений подножия вулкана Малый Семячик

1 – вулканический гравий и лапилли шлака; 2 – то же с дресвой измененных пород; 3 – дресва измененных пород; 4 – пемзовые лапилли; 5 – пемзовый вулканический гравий и песок; 6 – стратифицированная пемзовая тефра – лапилли, вулканический гравий и песок; 7 – пемзовые вулканические пески пылеватые; 8 – черные и темно–серые вулканические пески; 9 – те же пески, слабостратифицированные; 10 – тонкослоистые вулканические пеплы пачки “слоеный пирог”; 11 – горизонт тонкого сиреневатого пепла; 12 – горизонты тонких палевых и белых пеплов; 13 – алевроитовые туфы палящих туч, связанных с образованием кальдеры Карымского вулкана; 14 – охристый горизонт – окисленные желтые и серые вулканические пески; 15 – супеси; 16 – супеси с примесью и неясно выраженными прослоями вулканического песка; 17 – горизонты погребенных почв; 18 – отложения вулканических взрывов; 19 – отложения пирокластического потока Кайно–Семячика; 20 – агломератовые туфы, связанные с образованием кальдеры Малого Семячика; 21 – вулканический гравий и песок слабо перемытые; 22 – погребенная древесина и угли; 23 – базальты; 24 – андезито–базальты; 25 – андезиты и дациты; 26 – андезито–базальты побочных прорывов; 27 – андезиты побочных прорывов; 28 – радиоуглеродные даты (лет назад); I–VI – возрастные группы лавовых потоков; ПС, МС, КС и КРМ – комплексы отложений Палео–Мезо–Кайно–Семячиков и кальдеры вулкана Карымского; I КС, II КС – группы отложений Кайно–Семячика, КС₁, КС₅ – ритмы отложений Кайно–Семячика. Значение прочих индексов (маркирующих горизонтов пеплов и погребенных почв) см. на рис. 38. Для горизонтов тефры и погребенных почв взяты средние мощности на расстоянии 3–7 км от вулкана; лавы – вне масштаба

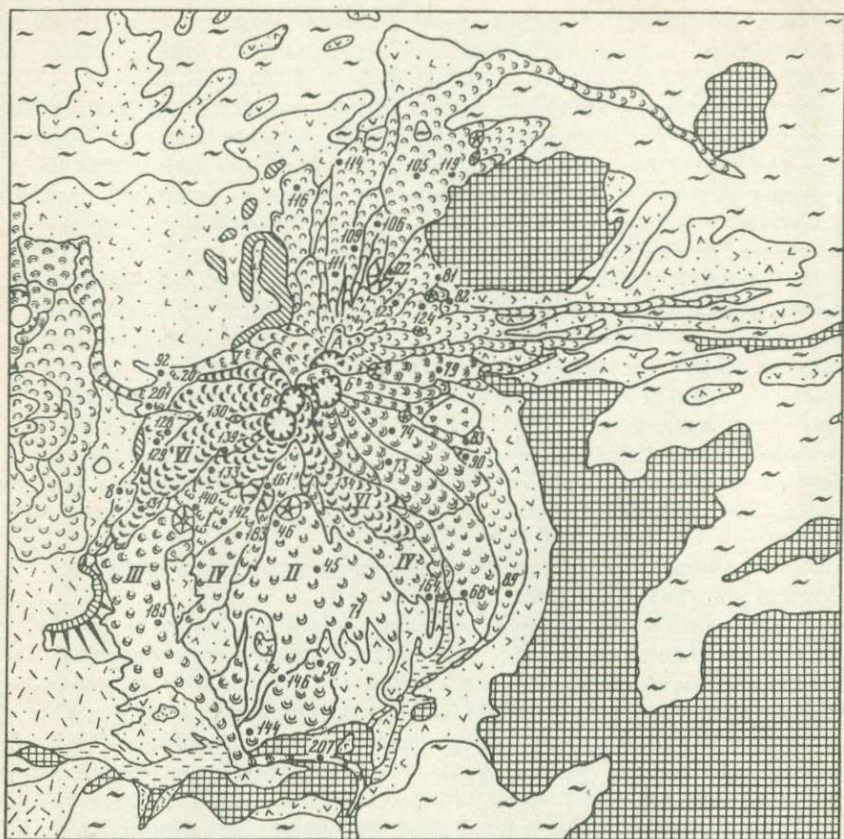


Рис. 40. Карта лавовых потоков вулкана Малый Семьячик: Составили О.Б. Селянгин, О.А. Брайцева

1-7 - комплекс вулканитов Кайно-Семьячика - поздний-средний голоцен: 1 - лавовые потоки VI возрастной группы; 2 - то же V группы; 3 - то же IV группы; 4 - пирокластический поток; 5 - лавовый поток конуса Обманувшего - III возрастная группа; 6 - лавовый поток конуса Южного - II возрастная группа; 7 - лавовые потоки I возрастной группы; 8 - пемзовые пирокластические потоки, связанные с образованием кальдеры вулкана Карымского - средний голоцен; 9-10 - комплекс вулканитов Мезо-Семьячика - ранний-древний голоцен; 9 - лавовый поток конуса Восточного; 10 - лавовые потоки Мезо-Семьячика; 11 - лавовые потоки района многовыходного вулканизма, син-

Тефра мезо-Семячика фиксируется в пределах подножия вулкана во многих разрезах, показанных на рис. 37. В основании разрезов повсеместно выделяется маломощный слой базальтового шлака, который ложится непосредственно на почву 8. Горизонт состоит из сыпучего грубозернистого черного вулканического песка или гравия, иногда с примесью лапилли. Выше шлаков залегает пачка слабо-стратифицированных андезито-базальтовых черных вулканических песков, отражающая серию последовательных извержений.

Выше пирокластических отложений залегает почва 7, состоящая в основном из буровато-серой супеси с двумя четкими гумусированными прослоями в верхней части. Эти гумусированные горизонты разделены маломощным (2-3 см) слоем серого андезитового вулканического песка, который, видимо, отвечает эксплозиям, завершающим вулканический цикл мезо-Семячика. Остальная супесчаная часть почвы в большинстве случаев достаточно однородна и лишена пепловых прослоев. Лишь в наиболее полных разрезах (см. рис. 3, т. 88, 89) в средней части почвы отмечается маломощный (3 см) горизонт тонкослоистых желто-серых пеплов с линзами вулканического гравия и единичных лапилли в основании. Эти прослои отвечают отдельным вспышкам эксплозивной активности на фоне общего ослабления вулканических проявлений в период формирования почвы 7. Почва 7 фиксируется на всех лавовых потоках мезо-Семячика, свидетельствуя о завершении его извержений около 8000 лет назад (датировки почвы 7 см. рис. 37, 38 и табл. 13).

Залегаящий выше в разрезе комплекс пирокластических отложений КРМ (см. рис. 37, 38) не имеет отношения к деятельности Малого Семячика - он связан с мощными извержениями, сопровождавшими образование кальдеры Карымского вулкана. Отложения этого комплекса подробно описаны ниже в соответствующем разделе при рассмотрении активности Карымского центра. Существенно под-

Окончание подписи к рис. 40

хронные (?) потокам Мезо-Семячика; 12-14- комплекс вулкаников Палео-Семячика - древний голоцен - верхний плейстоцен: 12 - лавовые потоки заключительных терминальных извержений Палео-Семячика; 13 - лавовый поток конуса Северного; 14 - лавовые потоки Палео-Семячика; 15 - лавовые потоки района многовогодного вулканизма - голоцен - верхний плейстоцен; 16 - агломератовые туфы кальдеры Малого Семячика - верхний плейстоцен; 17 - останец докальдерной постройки Пра-Семячика - верхний плейстоцен; 18 - озерные и пролювиальные отложения средний-верхний плейстоцен; 19 - игнимбриты - средний плейстоцен; 20 - стратовулканы и "лавы плато" докальдерного комплекса - ранний плейстоцен-верхний плиоцен; 21 - экструзивные куполы; 22 - обвальноссыпные отложения; 23 - маары; 24 - шлаковые конусы; 25 - кратеры; 26 - разрезы тефры на лавовых потоках вулкана

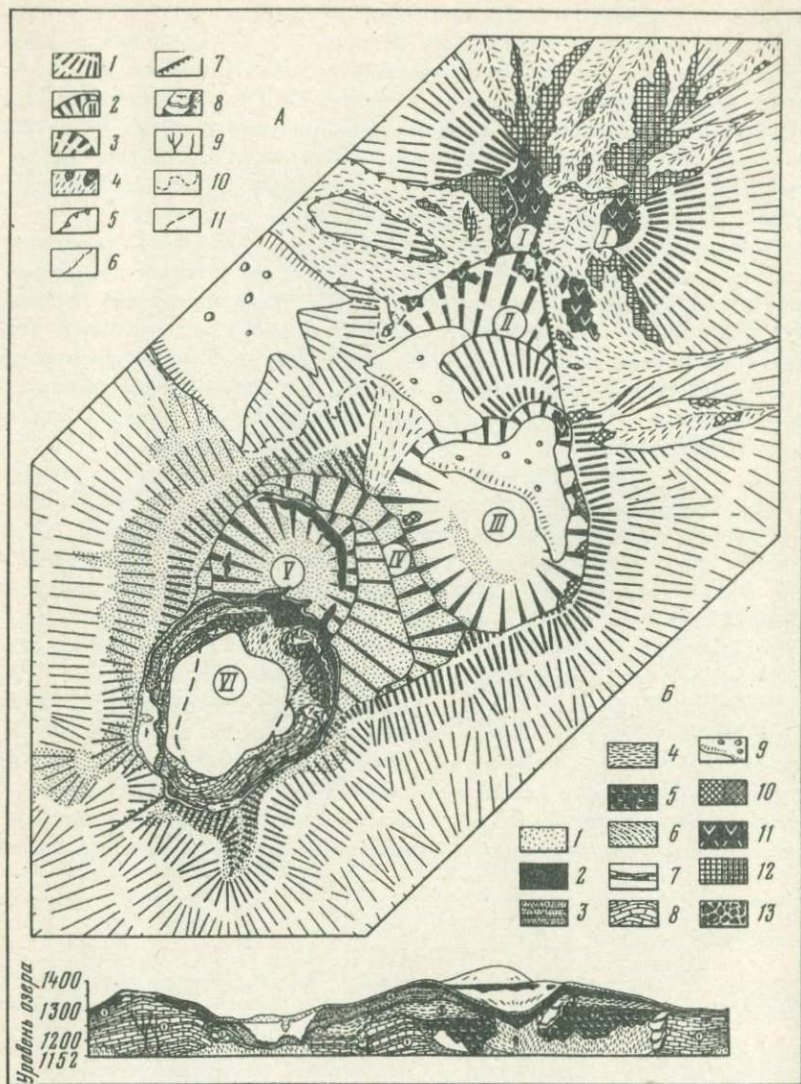


Рис. 41. Геолого-морфологическая карта вершины Малого Семячика. Составил О.Б. Селягин

А - элементы морфологии и структуры: 1 - первичные склоны постройки; 2 - кратеры и их номера в порядке омоложения; 3 - разрушенные кратеры; 4 - обвальные и осыпные склоны; 5 - границы крупных обвалов; 6 - тальвеги эрозионных ложбин; 7 - тектонические уступы; 8 - поверхности напластования и залегания слоев; 9 - трещины; 10 - граница максимального распространения ледника; 11 - реконструированная граница кратера V. Б - стратиграфия и литология. Постройка Кайно-Семячика (нуме-

черкнуть однако, что эти отложения пользуются повсеместным распространением также в Семячикском районе и фиксируются здесь во всех разрезах, являясь прекрасным маркирующим горизонтом. Нижняя и верхняя части комплекса сложены пемзовыми лапилли, а средняя представлена алевритовыми и псаммитовыми туфами пирокластических потоков и палящих туч. Из отложений палящих туч были отобраны обугленные веточки в т. 38, 146, а из нижних лапилли — угли в т. 28. Полученные даты порядка 8000 лет приведены на рис. 37, 38 и в табл. 13.

Важно отметить, что за весь период накопления комплекса кальдеры Карымского вулкана извержений Малого Семячика не происходило. Период покоя включал также время формирования хорошо гумусированной последующей почвы 6, местами содержащей тонкий (0,5 см) прослой палевого алевро-пелитового пепла. Возраст почвы (см. рис. 37, 38 и табл. 13) 7300-7500 лет. Таким образом, достаточно длительный период прекращения вулканической активности Малого Семячика, равный 500-600 годам, соответствует времени формирования части почвы 7 выше серого пепла, почвы 6 и времени образования кальдеры вулкана Карымского. Этап же общего ослабления вулканической активности мезо-Семячика включает не только указанный интервал, но и весь период формирования почвы 7. Он составляет в целом, видимо, около 1000-1500 лет.

Разрезы тефры, вскрытые на потоках мезо-Семячика, включая и окончания их, выступающие на юге из-под лав кайно-Семячика, оказались повсеместно идентичными. В основании разрезов непосредственно на лавах залегает почва 7 (см. рис. 42). Все более древние горизонты тефры, фиксирующиеся на потоках палео-Семячика, здесь отсутствуют, что позволяет четко отделить лавы палео- и мезокомплексов. Присутствие в разрезах выше почвы 7 пемзовой пирокластике кальдеры Карымского отличает потоки мезо-Семячика от всех более молодых лавовых комплексов кайно-Семячика, которые полностью лишены этой пемзовой тефры на поверхности. Раз-

Окончание подписи к рис. 41

рация комплексов дана на разрезе в кружках), четвертый комплекс: 1 — пестроцветные пеплы с горизонтами глыб и прослоями шлаков ("слоеный пирог"); 2 — андезито-базальты лавового покрова вершины; 3 — слоистые шлаки и агломераты; третий комплекс: 4 — слоистые шлаки и пеплы с примесью резургентного материала; второй комплекс: 5 — андезито-базальты застывшего лавового озера; 6 — базальные слои пирокластике и осыпных отложений; первый комплекс: 7 — лавы андезито-базальтов; 8 — толща измененной грубослойной пирокластике — агломератов, шлаков, пеплов; 9 — реликты голоценового ледника. Постройка Палео-Семячика: 11 — агглютинаты вершинного кратера I, дациты и андезиты останцов потоков на склонах; 12 — тефра (круп) и лавы базальтов конуса; 13 — эруптивные брекчии

рез тефры на потоке шлакового конуса Восточного (т. 79) аналогичен указанным выше, что подтверждает принадлежность этого конуса к мезо-Семячику. Из-за сходства тефры на всех лавовых потоках провести более подробно расчленение внутри комплекса не удается.

Реконструкция вулкана к моменту завершения деятельности мезо-Семячика представлена на рис. 43, б.

Кайно-Семячик. В начале следующего цикла вулканической активности эруптивный центр вулкана сместился еще дальше к юго-западу и на склоне мезо-Семячика начал формироваться третий, андезито-базальтовый конус — кайно-Семячик. Вулканический конус кайно-Семячика совершенно не эродирован и засыпан шлаками последних извержений. На вершине постройки О.Б. Селянгин выделил и закартировал серию гнездовых кратеров. Самый молодой из них — ныне активный кратер Троицкого — занят термальным озером. Средний диаметр кратера по гребню 860 м, высота стенок над озером составляет от 110 до 250 м. К кратеру Троицкого (см. рис. 41, кратер VI) с севера примыкает остаток более раннего и мелкого кратера V; оба они с северо-востока охвачены фрагментом самого крупного и древнего из морфологически выраженных кратеров этой части вулкана — кратера IV.

Внешние склоны молодого конуса бронированы серией потоков базальтов и андезито-базальтов. Большая часть их связана с терминальными кратерами, три потока — с извержениями побочных конусов. Два наиболее крупных побочных конуса расположены в пределах южного подножия вулкана и названы В.И. Влодавцем (Влодавев, 1968) Южным и Обманувшим (см. рис. 40).

От предшествующих конусов кайно-Семячик отличается наибольшей полнотой и дробностью своей тефростратиграфической "летописи", а также хорошей обнаженностью околожерловой зоны, вскрытой кратером Троицкого. Приведенный на рис. 41 разрез-развертка стенки кратера составлен О.Б. Селянгиным путем дешифрирования ее круговой фотопанорамы в сочетании с непосредственным изучением доступных частей разреза и вершины постройки в целом. По составу и угловым несогласиям в прижерловой толще им выделено несколько комплексов вулканитов, с которыми могут быть увязаны как лавовые потоки на склонах вулкана, так и пачки тефры в разрезах пирокластического чехла подножия. Это позволяет реконструировать развитие кайно-Семячика с наибольшей полнотой и достоверностью.

Как видно на частных (см. рис. 37) и сводном (см. рис. 38) разрезах пирокластических чехлов подножия вулкана, деятельность кайно-Семячика на всем протяжении его истории (7400–7500 лет) имела пульсационно-циклический характер с чередованием периодов усиления (пачки пирокластике) и периодов ослабления или полного прекращения вулканических проявлений (погребенные почвы). Пачки тефры и погребенные почвы могут быть сгруппированы в циклические единицы разного порядка. В качестве наименьшей циклической

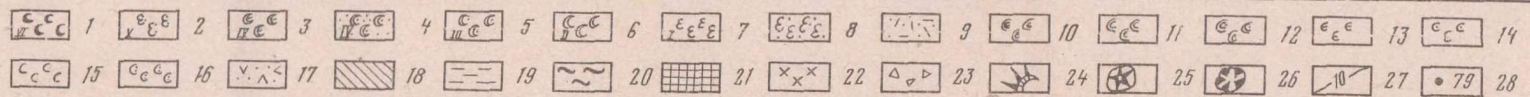
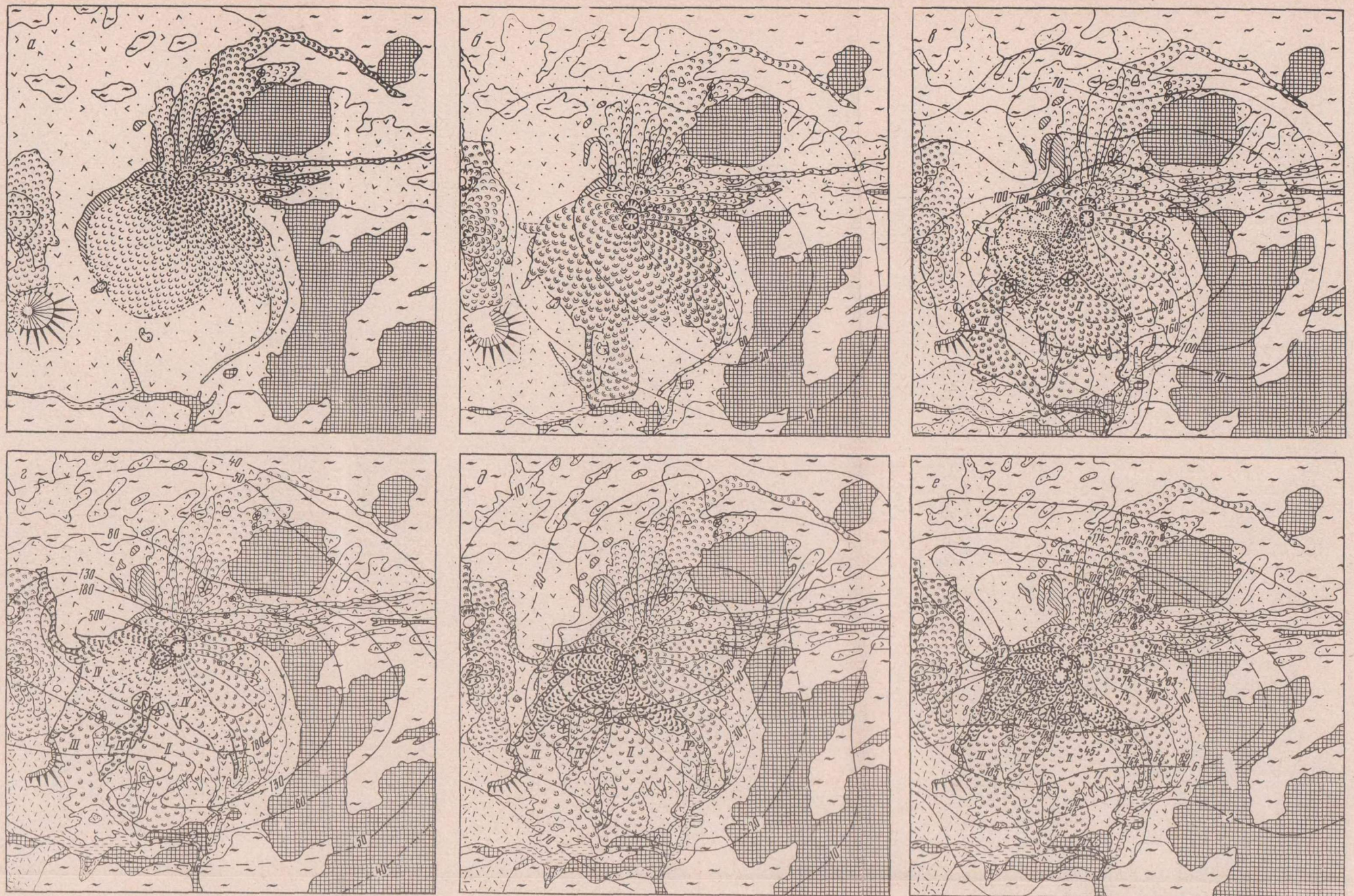


Рис. 43. Реконструкция последовательных этапов формирования вулкана Малый Семячик. Составили О.Б. Селянгин, О.А. Брайцева

a – вулкан Малый Семячик к моменту завершения деятельности его первого конуса – Палео-Семячика – около 11–12 тыс. лет назад; *b* – ко времени окончания формирования второго конуса – Мезо-Семячика – около 8000 лет назад; *в* – на время образования конуса Кайно-Семячика (конец цикла I КС) – около 4000 лет назад; *г* – на время излияния лавового озера в конце ритма КС₃ около 2000 (?) лет назад; *д* – на момент излияния лав VI возрастной группы из лавового озера середины ритма КС₄ – около 500 лет назад; *e* – в современном виде. 1–8 комплекс вулканитов Кайно-Семячика: 1 – серия лавовых потоков VI возрастной группы; 2 – лавы V возрастной группы; 3–4 – вулканиты IV возрастной группы: лавы (3) и пирокластический поток (4); 5 – лавы III возрастной группы – поток побочного конуса Обманувшего; 6 – лавы II возрастной группы – поток побочного конуса Южного; 7 – лавы I возрастной группы; 8 – пирокластический конус Кайно-Семячика; 9 –

пемзовая пирокластика кальдеры Карымского вулкана; 10–11 – вулканиты Мезо-Семячика; 12 – поток побочного конуса Восточного; 11 – лавы Мезо-Семячика; 12 – эффузивы района многовыходного вулканизма (вулкан Ступенчатый Бастион); 13–15 – вулканиты Палео-Семячика; 13 – дациты и андезиты последнего терминального извержения Палео-Семячика; 14 – поток побочного конуса Северного; 15 – базальты постройки; 16 – эффузивы района многовыходного вулканизма (вулкан Сухой); 17 – позднеплейстоценовые агломератовые туфы кальдеры Малого Семячика; 18 – породы докальдерной постройки (пра-Семячик) – поздний плейстоцен; 19 – средневерхнеплейстоценовые озерные отложения; 20 – среднеплейстоценовые игнимбриты; 21 – разрушенные вулканы и породы эффузивно-пирокластического комплекса основания – плиоцен – ранний плейстоцен; 22 – экструзии; 23 – обвальнo-осыпные отложения; 24 – маары; 25 – шлаковые конусы; 26 – кратеры; 27 – изолинии мощностей тефры для каждого из этапов; 28 – разрезы тефры на лавовых потоках: 1–VI – возрастные группы потоков Кайно-Семячика

единицы нами был выделен ритм, запечатлевающий четко выраженную пульсацию вулканической активности, начинающуюся интенсивной эксплозивной деятельностью и заканчивающуюся ослаблением или прекращением вулканических проявлений с образованием погребенной почвы (ритмы $КС_1$ – $КС_5$). Единицей более высокого порядка являются группы отложений, которые включают несколько ритмов и отражают уже серии крупных пульсаций (группы I КС и II КС). Выделяемые ритмично построенные пачки отложений в составе комплекса КС – группы и ритмы – отвечают во времени вулканическим циклам разного порядка.

Первый цикл деятельности кайно-Семячика (I КС). Первый крупный цикл активности кайно-Семячика отвечает этапу построения его конуса. В прижерловой толще к отложениям этого этапа О.Б.Селянгин относит породы комплекса I на рис. 21. Комплекс сложен слоистыми преимущественно грубообломочными тефроидами – агломератами, агглютинатами, шлаками и двумя потоками лавы в верхней части (видимая мощность комплекса составляет до 200 м). Пирокластика интенсивно изменена. Лавовые потоки, венчающие толщу пирокластики первого комплекса, выходят под самой кромкой юго-восточного и южного края кратера, мощность их составляет первые метры. Таким образом, первый комплекс вулканитов на 95% сложен пирокластическим материалом. Предполагается, однако, значительно большая доля лав в составе невоскрывших нижних горизонтов постройки.

По-видимому, именно низам разреза прижерловой толщи и соответствуют лавы андезито-базальтов, которые выходят в пределах южного подножия вулкана в районе конуса Обманувшего. Стратиграфическое положение потоков надежно определяется тефрохронологическими данными. Отсутствие на их поверхности пемзовой тефры кальдеры Карымского вулкана позволяет однозначно отделять эти эффузивы от более древних лавовых комплексов палео- и мезо-Семячиков. Разрезы тефры на потоках (т. 142, 140) начинаются с горизонта шлаковых лапилли и гравия первого ритма отложений кайно-Семячика (см. рис. 42), что позволяет выделить эти потоки в самую древнюю I возрастную группу эффузивов кайнокомплекса (см. рис. 39, 40; табл. 39).

Два лавовых потока верхней части рассмотренной выше околожерловой толщи вулкана (на сводном разрезе рис. 39 они показаны пунктиром) окончились, видимо, вблизи самого конуса и погребены под более молодыми отложениями. Они вскрываются лишь в отдельных эрозионных окнах среди отложений молодого пирокластического потока в районе конуса Южного (см. рис. 39; табл. 39, потоки группы I, а).

Строение разрезов почвенно-пирокластического чехла подножия кайно-Семячика показывает, что этап построения его конуса (цикл I КС) слагался из двух крупных пульсаций активности, каждая из которых продолжалась около 1700 лет. Эти пульсации запечатлены отложениями двух ритмов – $КС_1$ и $КС_2$.

Таблица 39

Комплексы вулканитов Малого Семячика

Цикл активности	Время тыс. лет	Отложения пирокластического чехла подножия вулкана		Лавовые потоки
		3	4	
1	2	3	4	5
II КС	500	Почва 1 Тефритма КС ₅	Бомбы, лапилли, вулканические пески	Потоки VI возрастной группы
	1000	Почва 2 Тефритма КС ₄	То же	
	2000	Почва 3	Супеси с примесью и неясными прослоями тефры, отдельные четкие горизонты пеплов Бомбы и лапилли шлака, слабо стратифицированные вулканические пески	Поток V возрастной группы
3000	Тефритма КС ₃	Поток IV возрастной группы		
IKC	4000	Отложения пирокластического потока		Побочный конус Обманувший и его поток (III возрастная группа)
	5000	Пачка почв 4	Отдельные слои тефры, разделенные гумусированными горизонтами	

Таблица 39 (окончание)

1	2	3	4	5	
I КС	6000	Тефра ритма КС ₂	Черные слабо стратифицированные вулканические пески	Потоки возрастных групп ← I и I _a	
		Почва 5	Желтые и серые, часто обохренные вулканические пески Черные слабо стратифицированные вулканические пески, два горизонта лапилли шлака		
	7000	Тефра ритма КС ₁			
МС	8000	Почва 6	Пирокластические отложения кальдеры вулкана Карымского	Побочный конус Восточный и его лавовый поток Лавовые потоки мезо-Семячика	
	9000	Почва 7			Единичные прослои тефры в супеси
	10000	Тефра мезо-Семячика			Лапилли шлака и слабо стратифицированные вулканические пески
ПС	11000	Почва 8	То же	Лавовые потоки завершающих извержений вулкана Побочный конус Северный и его лавовый поток Лавовые потоки палео-Семячика	
	12000	Тефра палео-Семячика			
	13000				

Ритм первый — $КС_1$. Отложения первого ритма $КС_1$ состоят из двух пачек тефры, разделенных маломощной супесью (почва 5, а). Пачки отличаются по составу и характеру пирокластики: нижняя сложена черными вулканическими песками и шлаками андезито-базальтового состава, верхняя — желтыми и серыми андезитовыми вулканическими песками, местами сильно окисленными и разложившимися с образованием охристого горизонта. Пирокластические отложения кроются почвой 5, завершающей разрез ритма.

Отложения нижней пачки прекрасно прослеживаются по всей площади подножия и везде сохраняют свои главные отличительные черты. Пачка сложена в основном слабо стратифицированными черными мелко- и среднезернистыми песками, отражающими серии последовательных слабых извержений, с отдельными четко выраженными горизонтами таких же песков, отвечающими более крупным извержениям. Характерной особенностью пачки является присутствие двух четких горизонтов шлака. В обоих горизонтах шлак представлен легким сыпучим вулканическим гравием, для нижнего горизонта характерно наличие и более крупного материала — лапилли и мелких бомб диаметром до 2–5 см. В разделяющих горизонтах шлака слабо стратифицированных вулканических песках содержится большое количество растительного детрита; местами, там, где пески сильно уплотнены, в них найдены захороненные отпечатки листьев ольхового стланика. Шлаки являются хорошими маркирующими горизонтами ($Ш_1$ и $Ш_2$) начала ритма $КС_1$ прослеживающимися в подавляющем большинстве разрезов. Для каждого из них нами были построены карты изопачит, представленные на рис. 44. На них видно, что тефра этих четко выраженных отдельных горизонтов рассеивалась достаточно равномерно вокруг вулкана, не концентрируясь в каком-либо определенном направлении. Это указывает на то, что горизонты отвечают не отдельным эксплозивным выбросам, а показывают суммарное распределение тефры за весь период извержения. Состав тефры всей пачки весьма однороден и отвечает андезито-базальтам. Залегающий выше горизонт супеси ($П_5$) фиксирует некоторый перерыв в вулканической активности. Обычно супесь очень маломощна (1–1,5 см), в северной части подножия она слабо гумусирована, однако содержание гумуса настолько мало, что выделить его для датирования не удалось.

Верхняя пачка отложений ритма $КС_1$ представлена вулканическими песками, часто имеющими в разрезе вид охристого горизонта (наиболее полные и типичные разрезы пачки описаны в т. 3, 5, 64, 65, 81, 106 (см. рис. 37)). В неизменном виде пачка состоит из двух или трех хорошо выраженных горизонтов желтых и желто-серых средне- и крупнозернистых вулканических песков, наилучшим образом представленных в т. 3 и 5, где они имеют наибольшую мощность — до 20–30 см. Состав тефры описываемой пачки отвечает андезитам. Во многих разрезах пирокластика сильно окислена и разложилась, превратившись в своеобразный охристый горизонт, причем все стадии разложения материала хорошо просле-

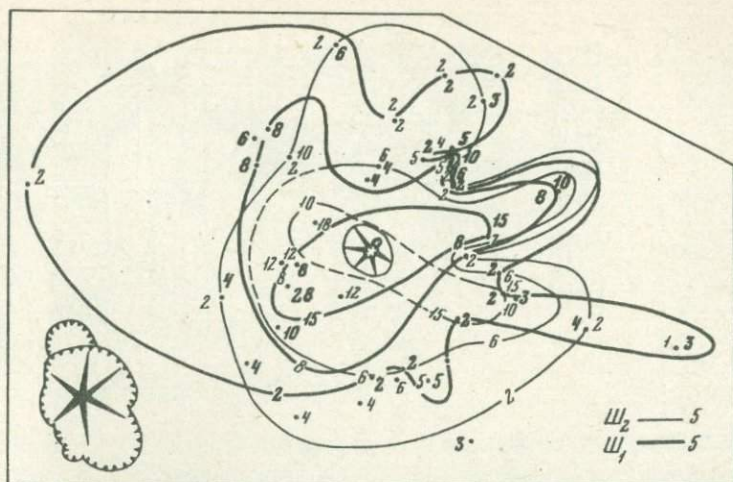


Рис. 44. Карта изопахит для маркирующих горизонтов тефры Ш₁ (жирные линии и цифры) и Ш₂ (тонкие линии и цифры)

живаются по площади – от почти неизменных вулканических песков в одних разрезах, через полуразложившиеся разности в других, до тефры, полностью перешедшей в супесь, с пятнами, карманами, гнездами еще сохранившегося в ней неизменного пирокластического материала. В средней части пачки в большинстве разрезов хорошо фиксируется маломощный прослой палевого алевро-пелитового пепла. Яркая желтая или охристая окраска и присутствие прослоя алевро-пелитового пепла делают верхнюю пачку ритма КС₁ прекрасным маркирующим горизонтом (ОХ), позволяющим увязывать пирокластические чехлы Малого Семячика даже в достаточно удаленных разрезах. Заканчивается ритм КС₁ почвой 5, которая представлена маломощным (2–3 см) гумусированным горизонтом с линзами алевро-пелитового пепла. Для почвы получено несколько датировок (см. рис. 37, 38; табл. 13), из которых нам более достоверными представляются совпавшие даты порядка 5700 лет назад. Дата 6700 лет, полученная в т. 3 для этой почвы, сильно измененной вторичными процессами (в частности, ожелезнением), нами не учитывалась.

Ритм КС₂. Отложения следующего ритма-КС₂ – обнаруживают много сходных черт с ритмом КС₁. Их также можно разделить на две четко выраженные пачки: нижняя сложена андезито-базальтовой пирокластикой, отражающей напряженную вулканическую деятельность, верхняя представлена почвой 4, которая разделяется на отдельные гумусовые горизонты несколькими слоями андезито-базальтовых и андезитовых пеплов, фиксирующими редкие крупные извержения на общем фоне относительного ослабления вулканических проявлений. Нижняя пачка (наиболее полные разрезы (см. рис. 37) в т. 3, 5, 146, 64, 104, 112) сложена черными вулканическими

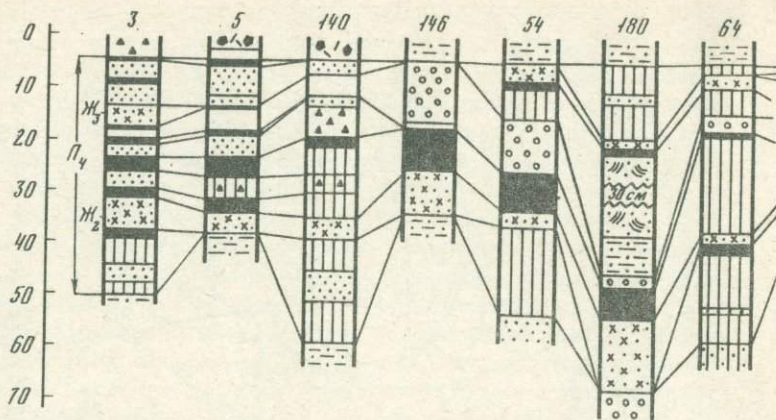
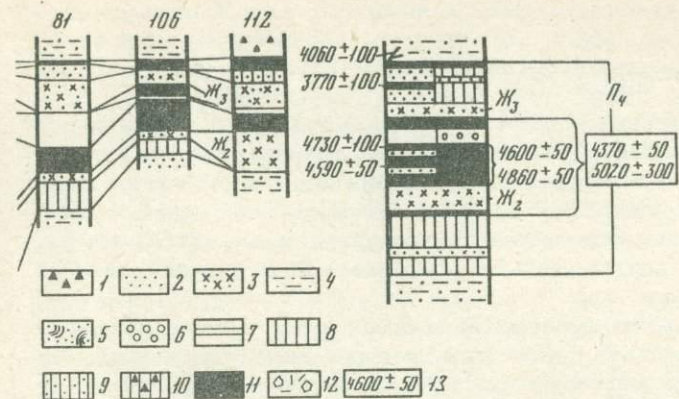


Рис. 45. Разрезы отложений верхней пачки ритма KC_2 (пачки P_4)

1 – лапилли и гравий шлака; 2 – черные вулканические пески; 3 – желтые вулканические пески; 4 – черные вулканические пески слабостратифицированные; 5 – вулканические пески перевеянные; 6 – пемзовый вулканический гравий и песок; 7 – прослой тонких белых пеплов; 8 – супеси; 9 – супеси с примесью и неясновыраженными

песками разной крупности и отличается от нижней пачки предшествующего ритма KC_1 лишь отсутствием горизонтов более грубой тefры. Внутреннее строение пачки изменчиво в деталях – отдельные пепловые слои прослеживаются не во всех разрезах, появляясь и выклиниваясь согласно осям распространения древних пеплопадов. В большинстве разрезов преобладают слабо стратифицированные черные вулканические пески, накопившиеся в результате серии последовательных слабых извержений. Более крупные из них фиксированы отдельными четкими горизонтами однородных вулканических песков. Состав тefры андезито-базальтовый, за исключением самого нижнего горизонта ($Ж_1$) андезитового пепла, залегающего непосредственно на почве P_5 .

Верхняя пачка отложений ритма KC_2 состоит из нескольких гумусированных горизонтов (комплекс погребенных почв 1), разделенных слоями тefры, отвечающими отдельным крупным извержениям. Сложное строение этой пачки, помимо разрезов на рис. 37, в более крупном масштабе показано на рис. 45 (правая колонка на этом рисунке – сводный разрез). Главными маркирующими горизонтами пачки являются желтые пеплы в ее нижней и верхней части, обозначенные нами индексами $Ж_2$ и $Ж_3$. Эти горизонты сходны по своему облику (желтые средне- и крупнозернистые вулканические пески) и по составу, отвечающему переходным разностям от андезито-базальтов к андезитам. Верхний слой пепла, по-видимому, принадлежит Малому Семячику, так как фиксируется только в непосредственной близости от него. Что касается нижнего горизонта желтого пепла ($Ж_2$), то он пользуется региональным распространением и отмеча-



прослоями вулканических песков; 10 – супеси с примесью вулканического гравия; 11 – горизонты погребенных почв; 12 – отложения пирокластического потока Кайно-Семячика; 13 – радиоуглеродные даты (лет назад); в квадратике даты, полученные по последовательным щелочным вытяжкам из одного образца почвы; P_4 – пачки погребенных почв 4; $Ж_2$ – $Ж_3$ – маркирующих горизонты желтых пеплов

ется не только вокруг вулкана Малый Семячик, но и повсеместно в разрезах тefры района вулкана Карымского; этот же горизонт без существенного изменения мощности тянется дальше по направлению к вулкану Жупановскому. Пепел является важным маркирующим слоем, позволяющим увязывать разрезы на значительных расстояниях, хотя вопрос о принадлежности его к вулкану Малый Семячик пока не может быть решен однозначно.

Остальные горизонты тefры в пачке P_4 фиксируются не во всех разрезах, вклиниваясь по простиранию. Наилучшим образом они выражены в пределах западного и юго-западного подножий, где представлены буро-черными или серо-черными вулканическими песками, отвечающими по составу андезито-базальтам. Погребенные почвы здесь читаются в виде маломощных, но очень четких и хорошо гумусированных прослоев, разделяющих слои тefры (левая часть пачки на сводной колонке (см. рис. 45, 38)). Значительное содержание гумуса дало возможность получить для большинства этих прослоев в т. 3 радиоуглеродные датировки (см. рис. 43, 37; табл. 13).

В пределах южного, восточного и северного участков подножия вулкана пепловые горизонты выражены значительно хуже (правая часть пачки P_4 (см. на рис. 45)). Верхняя часть пачки представлена здесь в основном супесями с единичными прослоями или примесью пирокластического материала. В средней и нижней частях пачки фиксируются прекрасно выраженные гумусовые горизонты, для которых получены радиоуглеродные даты. Даты для почв из разрезов юго-восточного подножия (т. 54, 57) отражают возраст мощного гумусового горизонта между слоем пепла $Ж_2$ и пемзой тef-

рой вулкана Карымского. Датировки, полученные по последовательным щелочным вытяжкам т. 106 северного подножия вулкана отвечают совокупности всех гумусовых горизонтов ниже слоя пепла Ж₃ (см. рис. 45, 37).

Все даты гумусовых горизонтов почвы 4 находятся в хорошем согласии, за исключением даты 3770 лет, которая получена, по-видимому, по недостаточно чистому материалу. Рассмотрение имеющихся дат (см. рис. 38) позволяет полагать, что пачка погребенных почв начала формироваться несколько ранее 5000 лет назад, а общая длительность ее образования составила около 1000–1200(?) лет.

Нельзя не отметить залегающий в средней части пачки почв 4 горизонт тефры вулкана Карымского, который является одним из наиболее заметных маркирующих слоев для всего разреза тефры подножий кайно-Семячика. На западе и севере Семячикского района горизонт представлен белым или сизоватым тонким алевро-пелитовым пеплом. В южных и юго-восточных разрезах повсеместно фиксируется горизонт крупнозернистого пемзового вулканического песка и гравия. Связанный со следующими выбросами "пемзопад" прошел полосой в основном на восток от вулкана Карымского вдоль долины р. Карымской, захватив южное и часть восточного подножий Малого Семячика.

Ритмы КС₁ и КС₂ характеризуются многими сходными чертами. Они имеют одинаковую длительность (около 1700 лет), пирокластическая ритмов в нижних их частях представлена черными вулканическими песками, которые затем уступают место желтым и серо-желтым пеплам в верхах разреза в обоих случаях с закономерным изменением состава от андезито-базальтов на начальных этапах ритмов до более кислых разновидностей андезито-базальтов и андезитов на заключительных их этапах. При указанных чертах сходства, которые отражают ритмичное протекание вулканизма, имеются и важные отличия, связанные с направленностью процессов. Если в конце первого ритма КС₁ извержения с выбросами андезитовых пеплов следовали без существенных перерывов до венчающей ритм почвы 5, то и к концу второго ритма КС₂ пепловые слои оказались рассредоточенными внутри пачки погребенных почв, отражая общее и более существенное ослабление эксплозивных проявлений в конце крупного цикла IКС. Этот период, отвечающий времени формирования всей пачки погребенных почв 4, составил 1000–1200 лет.

Общая длительность цикла IКС равна примерно 3500 годам. К концу цикла постройка вулкана была сформирована в близком к современному виде, практически достигнув своей предельной высоты. Достижение кайно-Семячиком предельной высоты к концу цикла IКС устанавливается независимо: по соотношению комплексов пород околожерловой толщи и по появлению побочных прорывов именно в конце цикла IКС, что надежно определяется тефростратиграфическими методами. По заключению О.Б. Селянгина, кровля пород первого комплекса околожерловой толщи в конце цикла IКС уже была

близка к современной поверхности кайно-Семячика, а последующие накопления вулканитов, как показывают структурные соотношения комплексов, лишь компенсировали возникавшие деструктивные формы (кратеры) без приращения ранее достигнутой высоты постройки. Конус вулкана имел в это время в плане форму неправильного полуовала и гребневидную вершину, которой, очевидно, соответствовало жерло в виде узкого эруптивного рва.

Устанавливаемую тефрохронологическими исследованиями приуроченность именно к этому времени первых побочных прорывов кайно-Семячика можно рассматривать также как признак и следствие достижения вулканом предельной высоты. Первый прорыв представлен конусом Южным, который расположен на перегибе южного склона вулкана и имеет абсолютную высоту 860,1 м. Его лавовый поток широко разлился на площади 11,4 км². В разрезах тефры на потоке (см. рис. 42, т. 45, 46) повсеместно прекрасно выражен слой пемзового гравия извержения вулкана Карымского и подстилающий его средний гумусовый горизонт пачки погребенных почв 4. Иногда почва залегает прямо на лавах, но чаще в основании чехла отмечается слой серо-желтых или серо-черных вулканических песков, что позволяет помешать лавовый поток в нижнюю часть пачки почв 4 и датировать его возрастом около 5000 лет (поток II возрастной группы кайно-Семячика (см. рис. 39, 40; табл. 39)). Общий объем изверженных продуктов конуса Южного составляет 0,06 км³.

Второй побочный конус, который В.И. Влодавец назвал Обманувшим, расположен также в пределах южного подножия вулкана, имеет абсолютную высоту 800,3 м. Его поток распространился к югу, а затем к востоку по долине р. Карымской на расстояние 15 км, заняв общую площадь 8,7 км². В основании разрезов тефры на этом потоке (см. рис. 42, т. 185, 207) фиксируется пемзовый гравий, который залегает непосредственно на лавах. Таким образом, поток конуса Обманувшего также стратиграфически помещается внутри пачки погребенных почв 4, однако он излился уже после формирования среднего ее горизонта и имеет возраст около 4600 лет (поток III возрастной группы кайно-Семячика (см. рис. 39, 40; табл. 39)). Важно отметить, что на прилегающих к конусу Обманувшему более древних участках подножия в разрезах тефры (т. 140) под пемзой Карымского вулкана на том же гумусовом горизонте средней части почвы 4 фиксируется слой лапилли и гравия шлака. Несомненно, это тефра конуса Обманувшего, отсутствующая во всех более удаленных разрезах. Стратиграфическое положение шлака точно совпадает с положением лавового потока, что делает однозначным вывод о времени образования этого побочного прорыва. Общий объем его продуктов составляет 0,07 км³.

Рассмотрение цикла IКС показывает, что он в целом аналогичен предшествующим циклам ПС и МС, главным содержанием которых являлось формирование конусов палео- и мезо-Семячика. За время цикла IКС был построен третий крупный конус вулкана - кайно-Семячик, деятельность которого, как и в предшествующих случаях,

завершилась побочными прорывами (см. рис. 43, в). В начале нового цикла можно было бы ожидать аналогичное предшествующему развитие событий – дальнейшее смещение эруптивного центра по трещинной зоне и формирование юго-западнее следующего, четвертого, конуса вулкана. Однако возможности смещения питающего канала вулкана, видимо, оказались исчерпанными, что повлекло качественные изменения в характере его вулканической деятельности на следующем этапе развития.

Второй цикл деятельности кайно-Семячика (ПКС). Вулканическая деятельность кайно-Семячика в процессе цикла ПКС развивалась при фиксированном положении эруптивного центра в форме чередования деструктивных и конструктивных процессов, т.е. путем попеременного разрушения и восстановления постройки до прежней высоты. Это нашло отражение в характере вулканических проявлений трех ритмов, составляющих цикл ПКС.

Первый ритм (КС₃) цикла ПКС начался с беспрецедентно мощной для данного вулкана взрывной деятельности с излиянием пирокластического потока и разрушением вершины постройки, где образовался самый крупный кратер кайно-Семячика – кратер IV (см. рис. 41). Главные ветви пирокластического потока прошли по долинам юго-западной и юго-восточной частей подножия (см. рис. 40). Здесь, в долинах сухих рек, отложения пирокластического потока слагают целиком их борта, достигая видимой мощности 15–20 м. Между этими главными ветвями потока отложения его залегают маломощным покровом (10–50 см) на участке подножия Малого Семячика между конусами Южным и Обманувшим и местами на лавовых потоках конуса Южного. Пирокластический поток сложен бомбами (с максимальным диаметром до 70–80 см) и лапилли шлака черных андезито-базальтов с большим количеством резургентного материала – в основном измененных вулканитов, часто окрашенных в белые, розовые и зеленоватые цвета; глыбы могут достигать в поперечнике 1–2 м; заполнителем является желтоватый пылеватый разнозернистый песок. Общий объем материала, вынесенного потоком, составляет примерно 0,11 км³ при реконструированной площади его главных ветвей 21,2 км². Стратиграфическое положение потока четко устанавливается по перекрытию им самого верхнего гумусового горизонта пачки почв 4. Время извержения его надежно датируется по углям около 4000 лет назад (см. рис. 38; табл. 13). Даты, полученные по углям из этого потока, в целом согласуются с датами для подстилающей почвы 4.

Последовавший затем этап напряженной вулканической активности запечатлен в разрезах подножия вулкана мощными накоплениями тефры нижней пачки ритма КС₃, отвечающей по времени интервалу немногим более 1000 лет (образец с датой 3000⁺⁴⁰⁰ лет из верхней части пачки предоставлен Г.Н.Ковалевым). Пирокластические отложения этой пачки изменчивы по простиранию и корреляция отдельных слоев в них затруднительна. Хорошими маркирующими прослоями являются два горизонта шлака, обозначенные нами индекс-

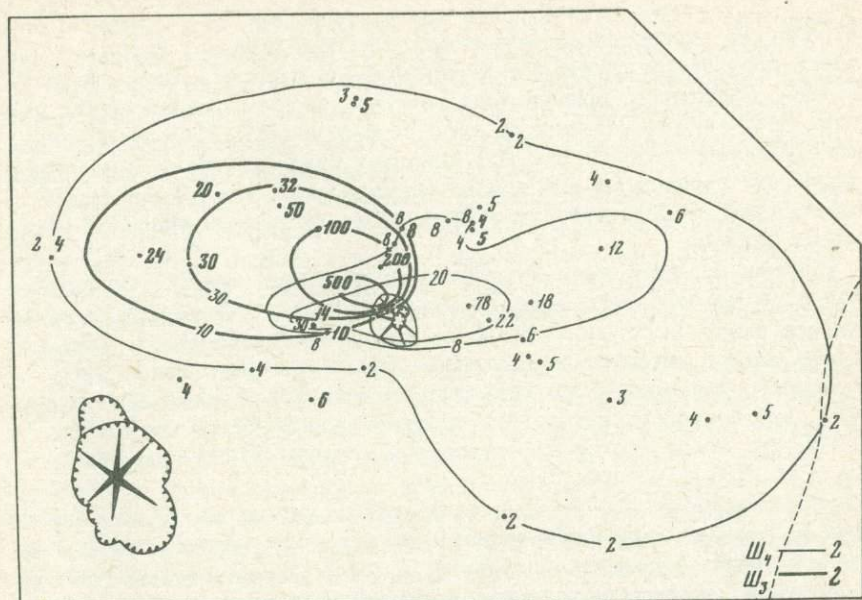


Рис. 46. Карта изопакит для маркирующих горизонтов тефры Ш₃ (жирные линии и цифры) и Ш₄ (тонкие линии и цифры)

сами Ш₃ и Ш₄. Для каждого из них была построена карта изопакит. Как видно на рис. 46, шлаки нижнего горизонта Ш₃ аккумулярованы в западном и северо-западном секторе подножия вулкана. Здесь в т. 101, 103, 3 они составляют основную часть разреза ритма, достигая в т. 3 мощности 5 м. Шлаки представлены черными пористыми сыпучими лапилли и бомбами с максимальным поперечником до 40–50 см, почти без песчаного заполнителя; в т. 3 отложения слабо стратифицированы – в них присутствуют желтые песчано-пылеватые горизонты, содержащие, помимо шлаков, большое количество обломков измененных пород. Видимо, толща шлаков накопилась в результате серии последовательных мощных выбросов, при которых разнос материала сохранял устойчивое северо-западное направление. Шлаки второго горизонта (Ш₄), судя по карте изопакит (см. рис. 46), выпадали несколько более равномерно; тем не менее основная ось их аккумуляции во время извержения имела ориентировку восток – запад. Остальная часть нижней пачки ритма сложена черными вулканическими песками – то слабо стратифицированными, если они отражают серии последовательных слабых извержений, то выраженными в виде единичных более однородных и четко отграниченных горизонтов, если они соответствуют отдельным более крупным и мощным извержениям. Напряженность вулканической деятельности при формировании этой части разреза ритма была высока, так как никаких межпелловых прослоев выделить не удаст-

ся. Лишь в самых верхах описываемой пачки фиксируется некоторое ослабление эксплозивной активности (около 3000 лет назад) — здесь слои тефры разделяются горизонтами супесей, содержащими, правда, постоянную примесь или неясные прослои вулканических песков. Повсеместно отмечается слой серого средне- и мелкозернистого вулканического песка (С), который является прекрасным маркирующим горизонтом для увязки верхней части рассматриваемой пачки даже в достаточно удаленных разрезах разных участков подножия вулкана.

Именно к этому времени относится излияние андезито-базальтовой лавы из побочного жерла-трещины на южном склоне вулкана на высоте около 1000 м. В разрезах тефры на потоке (т. 8, 164, 183) хорошо читается маркирующий горизонт серого пепла, подстилаемый черными слабо стратифицированными песками (см. рис. 42), что позволяет датировать излияние потока временем около 3000 лет назад (поток IV возрастной группы кайно-Семячика; см. рис. 39, 40; табл. 39).

Верхняя пачка пирокластических отложений ритма КС₃, залегающая на черных стратифицированных песках выше маркирующего слоя серого пепла, отражает ослабление, а затем полное прекращение эксплозивной активности во время формирования завершающей ритм почвы 3. Отложения этой пачки представлены в основном сероватыми и серо-коричневыми супесями с примесью и неясно выраженными прослоями черных вулканических песков (что свидетельствует о непрекращающейся эксплозивной активности вулкана) и отдельными четкими горизонтами тефры, отмечающими более крупные извержения. Наилучшим образом эти горизонты тефры выражены в пределах западного подножия вулкана, где в супесях верхней пачки ритма КС₃ хорошо читаются снизу вверх слои черного среднезернистого вулканического песка, черного крупнозернистого песка или гравия шлака, сиреневого тонкого пепла, черного мелкозернистого песка и желтого средне- и крупнозернистого песка (см. рис. 37, 38). Два нижних горизонта тефры местами выклиниваются по простиранию, верхние же — черный и сиреневый (СР)-пеплы прослеживаются практически повсеместно вокруг вулкана и являются прекрасными маркирующими горизонтами. Горизонт желтого пепла Ж₄ имеет региональное распространение и прослеживается в Карымско-Семячикском районе без существенного изменения мощности, что затрудняет отнесение его к определенному вулкану. Однако кислый состав этого горизонта (см. рис. 38) дает основание связывать его, по всей видимости, с деятельностью вулкана Карымского.

Завершается ритм КС₃ погребенной почвой 3, мощность которой изменяется от 5–6 до 50 см, составляя в среднем 19–20 см. Почва хорошо гумусирована и содержит большое количество стволов и веток ольхового и кедрового стланника, погребенных пирокластикой следующего ритма. Полученные нами даты для суммы всех горизонтов верхней части почвы и для содержащейся в ней древесины показали хорошую сходимост (см. рис. 38; табл. 13) и указыва-

ют на завершение формирования почвы около 600 лет назад. В почве отмечаются своеобразные маломощные (1–2 см) горизонты пирокластики, представленные мелко раздробленными (размер песка и дресвы) обломками белых и желтых измененных пород. Характерно присутствие горизонтов тонких белых алевро-пелитовых пеплов, связанных, видимо, либо с извержениями вулкана Карымского, либо с еще более удаленными вулканами.

Общая длительность ритма КС₃ составила около 3500 лет, из которых первая тысяча лет отвечает наибольшей напряженности эксплозивной активности. Состав пирокластического материала на протяжении ритма был достаточно однороден и соответствовал андезито-базальтам с некоторым отклонением в сторону большей основности в средней части ритма.

Если у подножия вулкана начало ритма КС₃ характеризовалось накоплением пирокластического материала, то в прижерловой части в это время, как указывалось выше, главную роль играли деструктивные процессы. Строение кратера IV, выработанного в толще вулканитов первого комплекса прижерловой толщи, вскрыто в северо-восточной стенке кратера Троицкого; оно детально изучено и описано О.Б.Селянгиным. Древний кратер выслан пачкой пирокластических и обвально-осыпных отложений и заполнен до краев мощным телом андезито-базальтов, представляющим собой застывшее лавовое озеро (рис. 41, комплекс 2). Тонкослоистый обломочный материал комплекса 3 (желто-серый псаммитовый туф, довольно прочно спцементированный продуктами распада частиц измененного резургентного материала), перекрывающий лавы, соответствует, видимо, верхней части ритма КС₃, отражая слабую эксплозивную деятельность заключительных этапов этого периода вулканической активности.

С этапом деятельности лавового озера в кратере вулкана связывается поток базальта, спустившийся по северо-западному склону постройки (поток V возрастной группы Малого Семячика (см. рис. 39, 40; табл. 39)). В разрезах тефры на лавовом потоке (т. 201, 92) повсеместно фиксируется почва 3 с обильной погребенной древесиной и подстилающие почву супеси с четкими прослоями черного и сиреневого пепла (см. рис. 42). Нижележащий слой серого вулканического песка здесь отсутствует, что позволяет датировать потоки временем моложе чем 3000 лет назад (около 1500–2000 (?) лет назад). Площадь потока составляет 3,9 км², а объем его лав около 0,06 км³.

Реконструкция вулкана конца ритма КС₃ на время излияния лавового озера (около 2000 (?) лет назад) показана на рис. 43, г.

Второй ритм (КС₄) вулканической активности кайно-Семячика в цикле ПКС начался с мощных эксплозивных выбросов. Продукты этих выбросов (рис. 57, пачка 1) представлены в пределах северного и северо-западного подножий черными шлаками (Ш₅), ареал распространения которых хорошо читается на карте изопакит (рис. 48). Шлаки являются ювенильным материалом, состоящим в большинстве случаев из пористых легких лапилли, а ближе к вулкану –

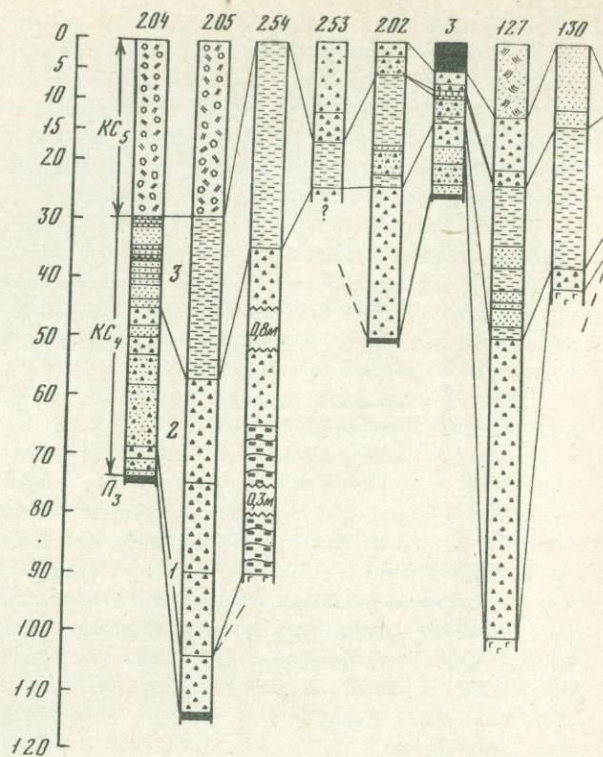
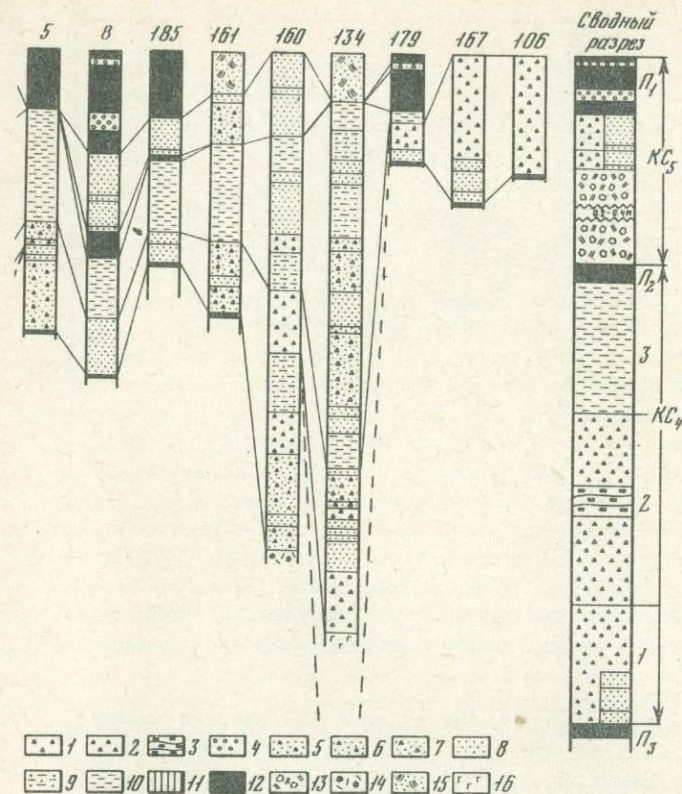


Рис. 47. Разрезы отложений ритмов КС₄ и КС₅ в пределах подножия вулкана Малый Семьячик

1 - вулканический гравий и лапилли шлака; 2 - вулканический гравий и лапилли с примесью резургентного материала; 3 - слабо-стратифицированный вулканический гравий; 4 - пемзовый вулканический гравий и песок; 5 - вулканический песок с примесью гравия шлака; 6 - вулканический песок с примесью гравия шлака и дресвы

из бомб до 30-40 см в диаметре (т. 255), практически без примеси резургентного материала. В пределах южного и восточного подножий шлаки отсутствуют и пирокластика начала ритма представлена вулканическими песками. Пески четко стратифицированы, слои мелко- и среднезернистых разностей чередуются со слоями более грубой тefры с примесью вулканического гравия и лапилли. Состав пирокластического материала отвечает андезитам. Наиболее полные разрезы отложений этого (КС₄) и следующего (КС₅) ритмов в более крупном масштабе показаны на рис. 47.

Активизация вулкана привела к гибели растительного покрова в радиусе 3-4 км от вулкана. Стволы и ветви кедрового и ольхового



измененных пород; 8 - вулканический песок; 9 - вулканические пески стратифицированные; 10 - пачка тонкослойных пестроокрашенных пеплов ("слоеный пирог"); 11 - супеси; 12 - горизонты погребенных почв; 13 - отложения вулканических взрывов; 14 - отложения пирокластических потоков; 15 - вулканические пески переязынные; 16 - базальты и андезито-базальты; П₁-П₃ - горизонты погребенных почв; 1-3 пачки отложений внутри ритма КС₄

стланика повсеместно встречаются под этой пирокластикой вместе с погребенной почвой 3.

С мощными выбросами начала ритма связаны и своеобразные огромные бомбы, разбросанные на поверхности лавовых и проплювиальных равнин в непосредственной близости от вулкана на расстоянии 2-4 км. Эти бомбы, или, вернее, гигантские вулканические глыбы размером преимущественно 1-2 м (отдельные - до 4-5 м вблизи вулкана), имеют удлиненную или овальную форму. Своим экзотическим видом бомбы напоминают окаменевших чудовищных "черепаш", "крокодилов", "ящеров", покрытых "панцирем", образование которого связано с мелким растрескиванием поверхности бомб при ударе

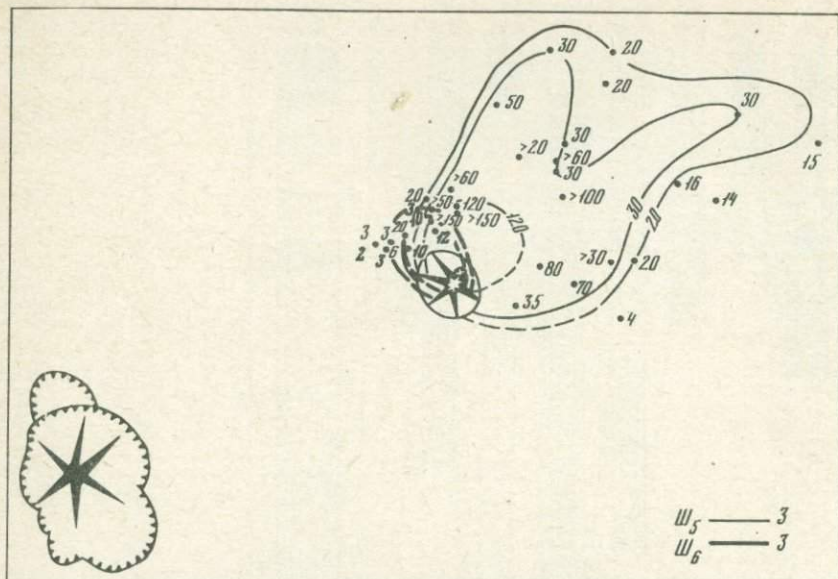


Рис. 48. Карта изопачит для маркирующих горизонтов тефры Ш₅ (тонкие линии и цифры) и Ш₆ (жирные линии и цифры)

о землю. В южном секторе подножия вулкана (на участке между конусами Южным и Обманувшим и на склонах конуса Южного), а также в северо-западном его секторе (на склонах останца пра-Семячика близ борта кальдеры) эти бомбы настолько обильны, что становятся своеобразной чертой ландшафта. Стратиграфическое положение бомб четкое – они лежат на почве 3 и отсутствуют на поверхности молодых лавовых потоков VI комплекса (см. ниже), что позволяет уверенно связывать бомбы с эксплозивными выбросами начала ритма КС₄.

Для пирокластики средней части ритма (см. рис. 47, пачка 2) характерно хорошо выраженное чередование четких прослоев вулканических песков разной крупности, содержащих то большую, то меньшую примесь гравия и лапилли шлака и отличающихся постоянным присутствием значительного количества резургентного материала – обломков и зерен белых и желтых измененных пород. В некоторых разрезах (т. 205, 254, 127) в этой части ритма отмечаются достаточно мощные горизонты и чисто ювенильного материала, представленные лапилли шлака или плотным серо-черным вулканическим сыпучим гравием.

Тефра верхней части ритма (пачка 3) представляет собой отложение типа "слоеного пирога" – это дробно переслаивающиеся пестроокрашенные тонкие пеплы и вулканические пески, которые фиксируют серии часто следовавших друг за другом слабых извержений. Иногда в пачке присутствуют более грубые прослой крупнозернистых

вулканических песков с гравием и дресвой измененных пород, особенно типичные для разрезов юго-восточной части подножия вулкана (т. 134, 160). В большинстве разрезов пеплы "слоеного пирога" являются маркирующим горизонтом, позволяющим проводить корреляции отложений ритма по площади. Это тем более важно, что во многих случаях там, где отсутствует почва 2, именно эта пачка заключает ритм КС₄, разделяя его относительно грубую пирокластику и аналогичную пирокластику начала следующего ритма КС₅.

Завершается ритм КС₄ формированием почвы 2. Хорошо гумусированный горизонт эта почва представляет собой только в т. 8, где она содержит погребенную древесину. Даты, полученные как для самой почвы, так и для заключенной в ней древесины, достаточно близки (см. рис. 37, 38; табл. 13) и указывают на окончание формирования отложений ритма около 400 лет назад.

В прижерловой части ритму КС₄ соответствуют отложения комплекса 4. Пирокластика в его составе полностью аналогична описанной для подножия вулкана. Низы комплекса сложены 40-метровой пачкой черных слоистых шлаков и агломератов (пачка 1), залегающих по северо-западной половине периметра кратера Троицкого (рис. 49). Пачка содержит только ювенильный материал и резко отделяется свежей черной окраской от подстилающих измененных пород предшествующих комплексов. Верхняя часть пирокластики четвертого комплекса, залегающая на лавах кольцевого потока (см. ниже) представлена аналогичной подножию пачкой пеплов "слоеного пирога" (пачка 3), которая подстилается более грубообломочными отложениями-горизонтами черных лапилли и бомб шлаков, часто с большим количеством резургентного материала, и горизонтами сыпучего черно-серого слабо стратифицированного вулканического граува (пачка 2).

Эффузивные породы ритма КС₄ представляют собой одно из наиболее интересных образований кайно-Семьячиг. По данным О.Б.Селянгина, это семь лавовых потоков практически одинакового состава (черные андезито-базальты) и строения. Мощность потоков достигает 15-20 м у фронтальных уступов, а суммарный объем этой последней и самой крупной эффузии цикла ПКС составляет 0,14 км³. Изучение тефры на потоках этой серии показало полную идентичность разрезов во всех случаях (см. рис. 42), что свидетельствует об излиянии лав практически в процессе одного извержения. Характерной особенностью перекрывающего потоки пирокластического чехла является отсутствие в разрезах почвы 3 и залегающей на ней пачки черных шлаков начала ритма. Непосредственно на лавах лежит тефра средней и верхней частей ритма - горизонт шлака с дресвой измененных пород и перекрывающая его пачка пеплов "слоеного пирога". Таким образом, стратиграфическое положение потоков достаточно четкое - они приурочены к средней части ритма КС₄ и излились, видимо, около 500 лет тому назад (см. рис. 39, 40, табл. 39, потоки возрастной группы VI).

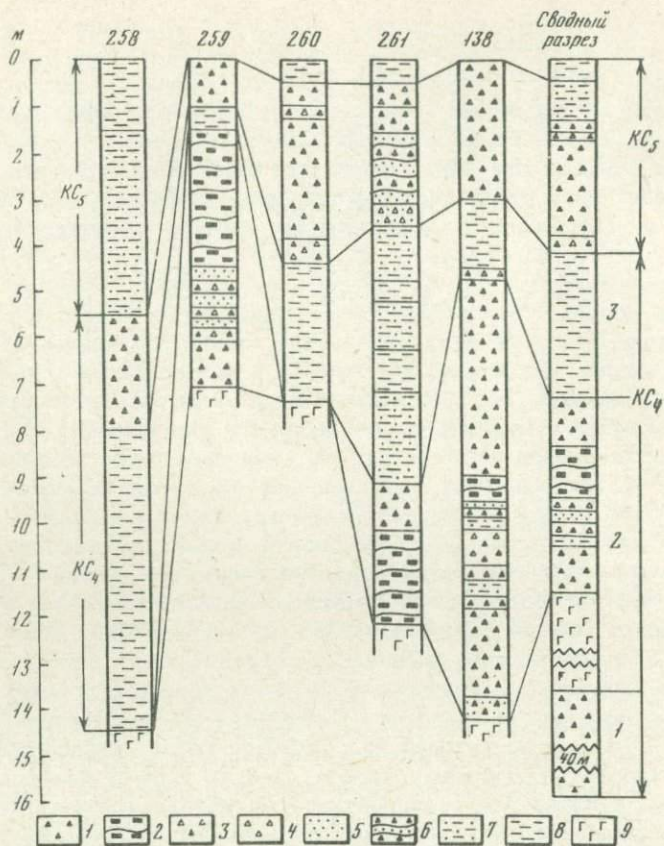


Рис. 49. Разрезы отложений ритмов KC_4 и KC_5 на конусе Кайно-Семячика в стенах кратера Троицкого

1 - вулканический гравий, лапилли и бомбы шлака; 2 - слабо-стратифицированный вулканический гравий; 3 - вулканический гравий, лапилли и бомбы шлака с примесью резургентного материала; 4 - горизонты с резким преобладанием резургентного материала; 5 - вулканические пески; 6 - стратифицированная тефра - переслаивание вулканических песков, гравия, лапилли и бомб; 8 - тонкослоистые пестроокрашенные пеплы пачки "слоеный пирог"; 9 - андезитобазальты лавового покрова вершины ("кольцевого потока"); 1-3 - пачки отложений внутри ритма KC_4

На вершине кайно-Семячика в составе описанного выше комплекса в бортах кратера Троицкого и примыкающего к нему с севера останца более древнего кратера наблюдается пласт лавы мощностью 1,5-8 м, который замкнутым кольцом опоясывает жерло по неровной кромке. Этот кольцевой выход является "истоком" описанных лавовых потоков на склонах и у подножия вулкана. Он имеет аналогичный состав и те же соотношения с горизонтами тефры: в запад-

ной стенке кратера поток подстилается мощными черными шлаками начала ритма и перекрывается слоистой тефрой, включающей горизонты шлаков с обломками измененных пород и ту же пачку пеплов "слоеного пирога". Таким образом, кольцевой выход лавы в кратере и расходящиеся от него "щупальца" потоков на склонах представляют единый покров. Поскольку сплошность покрова и равномерное заливание им вершины вулкана могли быть обеспечены лишь при наличии ровной горизонтальной кромки жерла, интерполяция по равновысоким участкам кратерных гребней позволила О.Б.Селянгиной восстановить корытообразную форму кратера V, соответствовавшего этапу эффузии и показанного на рис. 41. Кратер, по его заключению, несомненно вмещал лавовое озеро с уровнем зеркала около 1370 м, переливавшееся на разных участках гребня. Лавовые потоки VI возрастной группы являются последними эффузивными образованиями кайно-Семячика (см. рис. 43, д).

Общая длительность пульсации вулканической активности ритма КС₄ составила 200-250 лет. К концу этого периода кайно-Семячик был восстановлен до прежней высоты, которую он имел перед разрушением в начале цикла ИКС.

Последний ритм (КС₅) был чисто взрывным. Он начался взрывом, отложения которого залегают в пределах западного и юго-западного секторов подножия в радиусе 3 км от вулкана. Взрывные отложения особенно широко развиты в районе конуса Обманувшего, где они в виде небольших разбросанных всхолмлений лежат на поверхности лавовых потоков, включая и самые молодые из них потоки VI группы. Главную часть взрывных отложений составляет материал, представленный глубоко измененными эффузивами, которые, разваливаясь в труху, дают в толще зеленоватые, розовые и желтые цветные пятна; в небольших количествах среди резургентного материала присутствуют и глыбы эффузивов VI группы; заполнителем является серо-желтый пылеватый песок. Мощность взрывных отложений изменяется от нескольких до десятков сантиметров. В результате этого взрыва (около 400 лет назад) и последующих эксплозий и обрушений стенок кратер Троицкого окончательно оформился в его современных границах (см. рис. 43, е).

Тефра последующих извержений в пределах западного и северо-западного подножий вулкана представлена черными сыпучими лапилли и шлака (см. рис. 47, т. 253, 202, 3, 127 и др.). Карта изопакит (см. рис. 48), построенная для горизонта этих шлаков (Ш₆), показывает четкое северо-западное направление главной оси их аккумуляции. В некоторых разрезах северо-западного сектора подножий (т. 253, 202, 2, 3) шлаки подстилаются горизонтом вулканического гравия с обилием дресвы желтых и белесых измененных пород.

В привершинной части Кайно-Семячика разрез тефры ритма КС₅ (см. рис. 49) в целом аналогичен описанному у подножия. Это в основном черные шлаки (лапилли и бомбы) с горизонтами, обогащенными резургентным материалом. Один из таких горизонтов четко прослеживается в основании тефры этого ритма, залегая прямо

на пачке "слоеного пирога". Верхняя часть тефры на кратере представлена стратифицированными грубозернистыми песками, переходящими в пачку тонкослоистых мелко-, реже среднезернистых сероватых и желтоватых вулканических песков. У подножия вулкана аналоги этих более тонких пеплов в разрезах вообще отсутствуют.

Состав тефры ритма КС₅ соответствует андезито-базальтам. Общая длительность ритма составляет на данный момент около 400 лет, из которых первые 100 лет отличаются напряженной эксплозивной активностью. Заканчивается ритм формированием современной почвы и дернины, которые лишены прослоев пеплов Малого Семячика и свидетельствуют о прекращении выноса им твердых продуктов в течение последних 300 лет (см. датировку нижнего горизонта современной почвы на рис. 38 и в табл. 13). В почве фиксируются лишь два горизонта пемзовой тефры последних сильных извержений вулкана Карымского.

Проведенное изучение истории формирования Малого Семячика позволило О.Б.Селянгину и О.А.Брайцевой (Брайцева и др., 1978; Селянгин и др., 1979) наметить основные закономерности его развития. Суть этих закономерностей сводится к следующему.

1. Деятельность Малого Семячика на всем протяжении его формирования развивается как четкий циклический (ритмический) процесс. Каждый ритм начинается напряженной вулканической активностью и заканчивается ослаблением или полным прекращением вулканических проявлений; это фиксируется в разрезах подножий вулкана формированием погребенных почв.

2. В истории вулкана можно выделить четыре главных длиннопериодных цикла активности, которым отвечают четыре этапа структурно-морфологических преобразований в ходе формирования вулканического массива. Этим циклам соответствуют комплексы отложений палео-Семячика (ПС), мезо-Семячика (МС) и обе группы отложений комплекса кайно-Семячика (ИКС и ПКС). Длительность трех последних циклов установлена радиоуглеродным датированием. Она примерно одинакова и составляет 3500-4000 лет¹.

3. Первые три цикла ПС, МС и ИКС соответствуют этапам формирования трех главных конусов массива Малого Семячика. Ослабление вулканической активности или ее полное прекращение в конце каждого цикла отмечают завершение формирования вулканических конусов, достигавших, видимо, пределов роста. На достижение такого предела каждый конус "реагировал" побочными прорывами на склонах, дававшими выход магме на более низких гипсометрических уровнях. Существенно отметить, что достижение кайно-Семячиком предельной высоты устанавливается независимо: по соотношениям пород прижерловой толши и по приуроченности именно к этому времени прорывов конусов Южного и Обманувшего, что надежно фиксируется тефрохронологическими исследованиями. Периоды ослабления

¹ Эта длительность вычислена на основании радиоуглеродных дат без поправок на содержание радиоуглерода в атмосфере.

или затухания активности по достижении предела роста конуса в конце каждого цикла предвворяли перестройку системы питания вулкана как необходимого условия продолжения вулканизма — в начале нового цикла эруптивный центр смещался далее по трещине, где рядом с предыдущим начинал формироваться новый конус. В условиях свободного смещения по трещинной зоне такая циклическая схема повторилась трижды практически без существенных изменений.

4. По завершении третьего цикла (ИКС) возможности смещения канала по трещинной зоне оказались, видимо, исчерпанными. Это повлекло существенные изменения в характере вулканической деятельности. При фиксированном положении эруптивного центра цикл ИКС начался с мощного взрыва, излияния пирокластического потока и разрушения вершины постройки. Снижение высоты вулкана (и соответственно уровня выхода магмы на дневную поверхность) создало необходимые предпосылки для его дальнейшей деятельности, которая развивалась в течение цикла ИКС как чередование деструктивных и конструктивных процессов с попеременным разрушением вершины вулкана и новым восстановлением постройки до первоначальной высоты. Эруптивный канал испытывал незначительные перемещения в вершинной части постройки, что нашло отражение в формировании серии его гнездовых кратеров. Существенно отметить, что смещение кратеров кайно-Семячика происходило в том же направлении, что и смещение конусов массива — с северо-запада на юго-восток.

Ранее на основании общих геологических исследований в Карымской группе вулканов О.Б.Селянгин (1977) указывал на предельные высоты Малого Семячика, как на следствие достижения его конусами уровня гидростатического равновесия магмы и, с другой стороны, как на причину необходимости периодической перестройки магмопроводящей системы для обеспечения возможностей дальнейшего протекания вулканизма. Анализ закономерностей развития Малого Семячика, основанный на детальной реконструкции его истории, позволил подтвердить, что способами такой перестройки для него являются либо латеральная миграция канала с образованием новых конусов, либо процессы, снижающие высоту вулкана, — взрыв с разрушением вершины. Оба способа имеют общую направленность к поддержанию вулканического процесса и обеспечению его дальнейшего развития.

КАРЫМСКИЙ СЕНТОР

ГОЛОЦЕНОВЫЙ ПИРОКЛАСТИЧЕСКИЙ ПОКРОВ, СВЯЗАННЫЙ С КАЛЬДЕРООБРАЗОВАНИЕМ НА ВУЛКАНЕ ПРА-КАРЫМСКОМ

Карымская кальдера, неоднократно описанная многими исследователями (Влодавец, 1944; Горшков, 1962; Иванов, 1970; Зубин и др., 1971), представляет собой сравнительно небольшую по размерам (5 × 6,5 км по бровке обрамляющего уступа, 4 × 6 км по днищу) и прекрасно сохранившуюся вулcano-тектоническую структуру обрушения, возникшую в результате серии катастрофических извер-

жений пирокластического материала. Хорошо выраженный кальдерный уступ на западе и востоке "срезает" вулкан пра-Карымский, а на севере — склоны вулкана Двор; на юге кальдера не имеет четкого ограничения. В кальдере расположен современный действующий вулкан Карымский; лавы вулкана заполняют кальдерную впадину, местами (на юго-западе) полностью ее компенсируя.

Пирокластика, связанная с кальдерой, была описана Б.В. Ивановым; она представлена пемзой, отвечающей по составу разностям от липаритов до липарито-дацитов (Иванов, 1970). Проведенное нами детальное изучение этих отложений показало, что отложения кальдерообразующих извержений включают как пемзовые туфы пирокластики потоков, так и собственно тефру — бомбы, лапилли, отложения палящих туч. Пирокластические потоки концентрируются в долинах рек и прочих пониженных участках рельефа (рис. 50), а перенесенная по воздуху пирокластика (тефра) слагает плац разной мощности на склонах и водораздельных пространствах на всей обширной территории Карымского района. Наиболее полные и представительные разрезы пирокластики этапа кальдерообразования показаны на рис. 51; эти отложения приведены также на профиле рис. 52 (см. ниже), где они в большинстве случаев подстилают почвенно-пирокластический чехол Карымского вулкана; сводный разрез пирокластики рассматриваемого комплекса (КРМ) представлен в колонке рис. 53 (см. ниже).

На рис. 51 хорошо видно, что общая мощность пирокластических отложений кальдеры Карымского резко возрастает (до 20–60 м) за счет туфов пирокластических потоков в долинах рек Крестьянской (т. 331–335), Карымской (т. 302, 28), Корневой (т. 312), районе оз. Пересыхающего (т. 15) и в то же время она относительно невелика (3–5 м) на водоразделах (т. 310, 314, 278). Существенно отметить, что пирокластика фиксируется не только вблизи самой кальдеры, где в основном и были взяты разрезы, представленные на рис. 51, но также распространена на обширных прилегающих к ней территориях. На севере тефра кальдерообразующих извержений была описана нами у западного подножия вулкана Соболиного (мощность 50–60 см), на юге — на склонах вулкана Однобокого (мощность 30–40 см) и в долине р. Половинка (мощность 10 см); на востоке пемзовая тефра рассматриваемого комплекса прослеживается вплоть до океана (мощность на побережье 40–50 см), она охватывает площади, прилегающие к вулкану Малый Семячик. Здесь эти отложения были изучены при описании почвенно-пирокластических чехлов Малого Семячика, в которых пирокластика кальдеры вулкана Карымского является прекрасной маркирующей пачкой (см. рис. 37, комплекс КРМ); сводный разрез отложений этого комплекса в районе Малого Семячика представлен на рис. 38 (см. выше).

Рассмотрение частных (см. рис. 37, 51 и 52) и сводных (см. рис. 38 и 53) разрезов Карымского и Семячикского секторов показывает, что основные стратиграфические горизонты пирокластики

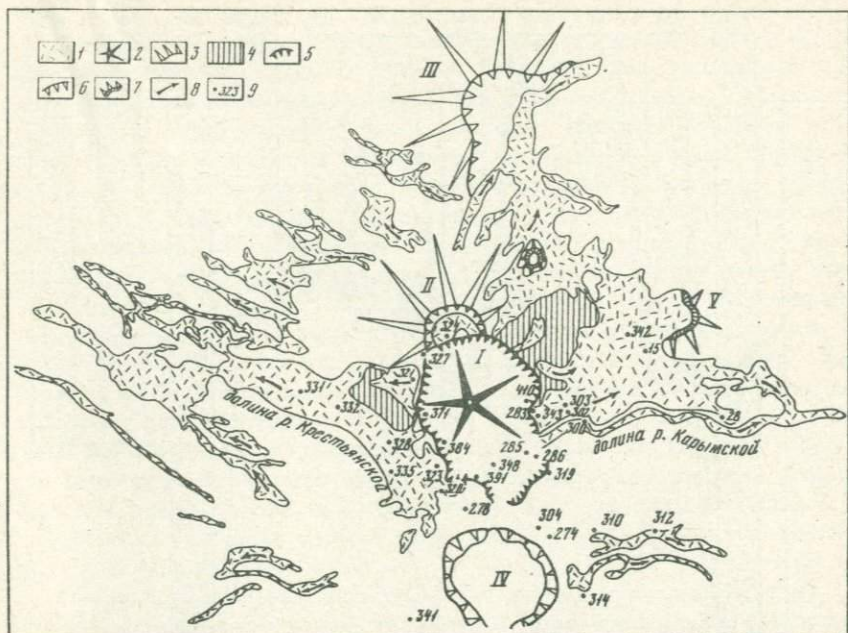


Рис. 50. Схема реконструкции пирокластических потоков, связанных с образованием кальдеры Карымского вулкана. Составил И.В. Мелекшцев

1 - пирокластические потоки; 2 - голоценовые стратовулканы; 3 - верхнеплейстоценовые стратовулканы; 4 - фрагменты постройки вулкана пра-Карымского; 5 - уступы кальдеры Карымского вулкана; 6 - уступы верхнеплейстоценовых кальдер и эксплозивных форм; 7 - маары; 8 - направление движения пирокластических потоков; 9 - местоположение разрезов почвенно-пирокластических чехлов. I - вулкан Карымский; II - вулкан Двор; III - вулкан Соболиный; IV - кальдера Карымского озера; V - маар оз. Пересыхающего

кальдеры Карымского вулкана прослеживаются на значительные расстояния без выклинивания. Это позволяет надежно коррелировать эти отложения на всей площади Карымской структуры, в связи с чем разрезы, полученные при изучении подножия Малого Семьячика с радиоуглеродными датировками древесины и погребенных почв, подстилающих и перекрывающих кальдерный комплекс, оказались прекрасным дополнением к датированным разрезам, полученным вблизи самой кальдеры вулкана Карымского (даты, взятые из разрезов района Малого Семьячика, показаны на сводной колонке рис. 53 со звездочками - см. ниже).

В комплексе пирокластических отложений, связанных с формированием кальдеры Карымского вулкана, выделяют три основных маркирующих горизонта - "нижние" пемзовые лапилли и бомбы, отложе-

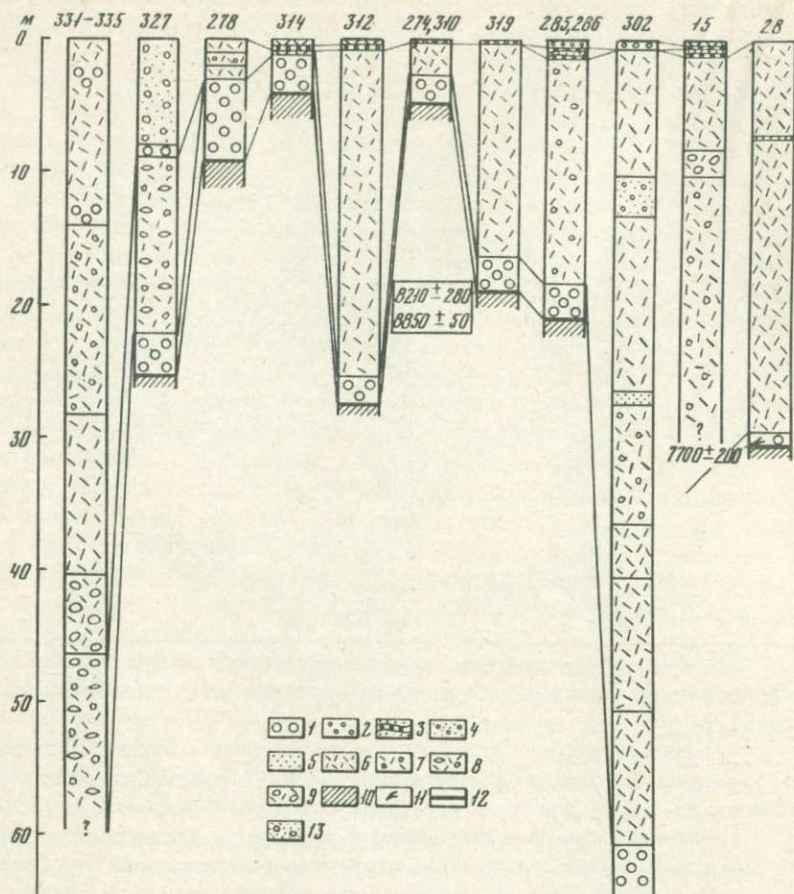


Рис. 51. Разрезы пирокластических отложений, связанные с образованием кальдеры Карымского вулкана

1 – пемзовые бомбы и лапилли; 2 – пемзовые лапилли и вулканический гравий, 3 – стратифицированная пемзовая тефра – переслаивание вулканических песков, гравия, лапилли; 4 – пемзовые пески с гравием и лапилли; 5 – вулканический песок; 6 – агломератовые пемзовые туфы пирокластических потоков; 7 – агломератовые ксенотуфы пирокластических потоков; 8 – агломератовые ксенотуфы пирокластических потоков, местами слабо спекшиеся; 9 – бомбовый пемзовый туф; 10 – верхнеплейстоценовые лавы и туфы; 11 – обугленная древесина; 12 – горизонты погребенных почв (показаны вне масштаба); 13 – пемзовые вулканические пески с существенной примесью резургентного материала

ний пирокластических потоков и палящих туч и "верхние" пемзовые лапилли.

Кальдерообразующие извержения начались с эксплозивных выбросов ювенильного материала. Нижний горизонт тефры представлен сахарно-белым пемзовым липаритовым гравием и вулканическим песком. Он перекрывается слоем пемзовых лапилли ("нижние" лапилли), которые вблизи кальдеры замещаются пемзовыми бомбами до 30-40 см в поперечнике. Мощностъ горизонта пемзовых бомб в т. 278 составляет 6 м, на остальных участках вблизи кальдеры она в среднем равна 2,5-3 м. Пемза пористая, волокнистая, чаще белая или розоватая, иногда желтая. Горизонты лапилли очень сыпучи и почти не содержат песчаного заполнителя. Пачки же, сложенные бомбами, хорошо держат стенки в бортах ручьев и промоин, поскольку бомбы уложены достаточно плотно. По данным Б.В. Иванова (1970), пемза имеет дацитовый состав; полученные нами химические анализы пемзовых лапилли и гравия из того же горизонта в районе западного подножия Малого Семячика (т. 3, 5) отвечают разностям от дацитов до липаритов. Пемзовый гравий и лапилли ложатся прямо на подстилающую почву; никаких взрывных брекчий, содержащих материал старых построек, нами обнаружено не было ни в одном изученном разрезе.

Почвенный горизонт, подстилающий кальдерную пирокластику, прекрасно выражен на всей территории Карымской структуры и именно его присутствие в разрезах позволяет уверенно отделять отложения, связанные с кальдерой Карымского вулкана от более древних, в некоторых случаях очень сходных с ними по облику и составу, верхнеплейстоценовых пемзовых туфов кальдер Однобокого и вулкана Академии Наук. Радиоуглеродные даты, полученные для подстилающей пирокластику почвы, как вблизи кальдеры (см. рис. 51, т. 286; табл. 14), так и в разрезах подножия Малого Семячика (см. рис. 38; табл. 13), показали хорошую сходимость. Самый верхний гумусовый горизонт почвы, который формировался в период, непосредственно предшествовавший кальдерообразованию, имеет возраст 7800-7900 лет. С этим значением возраста хорошо согласуется датировка 7700 лет, полученная по углям из "нижних" лапилли в т. 28, где они ложатся прямо на описанную почву.

За выбросами тефры последовало извержение пирокластических потоков, главные ответвления которых распространились на запад по долине р. Крестьянской и на восток по долине р. Карымской (см. рис. 50); значительные площади были также покрыты ими в пределах равнинных участков подножия вулкана Двор (в кальдере Соболиного) и пра-Карымского (район оз. Пересыхающего). Отложения серии пирокластических потоков наилучшим образом вскрыты в бортах рек Крестьянской, Карымской, их мелких притоков и в долинах ручьев, стекающих к оз. Пересыхающему. Видимая мощностъ отложений в этих долинах составляет от 20 до 60 м (при мощностъ отдельных пирокластических потоков в разрезах 5-12 м); в

большинстве случаев основание толщи не вскрыто и туфы уходят под урез водотоков.

Отложения пирокластических потоков представлены в основном белыми (иногда слегка розоватыми), палевыми, светло-серыми и желтоватыми агломератовыми пемзовыми туфами. Основную массу в них составляет песчано-пылеватый материал, в котором рассеяны лапилли и бомбы пемзы; часто бомбы образуют в толще туфа скопления, выступающие в виде линзовидных прослоев протяженностью от одного до десятков метров. Пирокластические потоки постоянно содержат небольшую примесь резургентного материала, беспорядочно распределенного в пемзовом туфе. Однако в некоторых потоках количество резургентного материала настолько возрастает, что мы имеем дело уже с типичным ксенотуфом. Чужеродный материал обычно представлен щебенкой и глыбами (до 1-3 м в поперечнике) эффузивов, часто в желтоватой или рыжеватой рубашке, а также в меньшей мере обломками измененных пород розоватого, зеленоватого и желтого цвета: это захваченные во время извержения лавы и туфы, слагающие докальдерные постройки вулканов пра-Карымский и Двор. Иногда резургентный материал образует линзообразные скопления протяженностью до нескольких и десятков метров; эти прослои, обогащенные крупными глыбами, четко выделяются на общем фоне относительно мелкообломочных пемзовых туфов. Отложения пирокластических потоков обычно рыхлые или слабо уплотненные, более плотные разности иногда обнаруживают намечающуюся своеобразную столбчатую отдельность.

Особо следует остановиться на породах, залегающих в основании толщи пирокластики, выполнившей долину р. Крестьянской. Здесь в т. 331 и на отрезке долины протяженностью около 4 км выше по течению от этой точки повсеместно в основании ее бортов вскрываются очень плотные темно-серые и буровато-серые агломератовые ксенотуфы, состоящие из обломков эффузивных пород и бомб темно-серой пемзы до 10-15 см в поперечнике; заполнитель псаммитовый. Отложения отличаются от вышележащих пемзовых туфов своей темной окраской, значительной плотностью и обилием резургентного материала. Видимая мощность туфов колеблется от 5 до 10 м, они уходят под урез реки; подстилающие породы нигде на изученном нами отрезке реки не вскрыты. Отнесение этих туфов к голоценовому комплексу пирокластики кальдеры вулкана Карымского были бы проблематичным, если бы не однозначно трактуемый разрез в т. 327 (рис. 51) на западном борту кальдеры. Здесь те же самые туфы мощностью 12-15 м залегают на описанных выше бело-розовых бомбах "нижнего горизонта", которые в свою очередь подстилаются погребенной почвой, начинающей голоценовый разрез и сформированной на лавах вулкана пра-Карымского. Туфы этого разреза обнаруживают слабую степень спекания - обломки темно-серой пемзы уплощены и местами превращены в типичные для спекшихся туфов линзовидные включения, ориентированные параллельно подошве слоя. По сравнению с долиной р. Крестьянской

туфы содержат меньше резургентного материала. По-видимому, породы, описанные в т. 327 и в долине р. Крестьянской, являются первыми порциями материала в серии пирокластических потоков, связанные с кальдерообразующими извержениями; отложения их были достаточно сильно нагреты, что обусловило спекание пород близ источника извержения даже при сравнительно небольшой (10–12 м) мощности.

В то время как пирокластические потоки концентрировались в долинах рек, на междуречных пространствах отложился тонкий алевритовый материал, по облику и стратиграфическому положению в разрезах (между "нижними" и "верхними" лапилли) полностью аналогичный туфам пирокластических потоков. Цвет этих отложений также палевый или чуть розоватый, более грубый материал встречается в виде единичных лапилли. По-видимому, рассматриваемый горизонт представляет собой отложения палящих туч, которые сопровождали извержения пирокластических потоков и распространялись на значительные расстояния за их пределы. Мощность отложений палящих туч неравномерна и колеблется от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров вблизи кальдеры и в прилегающем районе Карымского озера; в разрезах южного подножия Малого Семячика, тяготеющих к долине р. Карымской, максимальная мощность этого горизонта составляет 1 м (см. рис. 37), минимальные мощности отложений палящей тучи (2–4 см) отмечены на берегу океана и в пределах северного подножия Малого Семячика. Мы связываем описываемые отложения именно с палящей тучей, поскольку найденные в этом слое растительные остатки повсеместно обуглены. Радиоуглеродные даты для древесных углей из этих отложений дают значения возраста порядка 8000–8400 лет (см. рис. 38; табл. 13) и систематически несколько "задревнены" сравнительно с тем, что можно было бы ожидать, судя по возрасту подстилающей погребенной почвы. "Задревнение" связано, видимо, с захватом углерода вулканической углекислоты из горячих и газонасыщенных отложений палящей тучи материалом в процессе обугливания. Приведенные же выше даты, полученные по углям из выпавших холодными "нижних" лапилли хорошо согласуются с датами из подстилающей их почвы. По-видимому, обугливание древесины в лапилли было связано с последующим прогревом в т. 28 от перекрывающих их мощных (около 30 м) отложений пирокластического потока.

За извержением пирокластических потоков последовала новая серия взрывных выбросов, отложения которых представлены горизонтами хорошо стратифицированной тефры с чередованием пемзовых лапилли, вулканического гравия, пемзовых песков и тех же песков с примесью гравия и лапилли. Последний крупный выброс из этой серии взрывов сформировал четко выраженный горизонт "верхних" лапилли липаритового состава, к которым вблизи кальдеры примешиваются бомбы до 20–30 см в диаметре. От лапилли нижнего горизонта они отличаются более желтым цветом и присутствием

заполнителя в виде вулканического песка. В отличие от "нижних" лапилли и бомб, пользующихся региональным распространением, горизонт "верхних" лапилли повсеместно фиксируется лишь в разрезах, расположенных восточнее и северо-восточнее кальдеры. На восточном борту кальдеры Карымского вулкана в т. 383 при мощности слоя 1,5 м наблюдаются крупные пемзовые бомбы до 20–30 см в поперечнике. Постепенно убывая в крупности, материал рассматриваемого горизонта прослеживается вплоть до берега океана, где его мощность составляет около 8–10 см; он фиксируется также повсеместно в разрезах кольцевого профиля подножия вулкана Малый Семячик (см. рис. 37). К северу, западу и югу от кальдеры лапилли "верхнего" горизонта либо отсутствуют, либо мощность их даже на борту кальдеры не превышает 10–12 см.

Завершился кальдерообразующий этап новыми извержениями пирокластических потоков, по-видимому, значительно более скромных размеров, и связанных с ними отложений палящих туч. Отложения их представлены в т. 314, 312, 283, 303, 15 маломощными палевыми или слабо-розоватыми псаммитовыми и алевритовыми туфами с единичными лапилли пемзы. О времени завершения кальдерообразующих извержений свидетельствует возраст почвы, перекрывающей комплекс описанной кальдерной пирокластике. Для нее получены даты порядка 7300–7500 лет. Таким образом, весь период кальдерообразующих извержений охватывает короткий интервал длительностью не более 200–400 лет. Можно полагать, однако, что он был значительно короче и не превышал, возможно, нескольких десятков лет, так как отложение мощной пемзовой тефры повсеместно прервало процесс почвообразования и до нового появления растительности с началом формирования датируемого нами почвенного горизонта протекло, видимо, немалое время.

Вулканическая деятельность кальдерообразующего этапа в целом, как было показано выше, характеризовалась мощными эксплозивными выбросами и извержением серии пирокластических потоков. Общий объем материала точно определить в настоящее время не представляется возможным, однако, учитывая имеющиеся данные, можно полагать, что объем пирокластике седьмого покрова составляет не менее 4 и не более 6 км³ (Иванов, 1970).

После образования кальдеры вулканическая деятельность в районе Карымского центра временно резко ослабилась. За этот период сформировалась пачка погребенных почв (см. рис. 53, нижняя пачка П), представляющая собой гумусированные в разной степени почвенные горизонты, чередующиеся с маломощными прослоями тефры. Тефра представлена черными вулканическими песками и гравием шлака, связанными с извержениями молодого конуса Малого Семячика – кайно-Семячика, формирование которого началось в это время (тефра ритмов КС₁ и КС₂ этого вулкана (см. рис. 38)). Прослой желтых пеплов частично также связаны, видимо, с деятельностью Малого Семячика (пеплы охристого горизонта и пепел Ж₁ разреза Малого Семячика); что же касается желтых вулканических

песков в верхней части пачки (они же пепел Ж₂ в колонке (см. рис. 38)), то принадлежность их к Малому Семячику не исключена, однако региональное развитие этих пеплов без существенного изменения мощности по всему Карымско-Семячскому району вплоть до Жупановских Востряков делает это заключение не однозначным. Вызывает интерес горизонт гравия и мелких плотных лапилли, встреченный в разрезах т. 310, 304, 319 на участке к северо-востоку от оз. Карымского и не отмеченный в других местах; принадлежность этой тефры к определенному центру установить трудно в связи с ее локальным распространением.

Общая длительность формирования рассматриваемой пачки погребенных почв составила более 1000 лет, судя по радиоуглеродным датам самого нижнего гумусового горизонта (7550 \pm 80, 7310 \pm 100) и датам для одного из верхних горизонтов (6740 \pm 100, 6300 \pm 300). О точном времени его окончания судить пока трудно, так как не получены датировки для самого верхнего гумусового горизонта пачки почв. Можно полагать, что в кальдере в это время накапливались озерные и флювиальные отложения, которые в настоящее время перекрыты лавами вулкана Карымского; не исключено, что они могут быть вскрыты в будущем при буровых работах.

Новая вспышка вулканической активности связана с возникновением в кальдере вулкана Карымского - одного из наиболее активных действующих вулканов Восточной зоны.

ВУЛКАН КАРЫМСКИЙ

Карымский вулкан представляет собой правильный конус с абсолютной высотой около 1500 м и относительной - 700 м. Это типичный стратовулкан, сложенный переслаивающимися андезитовыми и андезито-дацитовыми лавами и горизонтами рыхлой пирокластики. Конус практически не расчленен эрозией, на вершине его находится кратер, который от извержения к извержению меняет свою форму и размеры.

"Пьедестал" вулкана образован лавовыми потоками, заполнившими кальдере, в которой расположен сам вулканический конус. Среди лавовых потоков Б.В. Ивановым (1970) было выделено два комплекса: более ранний, южный, сложенный андезито-дацитами и дацитами, и более молодой, северный, сложенный андезитами. Потоки исторических извержений заливают северные склоны и подножие вулкана; состав лав этих извержений изменяется также в узком диапазоне от андезитов до дацитов.

История формирования вулкана восстанавливается на основании тефростратиграфических исследований. Методика этих работ аналогична методике, примененной на вулкане Малый Семячик, и включает изучение разрезов почвенно-пирокластического чехла подножия вулкана с выделением и корреляцией главных пачек пирокластики и разделяющих их горизонтов погребенных почв. Первые результаты этих исследований были опубликованы нами ранее (Брайцева и др.,

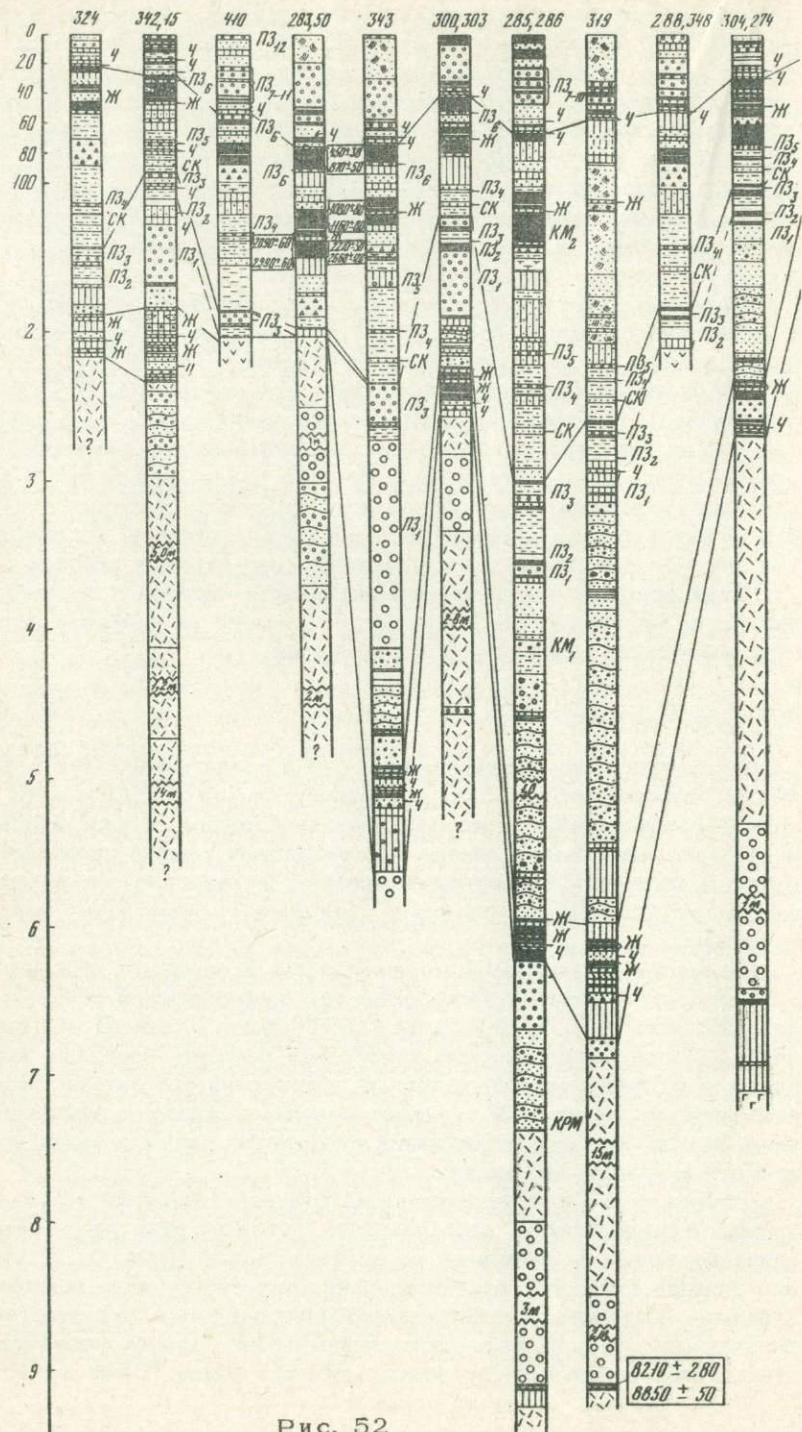


Рис. 52

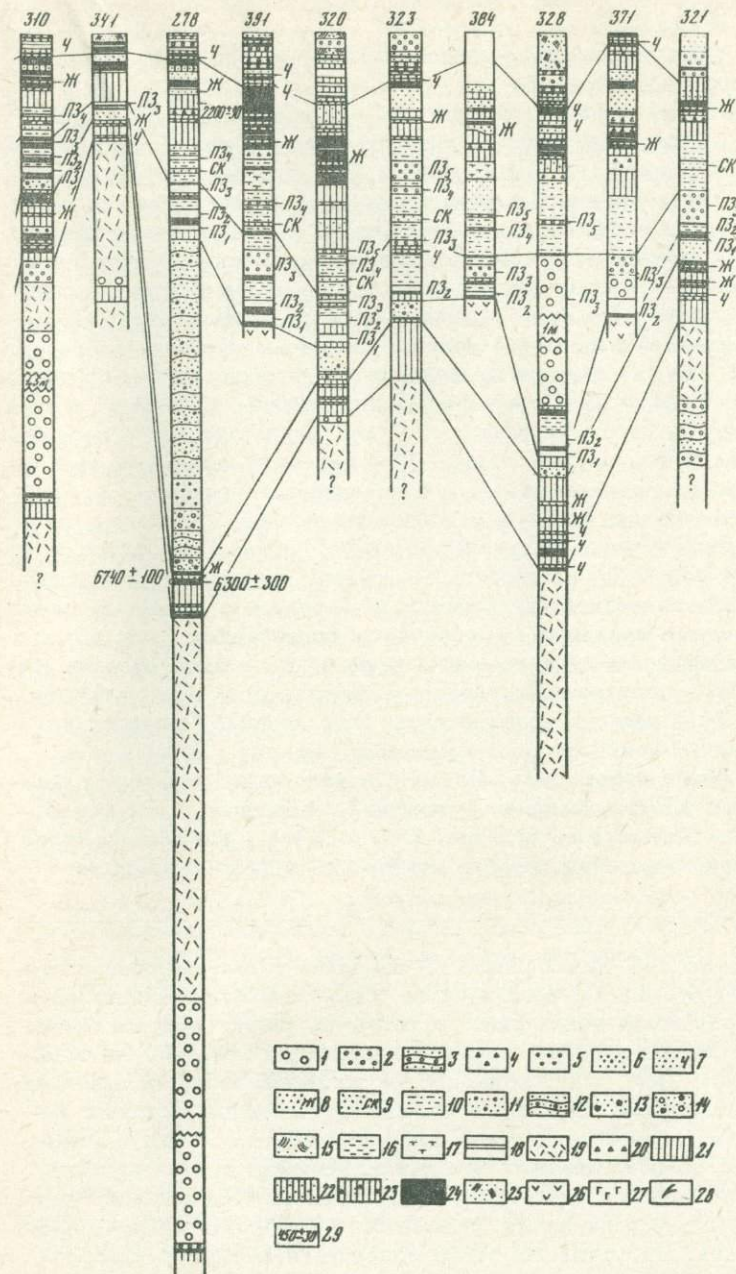


Рис. 52

Подпись к рис. 52

Рис. 52. Разрезы тефры, расположенные по кольцевому профилю вокруг вулкана Карымского

1 – пемзовые бомбы и лапилли; 2 – лапилли и вулканический гравий; 3 – стратифицированная пемзовая тефра – переслаивающиеся вулканические пески, гравий и лапилли; 4 – вулканический гравий шлака; 5 – вулканический гравий плотный; 6 – вулканические пески серые; 7 – вулканические пески черные; 8 – вулканические пески желтые; 9 – вулканические пески коричневато-серые; 10 – вулканические пески слабостратифицированные; 11 – вулканические серые пылеватые пески с плотным гравием; 12 – стратифицированные серые пылеватые вулканические пески с примесью вулканического гравия; 13 – серые пылеватые вулканические пески с примесью лапилли и бомб; 14 – вулканические пески с лапилли, бомбами и примесью резургентного материала; 15 – вулканические пески перевеянные; 16 – тонкослоистые пеплы; 17 – супеси с прослоями светло-серых и палевых тонких пеплов и вулканических песков; 18 – горизонты тонких белых, палевых и розоватых пеплов; 19 – туфы пирокластических потоков и палящих туч; 20 – дресва эффузивов и измененных пород; 21 – супеси; 22 – супеси с примесью и неясными прослоями вулканических песков; 23 – супеси с примесью пемзовых лапилли и гравия; 24 – горизонты погребенных почв; 25 – дернина, насыщенная вулканическим песком; 26 – лавы вулкана Карымского; 27 – верхнеплейстоценовые эффузивы; 28 – погребенная древесина; 29 – радиоуглеродные даты (лет назад), в квадратах показаны даты, полученные по щелочным вытяжкам из одного и того же образца почвы. ПЗ₁–ПЗ₁₃ – маркирующие горизонты пемзовой тефры: КРМ – комплекс отложений, связанных с образованием кальдеры Карымского вулкана; КМ₁ и КМ₂ – комплексы отложений, отвечающие двум ритмам активности вулкана Карымского

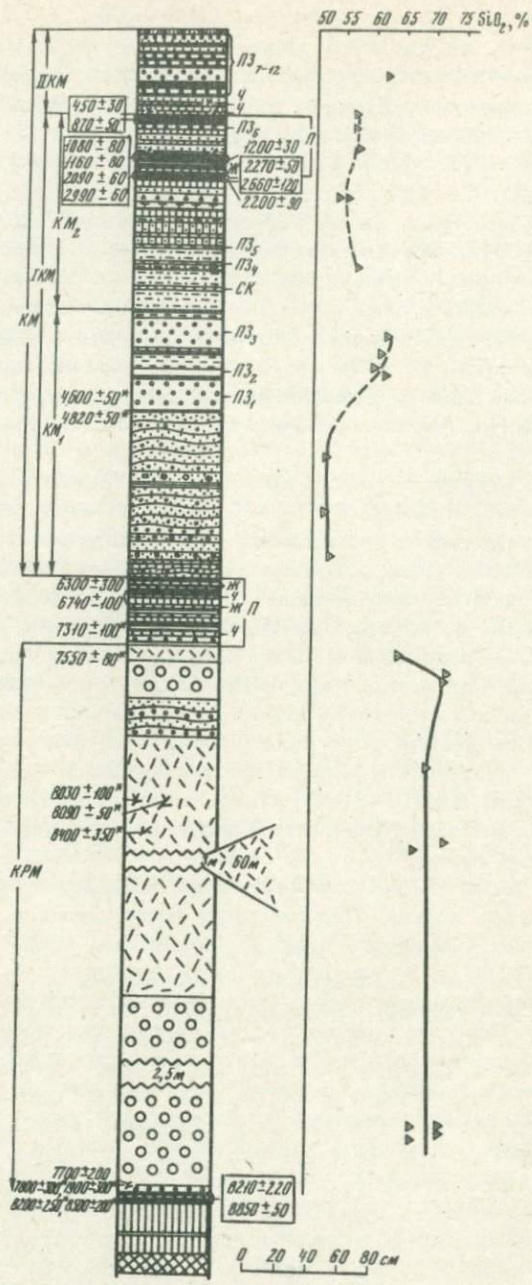
1979), однако они базировались на изучении только южного сектора подножия вулкана. В последующие годы удалось расширить рамки тефростратиграфических работ и получить вокруг вулкана около 40 полных разрезов тефры, главные из которых показаны на кольцевом профиле (рис. 52). Большинство разрезов взято на пемзовых отложениях кальдеры Карымского и включает полный комплекс пирокластиков вулкана с начала его формирования; некоторые колонки получены на древних лавовых потоках у подножия конуса и, хотя нижняя часть чехла в них отсутствует, зато верхняя содержит наиболее полный набор пепловых горизонтов в непосредственной близости от вулкана. На основании этого первичного материала был построен сводный разрез пирокластических отложений (рис. 53), который в общих чертах отвечает полученному ранее (Брайцева и др., 1979) с некоторыми изменениями и уточнениями, сделанными на основании проведенных дополнительных исследований. Мощности го-

ризонтов этого разреза вычислены как среднее из разрезов кольцевого профиля. Что касается возрастного расчленения лавовых потоков, как это было сделано для вулкана Малый Семячик, то эта работа для Карымского вулкана только начата и здесь будут изложены ее первые предварительные результаты.

Анализ сводного разреза почвенно-пирокластического чехла позволяет наметить основные этапы в истории вулкана Карымского. Как уже указывалось выше, образованию вулкана предшествовал период относительного покоя, фиксированный формированием пачки погребенных почв и продолжавшийся более 1000 лет. Точное время возникновения вулкана пока не установлено в связи с отсутствием радиоуглеродной даты для самого верхнего гумусового горизонта пачки почв, погребенных пирокластикой его начальных извержений. Однако можно с уверенностью утверждать, что начало его формирования приурочено к моменту несколько моложе 6500 лет назад.

В истории вулкана можно выделить два главных цикла активности (см. рис. 53). Первый (IКМ) отвечает этапу построения вулканического конуса и завершается существенным ослаблением вулканических проявлений с формированием мощной пачки погребенных почв. Этот цикл в свою очередь состоит из двух ритмов (КМ₁ и КМ₂), каждый из которых начинается напряженной эксплозивной активностью с накоплением пачек пирокластики и завершается изменением характера вулканических проявлений, что находит выражение в увеличении интервалов между извержениями с формированием горизонтов погребенных почв разной мощности; для первого ритма характерно существенное раскисление материала к его концу. Второй, незавершенный цикл (ПКМ) отвечает последнему этапу активности вулкана, который отличается некоторыми специфическими особенностями (см. ниже).

Первый ритм (КМ₁) отвечает начальному этапу формирования вулканического конуса. Пирокластика этого времени, описанная во всех разрезах кольцевого профиля, наилучшим образом выражена в т. 285, 319, 278, где ее мощность достигает 2–3 м. Это хорошо стратифицированная тефра, представленная чередующимися слоями вулканических пылеватых песков серого или зеленовато-серого цвета и горизонтов тех же песков с примесью вулканического гравия и плотных округлых "лавовых" лапилли; иногда гравий и лапилли образуют самостоятельные прослои; среди тефры отмечаются также маломощные горизонты розоватых или палевых тонких пеплов. В нижней части описанной пачки пирокластики и в средней ее части (выше тонких пеплов) встречаются прослои тех же песков, обогащенные грубым материалом, — лапилли и бомбы, достигающими 5–15 см в поперечнике (отдельные глыбы до 60 см); бомбы сложены шлаком или плотными разностями со шлаковой коркой. В этих же горизонтах постоянно присутствует резургентный материал, представленный щебенкой и глыбами (до 15 см) эффузивов и мелкими обломками измененных пород. Следует отметить, что в нижней час-



- | | | | | | | |
|----|----|----|----|----|----|----|
| 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 | | |

ти пирокластики следится маломощный почвенный горизонт (содержащий тонкий серый пепел), который отвечает краткой остановке в деятельности вулкана; за ним последовало продолжение эксплозивной активности с накоплением пирокластики, где горизонты тефры залегают непосредственно один на другом без каких-либо перерывов.

Химический анализ шлаковых бомб и серых вулканических песков показал (см. рис. 53), что материал начальных извержений вулкана Карымского отвечает по составу андезито-базальтам, т.е. является более основным, чем предполагалось ранее на основании изучения андезито-дацитовых лавовых потоков его подножия. Эти расхождения объясняются тем, что все изученные лавовые потоки вулкана занимают в разрезе тефры более высокое стратиграфическое положение (см. ниже), а лавы, излившиеся во время накопления описанной тефры (если они вообще изливались), погребены более молодыми вулканитами и нигде не встречены.

Верхняя пачка ритма KM_1 характеризуется существенным поoxidением пирокластического материала, который представлен прослоя-

Рис. 53. Сводный разрез пирокластических отложений вулкана Карымского и его кальдеры

1 - пемзовые бомбы и лапилли; 2 - лапилли и вулканический гравий; 3 - стратифицированная пемзовая тефра - переслаивающиеся вулканические пески, гравий, лапилли; 4 - вулканический гравий шлака; 5 - вулканический гравий плотный; 6 - вулканические пески серые; 7 - вулканические пески черные; 8 - вулканические пески желтые; 9 - вулканические пески коричневатые-серые; 10 - вулканические пески слабостратифицированные; 11 - серые пылеватые вулканические пески с плотным гравием; 12 - стратифицированные серые пылеватые вулканические пески с примесью гравия; 13 - серые пылеватые вулканические пески с примесью лапилли, бомб и резургентного материала; 14 - охристые пеплы; 15 - тонкослоистые светло-серые и розоватые пеплы с горизонтами вулканических песков; 16 - супеси с прослоями светлых тонких пеплов и вулканических песков; 17 - горизонты тонких, белых, палевых и розоватых пеплов; 18 - туфы пирокластических потоков и палящих туч; 19 - погребенная древесина; 20 - супеси; 21 - супеси с примесью вулканических песков; 22 - горизонты погребенных почв; 23 - дернина, насыщенная вулканическим песком; 24 - верхнеплейстоценовые лавы и туфы; 25 - радиоуглеродные даты (лет назад); в квадратиках показаны даты, полученные по щелочным вытяжкам из одного и того же образца почвы; звездочками отмечены даты, взятые из разрезов подножия Малого Семячика; 26 - образцы тефры. КРМ - комплекс отложений, связанных с образованием кальдеры Карымского вулкана; КМ - комплекс тефры вулкана Карымского; I КМ, II КМ - циклы, KM_1 и KM_2 - ритмы активности вулкана Карымского; ПЗ₁-ПЗ₁₂ - маркирующие горизонты пемзовой тефры, II - пачки погребенных почв

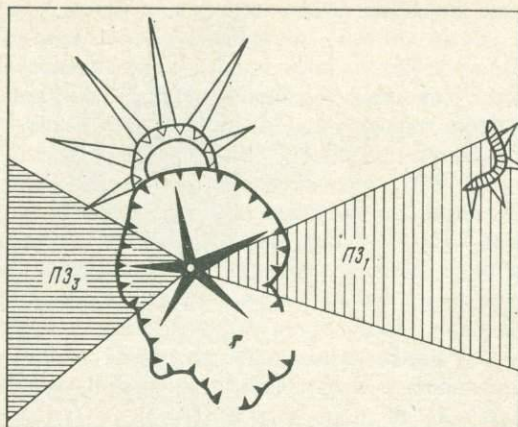


Рис. 54. Основные направления распространения пемзопадов во время образования горизонтов тефры Pz_1 и Pz_3

Штриховкой показаны секторы, в которых происходила преимущественная аккумуляция материала каждого из горизонтов. Условные обозначения см. на рис. 50

ми андезитовой и андезито-дацитовый пемзовой тефры, разделенной маломощными, но четкими горизонтами погребенных почв. Три пемзовые слоя (Pz_1 , Pz_2 и Pz_3) прослеживаются во всех разрезах, причем нижний и верхний из них резко меняют свои мощности по кольцевому профилю (см. рис. 52), отражая положение основных осей пемзопадов. При формировании горизонтов Pz_1 и Pz_3 взрывные выбросы были направлены четко; на рис. 54 показаны секторы, в которых преимущественно аккумуляровался материал каждого из них. Главная ось пемзоплада во время выброса Pz_1 проходила вдоль долины р. Карымской. На борту кальдеры в т. 343 мощность этого горизонта, включающего лапилли и крупные бомбы, составила около 1,5 м. Пемзоплад захватил и область южного подножия вулкана Малый Семячик, где мелкие лапилли и вулканический гравий именно этого горизонта повсеместно отмечаются в пачке почв 4, что и позволяет нам перенести на сводный разрез Карымского вулкана (см. рис. 53) полученные на Семячке (см. рис. 38) датировки подстилающей пемзу почвы (4600–4800 лет). За пределами показанного сектора крупность материала резко падает и горизонт представлен белым, часто сизоватым, тонким пеплом, иногда с единственным пемзовым гравием.

Ось пемзоплада во время выброса тефры горизонта Pz_3 прошла, напротив, к западу от кальдеры; здесь на ее борту мощность пемзовых лапилли и бомб составила 1,8 м. Вне пределов показанного сектора этот слой представлен белым тонким пеплом, который отличается от слоя такого же пепла Pz_1 постоянным присутствием вулканического гравия и мелких лапилли пемзы.

Что касается горизонта ПЗ₂, то он распространен вокруг вулкана довольно равномерно и представлен белым тонким пеплом, выше которого залегают прекрасно выраженная пачка тонкослоистых пеплов типа "слоеного пирога", отвечающая серии частых слабых извержений.

При рассмотрении верхней пемзовой пачки ритма КМ₁ скорее следует говорить не об общем ослаблении активности (объемы выброшенного материала и мощности пемзовых горизонтов достаточно велики), а об увеличении интервалов между извержениями, фиксированных погребенными почвами. К этой части ритма относятся и первые из видимых лавовых потоков подножия вулкана. Наиболее древние лавовые потоки нижнего яруса южного подножия завершают накопление комплекса описанной выше стратифицированной тефры вулкана Карымского, и лавы их кроются непосредственно горизонтом ПЗ₁ и подстилающей его почвой с возрастом 4600–4800 лет. Более молодые лавы среднего яруса этой же части подножия изливались во время извержений, запечатленных в колонке пемзовыми горизонтами, — на лавах этих потоков залегают либо горизонт ПЗ₂, либо горизонт ПЗ₃ и подстилающие их почвы. Андезито-дацитовый состав лав потоков хорошо согласуется с составом тефры этой части ритма КМ₁.

Начало следующего ритма КМ₂ характеризуется вулканической активностью, во время которой извержения следовали друг за другом практически непрерывно и снова поставляли материал более основного — андезитового — состава. Отложения представлены серыми вулканическими песками, которые накапливались в виде слабо стратифицированных горизонтов с отдельными четко выраженными более мощными прослоями этих песков, отмечающих наиболее крупные извержения. Среди пирокластики этого ритма отмечается два горизонта пемзовой тефры: первый — ПЗ₄ — представлен палево-желтым вулканическим песком или тонким пеплом с пемзовым гравием, а местами с лапилли пемзы; второй горизонт — ПЗ₅ — сложен пемзовым песком с гравием и лапилли, причем часто желтоватые пемзовые лапилли встречаются в разрезах просто в примеси к супеси. Выбросы пемз слоев ПЗ₄ и ПЗ₅ были, видимо, направлены вертикально вверх, в связи с чем отложения этих горизонтов сравнительно равномерно распределены вокруг вулкана. Единичные маломощные почвы в описываемой пачке пирокластики ритма КМ₂, встречаемые к тому же не во всех разрезах, фиксируют очень краткие остановки в вулканической активности.

С вулканическими проявлениями ритма КМ₂ связано излияние комплекса лавовых потоков верхнего яруса южного подножия вулкана. Лавы этих потоков перекрываются разными горизонтами тефры из пачки пирокластики этого ритма.

Наиболее крупное извержение ритма КМ₂ запечатлено горизонтом андезито-базальтового шлака. Шлаки одевают плащом конус вулкана и засыпают его подножие. На борту кальдеры они представлены преимущественно лапилли и вулканическими песками, а у подно-

жия вулкана – лапилли и черными, бурыми и красноватыми пористыми бомбами до 30–40 см в поперечнике. Мощности шлаков на лавовых потоках вулкана достигает 1–3 м и более и не везде они могут быть пройдены шурфами и расчистками. Именно мощный чехол этих шлаков придает лавовым потокам верхнего яруса южного подножия сглаженные формы, практически сnivelировав их первичный микрорельеф. С этим извержением связано также образование своеобразных агломератовых “шлаковых” лавин, сложенных вулканическими бомбами со шлаковой коркой.

После описанного крупного извержения с выбросом шлаков наступило существенное ослабление вулканической активности, которому отвечает формирование пачки погребенных почв верхней части ритма KM_2 (верхняя пачка П (см. рис. 53)). Нижняя и верхняя части этой пачки представлены хорошо гумусированными почвами, а средняя – горизонтом супеси. Пачка почв содержит отдельные прослой тефры, которые наилучшим образом выражены в ее средней части. Они представлены здесь серыми слабо стратифицированными андезитовыми песками и горизонтами “пемзошлака” ($ПЗ_5$), который содержит гравий и мелкие лапилли, напоминающие по внешнему виду то желтоватую пемзу, то буроватый шлак (на опубликованном нами ранее разрезе (Брайцева и др., 1979) этот горизонт показывался как шлак). Нижняя часть пачки погребенных почв содержит маломощные прослой желтого вулканического песка и тонкого палевого пепла, которые, возможно, также являются тефрой вулкана Карымского, однако их региональное развитие по всему Карымскому вулканическому центру без существенного изменения мощности не позволяет делать такое заключение с полной уверенностью. В почвенном горизонте выше тонкого белого пепла в непосредственной близости от самого вулканического конуса на его лавовых потоках отмечены маломощные прослой светлых тонких пеплов и серых песков с примесью резургентного материала в виде дресвы и обломков эффузивов; эти горизонты отвечают, видимо, отдельным редким выбросам из кратера вулкана и быстро выклиниваются по мере удаления от конуса. Самая верхняя часть пачки погребенных почв вообще не содержит прослоев тефры.

Для отдельных почвенных горизонтов пачки в нескольких разрезах получены радиоуглеродные даты (см. рис. 52, 53; табл. 14) как по сумме щелочных вытяжек, так и по нескольким щелочным вытяжкам из одного и того же образца почвы (последние показаны на разрезе в квадратиках, а в таблице обведены фигурной скобкой). Даты показывают хорошую сходимост. Рассмотрение их дает возможность заключить, что периоды почти полного затухания вулканической деятельности в начале и в конце формирования пачки погребенных почв составили соответственно около 2000 и 400 лет. Интервал же общего ослабления активности, отвечающей всей пачке, охватывает около 2500 лет. Вспышки вулканической активности в середине указанного интервала имели чисто эксплозивный характер, лавовые потоки этого времени нигде не обнаружены. Ослабление

вулканической деятельности в конце ритма KM_2 было настолько существенным, что кустарниковая растительность вблизи вулкана резко расширила свои площади. В это время кустарником поросли не только лавовые потоки подножия вулкана, но зарастало само основание его конуса до абсолютной высоты 1000 м. Стволы и ветви кедрового стланика встречаются здесь повсеместно в ассоциации с почвой, погребенной пемзами последующих извержений.

Последний этап деятельности (ПКМ) вулкана Карымского имеет своеобразные черты. Его тефра в самой нижней части представлена серыми вулканическими песками (слои черных песков являются тефрой Малого Семячика), а выше – горизонтами пемзовой пирокластики (слои ПЗ₇–ПЗ₁₂). Обычно в разрезах выделяется четыре хорошо выраженных пемзовых горизонта. Они прослеживаются повсеместно, но изменяют свою крупность (от лапилли до тонкого белого пепла) и мощность по мере перемещения от сектора к сектору подножия вулкана. Так, первый снизу пемзовый горизонт выражен наилучшим образом в пределах южного подножия вулкана, где он представлен серией выбросов и включает снизу вверх слой вулканического пемзового песка, затем слой лапилли и выше опять слой песка. Второй снизу пемзовый горизонт отличается наибольшей крупностью (лапилли и бомбы) в восточном секторе подножия; здесь на лавовых потоках у основания конуса мощность его возрастает до 1,5 м, а на борту кальдеры в т. 383, 343 составляет 30 м. В некоторых разрезах подножия вулкана к четырем главным горизонтам добавляется пятый – это белый тонкий пепел в основании второго снизу слоя, но отделенный от него маломощной погребенной почвой. Все описанные пять пемзовых горизонтов составляют пачку слоев ПЗ₇–ПЗ₁₁. Горизонты тефры разделяются четкими прослоями погребенных почв, что резко отличает рассматриваемый этап от предыдущего, в котором для начала каждого из составляющих его ритмов характерна активность с преимущественно размерным накоплением пирокластики. Режим вулкана на этом последнем этапе характеризуется отдельными сильными извержениями или сериями извержений, которые разделяются короткими периодами покоя или крайне слабой активности. Это своего рода короткопериодные микроритмы, показывающие, что вулкан начал работать в учащенном пульсационном режиме. Последний такой ритм включает всю серию извержений 1965–1978 гг., тефра которых представлена верхним горизонтом серых вулканических песков, пемзового гравия и лапилли (ПЗ₁₂).

С деятельностью вулкана на рассматриваемом последнем этапе связано излияние комплекса андезитовых и дацитовых лавовых потоков северного подножия конуса, включая и лавы современных извержений. Все они отличаются прекрасно выраженным микрорельефом, позволяющим без труда отличать их от более древних лавовых потоков цикла ИКМ, засыпанных шлаками. Лавы этого комплекса безошибочно отделяются от более древних также по отсутствию на них пачки погребенных почв конца ритма KM_2 .

По аналогии с Малым Семячиком можно полагать, что первый этап деятельности вулкана Карымского отвечает одному крупному циклу (IKM), за время которого вулканический конус был практически построен целиком и достиг своей предельной высоты. В таком плане циклы IKC на Малом Семячике (см. рис. 38) и IKM на Карымском (см. рис. 53) однотипны, и каждый отвечает этапу построения своего конуса. Цикл IKM, так же как и IKC, состоит из двух ритмов, причем конец второго ритма, соответствующий и концу цикла в целом, характеризуется существенным ослаблением вулканической активности, вызвавшим зарастание основания конуса и его подножия и формирование пачки мощных погребенных почв в интервале 3000–500 лет назад (эта пачка почв подножия вулкана Карымского аналогична пачке почв П₄ в колонке Малого Семячика в том смысле, что обе они отвечают завершению однотипных циклов). Если Малый Семячик в начале нового цикла активности снес свою вершину мощным взрывом с образованием крупного кратера, то вулкан Карымский в условиях, близких к предельной высоте, на новом этапе (IIKM) начал работать в короткопериодном пульсационном режиме. Не исключена возможность в ближайшем будущем во время одной из пульсаций образования крупного кратера или вершинной кальдеры для обеспечения дальнейшего оптимального протекания вулканического процесса путем снижения вершины вулкана.

Глава 14

ДИНАМИКА СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ

Важнейшим источником информации о состоянии и развитии зон магмообразования в вулканических поясах являются вулcano-тектонические структуры и их главнейшее элементарное звено – купольно-кольцевые или купольно-кальдерные структуры. Это следует из установления факта структурно-вещественного парагенезиса и энергетической дискретности вулканических центров (Масуренков, 1979). Зонально-изометричные структурные формы таких центров соответствуют вещественной и энергетической зональности, отражая тем самым строение локального эндогенного потока вещества и энергии. Поэтому столь важным является познание закономерностей структурного развития вулканических центров, отражающего совместно с комплексом других эндогенных сигналов эволюцию корневых систем вулканизма.

Однако структурный анализ в вулканических районах наталкивается на те же трудности, которые были отмечены при изучении последовательности собственно вулканических событий (см. гл. 1). Главнейшие из них – отсутствие или недостаток маркирующих горизонтов и первично горизонтальных поверхностей напластования. Именно поэтому анализ тектонических структур в вулканических районах часто подменяется морфологией, ошибочно именуемой морфоструктурным описанием, когда всем геоморфологическим формам без

достаточного на то основания придается структурно-тектоническое содержание.

Наиболее доступны анализу разрывные тектонические формы, особенно в связи с появлением возможности аэро- и космофотографирования земной поверхности. Существенно расширяют возможности специальные виды аэросъемки. В частности, для северной половины Карымской кольцевой структуры была выполнена радиолокационная съемка (рис. 55). Вулкано-тектоническая схема, сделанная Н.А. Гусевым по результатам этой съемки и без привлечения наземных геологических данных, позволяет составить общее достаточно верное представление о разрывных нарушениях, формирующих основные черты кольцевой структуры — сочетание внешних и внутренних дуговых и кольцевых разломов с региональной системой разрывных нарушений и северо-восточного простирания.

Схема разломной тектоники, составленная с учетом результатов всех наземных видов исследований и данных аэро- и космофотодешифрирования, существенно уточняет и дополняет сведения о строении Карымского вулканического центра (рис. 56). Разрывные нарушения образуют довольно сложный узор, что следует подчеркнуть особенно в связи с их относительной молодостью. Ими рассекаются отложения от верхнеплиоценового до современного возраста. При этом нельзя отметить существенного усложнения и увеличения густоты разломов в зависимости от возраста смещаемых пород. Только для голоценовых рыхлых образований можно усмотреть некоторое уменьшение количества дешифрируемых нарушений, что скорее связано со свойствами среды, в которой разлом как таковой не проявляется. Все это свидетельствует о современной мобильности структуры, непрерывно деформируемой практически по всей системе выделенных разрывных нарушений. Они могут быть классифицированы по следующим основным направлениям.

Разломы северо-восточного направления относятся к региональной системе, представляющей собой приповерхностный веер глубинного магмо- и флюидопроводящего разлома, с которым связано большинство вулканов и гидротермальных систем Восточной Камчатки. Осевая линия этого семейства разрывных нарушений (назовем их продольными) в пределах Карымской структуры также проходит через или вблизи от наиболее активных вулканов и термопроявлений Малого Семячика, Академии Наук, Однобокого, Жупановских Востряков и Дзензура. Действительная ширина полосы, вовлеченной в движение по этой системе разломов, равняется 10–20 км, а в среднем 12 км. Продольные разломы встречаются и за пределами этой полосы, где они, однако, не образуют систему, а представляют собой одиночные нарушения. Продольные разломы особенной густоты и свежести наблюдаются на северо-восточной периферии структуры в месте ее сочленения с Семячикской кольцевой структурой. Здесь отмечаются смещения даже в голоценовом почвенно-пирокластическом чехле, а общее количество разломов, дешифрируемых на аэрофотоснимках масштаба 1:60 000, достигает 3–5 на 1 км. Вся зона

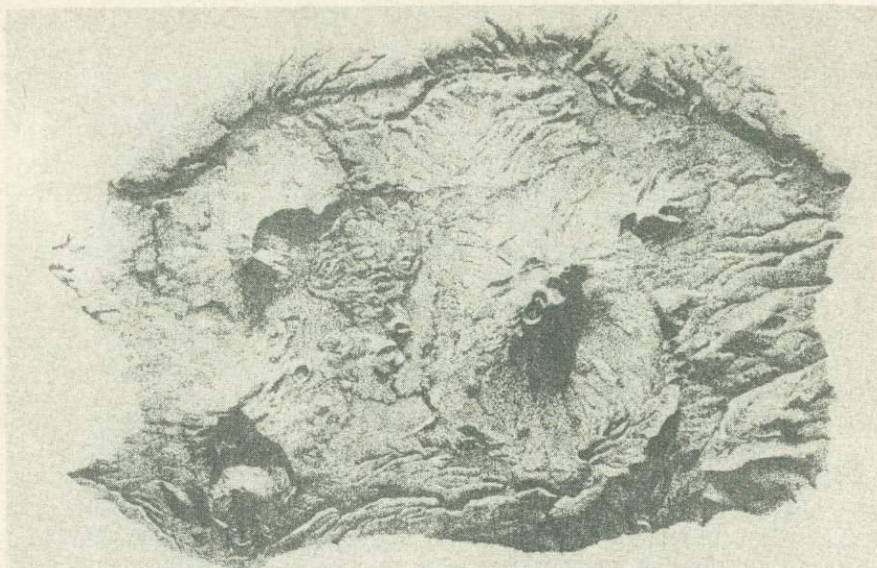


Рис. 55. Карымский вулканический центр, Карымский и Семячичский секторы

Зарисовка Н.А. Гусева по радиолокационному аэроснимку

нарушений представляет собой область растяжений с начавшим формироваться ступенчатым грабеном. Структура грабена особенно четко проявлена на правобережье р. Новый Семячик, где она заливается лавовыми потоками вулкана палео-Семячик. Далее в юго-западном направлении морфологическое единство продольной зоны разломов нарушается системой кальдер, расположенных в этой зоне. Лишь в бассейне р. Кедровой и на Жупановском блоке вновь отчетливо проступает рифтообразующая роль продольного глубинного разлома — в нем расположен вулкан Жупановские Востряки, который в свою очередь затронут смещениями по продольной системе разломов.

Формирующаяся структура грабена выражена здесь очень отчетливо: лавовые потоки и ледниковая морена вулкана упираются в западный борт грабена и направляются вдоль него в северо-восточном направлении к руслу р. Кедровой. Здесь по разлому совмещаются разновозрастные породы и происходит их интенсивная гидротермальная переработка. Уступ грабена хорошо выражен и в рельефе. С восточной стороны вулкана Жупановские Востряки борт грабена также однозначно фиксируется в рельефе смещением не только алнейских (тумрокских) вулканогенных образований, но и лавовых потоков вулкана. Общая амплитуда вертикальных смещений достигает в грабене 100–200 м.

Обращает на себя внимание некоторое несовпадение осей северо-восточной и юго-западной частей рифтообразной продольной

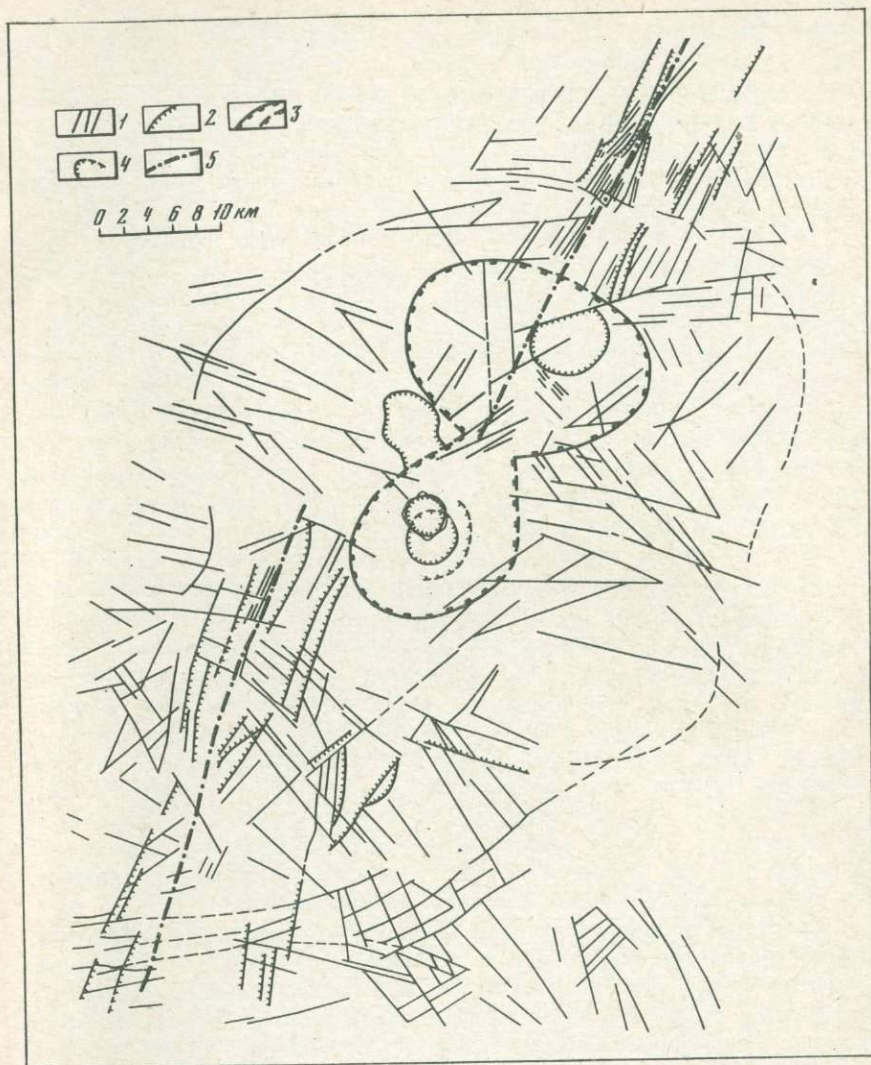


Рис. 56. Схемы разломной тектоники Карымского вулканического центра

Линейные разломы: 1 - без видимого смещения; 2 - со смещением. Кольцевые кальдерные разломы; 3 - среднеплейстоценовые; 4 - верхнеплейстоцен-голоценовые; 5 - оси формирующегося продольного рифта

структуры. Разрыв и смещение оси проходит где-то на широте верхнего течения р. Карымской и достигает примерно 8–10 км. Смещение имеет характер горизонтального сдвига вдоль другой системы разломов, играющей в Карымской структуре, по-видимому, также немаловажную роль (см. рис. 56). Эти разломы ориентированы в запад-северо-западном направлении поперек региональной рифтообразующей зоны и поэтому названы нами поперечными. На площади структуры они распространены сравнительно мало, пересекая ее в центральной части в виде полосы шириной 6–8 км. Характерная особенность поперечных разломов – большая протяженность (до 20 км, в среднем 8 км) и отсутствие значительных вертикальных смещений, за исключением грабена по рекам Корневой и Половинки. За пределами структуры в эту полосу поперечных разломов попадает р. Левая Жупанова и течет вдоль нее на протяжении более 10 км. Структурообразующая роль поперечных разломов проявляется в основном при их пересечении с продольными в центральной сводовой части купола, где вследствие этого происходит разобщение вулканотектонических процессов на два сектора: Академический и Семячковский, и заложение третьего – собственно Карымского. Судя по тому, что с зоной поперечных разломов пространственно связан пережим ("мост") между кальдерами Половинки и Стены – Соболиного, можно думать об отрицательной роли поперечных разломов в вулканическом процессе (рис. 56). Возможно, на первых порах это так и было. Однако в последующем зона поперечных разломов, вероятно, сама стала играть роль магмовыводящей и структурообразующей системы – ведь именно в ней возникли вулканы Двор, пра-Карымский, Карымский и кальдера последнего. Впрочем, это только предположение, так как структурная позиция указанных вулканов не однозначна. Нельзя исключать возможного влияния на их локализацию третьей основной системы разрывных нарушений Карымского вулканического центра – кольцевых разломов.

Пространственное положение кольцевых разломов, по-видимому, предопределяется пересечением линейных: продольных и поперечных. Действительно, наибольшая структурная выразительность присуща кольцевым разломам, формирующим кальдерные депрессии на своде купола. Совмещение кальдер Стены – Соболиного и Половинки с зоной продольных разломов очевидно (см. рис. 56). Центр кальдеры вулкана Карымского смещен от осевой линии этой зоны к западу на 6 км, но находится в зоне поперечных разломов. Это дает основание разделять указанные кальдеры по признаку принадлежности их к продольной или поперечной системе разломов. В целом же вся группа кальдер концентрируется вокруг пересечения этих взаимно перпендикулярных зон разрывных нарушений, в одной из которых господствуют вертикальные движения, в другой, по-видимому, горизонтальные. Соотношения кольцевых разломов, формирующих кальдерные депрессии, с линейными не однозначны. Как видно на приведенной схеме (см. рис. 56), кольцевой мотив накладывается на линейный и в целом является более поздним. Вместе с тем внутри

наложенных кальдер обнаруживаются разрывные нарушения, которые, несомненно, являются фрагментами региональной продольной системы, и поперечные разломы частично проникают внутрь кальдер. Это свидетельствует об известной независимости линейных нарушений от кольцевых и о продолжении деформации вдоль них после этапов кальдерообразования. Впрочем, так это и должно быть, так как кольцевые деформации – явление более мелкомасштабное и локальное, отнюдь не подменяющее фактом своего появления региональные дислокации.

Кольцевой мотив развивается в направлении миниатюризации, сочетающейся с механизмом телескопированного вложения последующих более мелких форм в предыдущие более крупные. Это предопределяет вырождение и конечность кольцевых разломных деформаций в структуре купола. Основная их структурообразующая роль связана с формированием кальдерных депрессий: Стены-Соболиного (20 × 15 км), Половинки (16 × 12 км), Семячика (6,5 × 5 км), Карымского (6 × 5 км), Однобокого (5 × 4 км) и Академии Наук (3 × 5 км). Величина вертикального смещения при кальдерообразующих просадках не известна. Можно лишь предполагать по видимой относительной высоте уступов, что она составляла не менее 300–400 м. Реконструкции, выполненные для кальдеры Стены-Соболиного, указывают на то, что наиболее вероятной амплитудой смещения была величина 500–600 м и не более. К этой же системе кольцевых разрывных нарушений следует отнести дуговые разломы, формирующие границу Карымской купольно-кольцевой структуры. Достаточно зримо они проявились вдоль северной периферии структуры, где их структурообразующая роль выразилась в образовании изогнутых узких долин-грабен рек Нового Семячика и Правой Жупановой.

Помимо перечисленных трех основных типов разрывных нарушений, в Карымской кольцевой структуре могут быть выделены второстепенные разломы, играющие менее заметную роль в структурообразовании. В их числе прежде всего должны быть названы дуговые северо-западно-субширотные разломы, которые могут быть связаны не с собственно Карымской структурой, а относятся к Налачевской. Это обстоятельство особенно хорошо видно по их чрезвычайно широкому развитию в пределах самого южного пограничного фрагмента структуры – Жупановского блока. Дуговой веер налачевских разломов проникает в пределы блока со стороны Шипунского полуострова и как бы причленяет его к Налачевской купольно-кольцевой структуре.

Последние отголоски влияния крупной и древней Налачевской структуры угадываются по дуговым разломам в районе р. Карымской и даже в пределах кальдеры Стены-Соболиного. Именно здесь была проведена нами граница Налачевской кольцевой структуры (Масуренков, Комкова, 1978). Заметная структурообразующая роль этой системы дуговых разломов сказывается только в южной части Карымского вулканического центра в некотором отторжении Жупановского блока от Карымского купола. Оставаясь частью купола,

Жупановский блок вместе с тем содержит в себе черты принадлежности к Налачевской структуре. Двойственная природа блока, таким образом, находит отличное выражение в характере разломной тектоники. Кстати, последняя отражает также влияние Карымской купольно-кольцевой структуры на Налачевскую. Так, по правобережью нижнего течения р. Жупановой выделяется дуговая система разломов, простирающаяся на востоке в северо-восточном направлении, постепенно меняющемся к западу на субширотное (см. рис. 56). Эта система дуговых разломов, вторгаясь в пределы Налачевской структуры, как бы служит одновременно южным обрамлением Карымской. В действительности Карымская структура не простирается столь далеко к югу, но воздействие концентрических напряжений, связанных с ее формированием, испытывают пограничные участки соседних структур. Это отчетливо проявляется и вдоль северо-восточной границы Карымской структуры, где оформляющие ее дуговые разломы вторгаются в пределы Больше-Семячического купола (см. рис. 56).

Разломы широтного и меридионального простираний на территории Карымской кольцевой структуры редки и их структурообразующая роль ничтожна. Следует остановиться лишь на меридиональных расколах регионального заложения, формирующих западную границу структуры, — грабен долины р. Жупановой.

Итак, резюмируя изложенные сведения о роли и характере разрывных нарушений в Карымской купольно-кольцевой структуре, отметим следующие основные особенности.

Ведущая генетическая роль в структурообразовании принадлежит, по-видимому, обстоятельству, вытекающему из факта пересечения продольной рифтогенной зоны нарушений с поперечной зоной разломов сдвигового характера: геометрический центр купола совпадает с местом их пересечения. Здесь же возникла система кольцевых обрушений, развивающихся в направлении деградации и отмирания. Границы структуры формируются дуговыми или прямолинейными разломами, которые в совокупности образуют систему краевых грабенов. Структура оказывает динамическое воздействие на окружающие территории, что видно по факту проникновения свойственных ей концентрических разломов на эти территории. Наряду с этим ее южная половина испытывает сильное влияние соседней Налачевской структуры, связанное с региональной поперечной шовной зоной.

Распределение и характер разрывных нарушений, их соотношение и роль в тектонике вулканического центра все же не содержат непосредственных данных о динамике структурообразования. Более того, этих сведений оказывается недостаточно даже для определения общей структурной принадлежности центра. Между тем это является основной задачей геолого-структурных реконструкций. Учитывая отмеченные выше непреодолимые обычными методами трудности, мы вынуждены были прибегнуть к поискам иных путей решения поставленной задачи. Они привели нас к морфометрическому методу анализа тектонических структур (Философов, 1960).

Несмотря на то, что морфометрический метод был разработан на примере равнинных областей, что он недостаточно теоретически обоснован (Методическое руководство..., 1972), опыт применения его для структурного анализа вулкано-тектонических объектов оказался весьма успешным (Масуренков, Комкова, 1978).

Для решения вопроса о направленности новейших тектонических движений в Карымской структуре оказался полезным анализ карты порядков речных долин. Такая карта является основой морфометрического метода и составляется по следующему принципу: к первому порядку относятся долины рек (и сухие водотоки), не принимающие ни одного притока, ко второму – образующиеся слиянием долин первого порядка, к третьему – слиянием долин второго порядка и т.д. Слияние разнопорядковых долин не меняет порядок образующейся долины; он соответствует более высокому порядку одной из сливающихся долин. "Удревнение" возраста долин соответствует увеличению их порядковых номеров – это очевидно и в общем случае, и в применении к конкретным речным системам. Поэтому в анализе пространственного распределения порядков речных долин содержится информация о динамике вовлечения в эрозионный процесс новых территорий. Но речная эрозия возникает как экзогенный фактор только в связи и в ответ на эндогенные процессы – поднятие суши над базисом эрозии – уровнем океана. Следовательно, заложение новых порядков долин можно рассматривать как возникновение нового ритма эрозии в ответ на новый ритм поднятий. Чем чаще следуют друг за другом ритмы поднятий, тем короче будут длины порядков речных долин. На этом принципе основано качественное разделение районов с разной тенденцией новейших движений – от устойчивых поднятий (быстрое нарастание порядков речных долин) до стабильности или даже опусканий (медленное нарастание порядков или отсутствие слияний однопорядковых долин). Классификация долин Карымской структуры по длине порядков обнаружила важную особенность их пространственного распределения (рис. 57).

Территория, где совсем не происходит увеличения порядков долин и существующие долины высших порядков либо вообще не принимают притоков, либо принимают притоки только первого порядка, примыкает к побережью океана, слагая восточное обрамление структуры (рис. 57, I). Она проникает также внутрь структуры вдоль нижнего течения рек Половинка и Корневой, формирует ее юго-восточную периферию вдоль р. Жупановой. Морфологические указанная территория несет на себе все характерные черты новейшего опускания: низкий гипсометрический уровень (0–60 м), меандрирование русел рек, нарастание берега за счет аккумулятивных форм, характерные береговые валы, абразия берегов, сложенных коренными породами, и т.д. На этом примере наглядно иллюстрируется справедливость теоретических основ морфометрического метода о связи между скоростью формирования порядков речных долин и тектоническими поднятиями. Действительно, территория, выделенная только по морфометрическим данным как стабильная или погружающаяся,

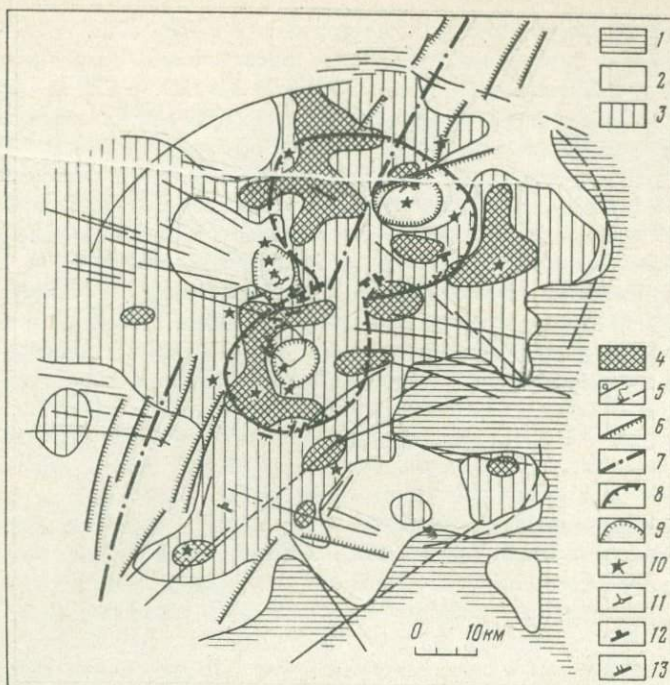


Рис. 57. Карта распределения средней длины порядков долин на территории Карымского вулканического центра

1 – приращение порядков долин не происходит; средняя длина порядков долин составляет: 2 – более 2 км; 3 – 1–2 км; 4 – менее 1 км. Разломы: 5 – без видимого смещения достоверные (а) и предполагаемые (б); 6 – с вертикальными смещениями; 7 – оси формирующегося продольного рифта. Кальдеры: 8 – среднеплейстоценовые; 9 – верхне-плейстоцен-голоценовые; 10 – вулканы. Элементы залегания: 11 – вулканических конусов (наклоны вертикальных осей); 12 – озерных отложений; 13 – стратифицированных эффузивно-пирокластических отложений

в течение всего четвертичного периода либо была несколько опущена, либо испытала поднятия, не превышающие в самых удаленных от океана участках первые десятки метров.

Далее выделены площади, где средняя длина порядка речной долины превышает 2 км (рис. 57, 2). Эти площади должны были в новейшее время (?) испытывать некоторые поднятия относительно ранее выделенной территории. Гипсометрическое положение площадей с долинами этого класса весьма разнообразно: от 40 до 1500 м, в среднем ~300 м. Их распределение по поверхности структуры контролируется двумя факторами: с одной стороны, они приурочены к периферии структуры вслед за погружающейся окраиной, с другой –

к молодым верхнеплейстоцен-голоценовым кальдерам и вулканам в самом центре структуры. Знаменательно, что сюда попали геологически самые разнородные участки, сложенные относительно древними и молодыми вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами, включающие отрицательные тектонические формы (кальдеры) и положительные аккумулятивные (вулканы). Тем не менее по признаку скорости приращения или, точнее, средней длины порядка речных долин все эти объекты оказались в одной совокупности, пространственное расположение которой имеет естественное и логичное с неотектонических позиций объяснение: переходная зона между областью новейших поднятий свода купола и погружениями его периферии. Молодые кальдеры, являясь отрицательными структурами относительно прилегающих участков свода, по отношению к океанической периферии купола выступают в качестве положительных. Впрочем, включение сюда участков, занятых голоценовыми вулканами (кальдеры вулканов Карымского и Семячик), может быть, не правомерно, так как условия формирования речных долин на их склонах, по существу, диктуются иными, чем тектоника, факторами: крутизна и ориентировка склонов предопределяют возникновение на первых порах не сливающихся, а радиально расходящихся удлинненных долин. На более зрелой стадии эрозии речные долины в теле вулкана могут приобрести самый различный характер, связанный, по-видимому, с тектоническим фактором, как это мы ниже и увидим.

Площадь, которой свойственна относительно повышенная скорость увеличения порядка речных долин (в среднем длина порядка составляет здесь 1-2 км), образует следующую к центру структуры зону (рис. 57, 3). Очертания ее весьма сложны, но в целом она приурочена к относительно более высоким, чем предыдущие, гипсометрическим уровням: в среднем 500 м. Геологические объекты, входящие в эту зону, также весьма различны по генезису и составу слагающих их пород: базальтовые и андезитовые вулканы формирования от нижнего до верхнего плейстоцена, покровы туфов, агломератов и игнибритов, вулканогенно-осадочные образования и т.д. По-видимому, единственной общей чертой этих разнородных объектов является близкая и довольно высокая скорость приращения порядков речных долин. Это дает основание предполагать относительно активные новейшие поднятия всей территории, занятой объединяемыми по такому признаку объектами.

В пределах центральной части структуры у описанного выше пересечения продольных и поперечных систем разломов несколькими разобщенными участками выделяется зона наиболее интенсивного приращения порядков долин: до трех порядков на 2 км (рис. 57, 4). Среднее гипсометрическое положение зоны ~700 м. В нее входят сравнительно древние вулканические сооружения и внутрикальдерные образования (вулканы и вулканогенно-осадочные толщи) среднего и начала верхнего плейстоцена. Обращает на себя внимание тяготение участков зоны к периферии и бортам среднеплейстоценовых кальдер. По-видимому, именно на них в наибольшей степени сказался эффект

новейшего поднятия, так как внутренние участки этих кальдер были захвачены относительными погружениями (замедлением поднятий!) в связи с верхнеплейстоцен-голоценовым образованием малых кальдер.

Таким образом, при классификации речных долин по длинам их порядков вся их совокупность была разделена на четыре класса, характеризующихся разной скоростью приращения порядков или (что то же самое) разной средней длиной порядков речных долин. Анализ пространственного положения долин соответствующих классов обнаружил в целом зональное их размещение по вертикали и в плане. По мере сокращения средней длины порядка долин (увеличение скорости прироста порядков) происходит увеличение среднего гипсометрического уровня зоны (20, 300, 500, 700 м) и ее приближение к центру структуры. При этом наблюдается некоторое подобие концентрического расположения зон. Установленная закономерность может быть связана только с последовательным от периферии к центру структуры усилением восходящих тектонических движений в новейшее время. Эти данные принципиально решают проблему структурной принадлежности вулканического центра, которая трактуется, таким образом, как тектонический купол. Независимость зональности порядков долин от возраста, объема и формы накопления вулканических образований в течение плейстоцена делает вулканическую аккумуляцию несущественной при формировании купольной структуры.

Тектоническая природа куполообразования и вообще всех вертикальных перемещений поверхности структуры вытекает также из сопоставления главнейших структурообразующих разрывных нарушений с выделенными зонами относительной скорости приращения порядков речных долин (см. рис. 57). Обращает на себя внимание общее совпадение или подобие рисунков, образуемых разломами и границами зон. Это относится к продольной рифтообразующей системе разломов, в основном совпадающей с участками относительно менее интенсивно воздымающимися, и к поперечной системе разломов. Дуговые периферические разломы на северо-востоке, востоке и юго-востоке структуры в целом совпадают с границей между первой и второй зонами. Но особенно тесная связь отмечается для кольцевых кальдерообразующих разломов и зональности порядков долин в центре структуры. Здесь, помимо совпадений их конфигурации, наблюдается совпадение знака новейших деформаций со скоростью приращения порядков долин: кальдерным просадкам в верхнем плейстоцене и голоцене соответствует снижение скорости приращения порядков долин, а периферийным участкам более древних кальдер и их бортам — увеличение. Это обстоятельство прямо свидетельствует о правомочности неотектонической интерпретации морфометрических данных.

Дополнением к приведенным сведениям о характере новейших деформаций в пределах Карымской купольно-кольцевой структуры могут служить замеры элементов залегания озерно-осадочных внут-

рикальдерных образований. Из-за своей малочисленности они не имеют самостоятельного значения, кроме непосредственной иллюстрации складчатых тектонических деформаций среднеплейстоценовых и верхнеплейстоценовых отложений. Углы падения обычно незначительны: 5–15°, редко до 25°. Наибольший интерес представляют азимуты падения. То обстоятельство, что часто наблюдаются совпадения азимута падения осадочных отложений с направлением деформаций, выявленных морфометрическим методом (см. рис. 56), в значительной мере снижает подозрение в случайности или первичности (для вулканогенно-осадочных образований с неясной фашиальной принадлежностью) наклонов. Такая трактовка элементов залегания вулканогенно-осадочных образований полностью исключается при анализе деформаций в районе между вулканом Карымским и оз. Карымским. Здесь на площади более 8 км² в нескольких обнажениях зафиксированы практически одинаковые элементы залегания для так называемых диких туфов (аз. пад. 320–340°, < 5–20°). Аналогичные элементы залегания – у эффузивно-пирокластического комплекса, слагающего юго-западный борт кальдеры вулкана Карымского (320–330°, < 10–15°). В этом же направлении (320–330°) наклонены поверхность лавового покрова конуса Лагерного в долине р. Карымский и конус вулкана Карымского. На способах измерения наклона вулканических аппаратов следует остановиться особо. В случае с конусом Лагерным измерение было сделано по поверхности лавового покрова, которая в настоящее время поднимается от кратера конуса к периферии по азимуту 150°. Совершенно очевидно, что такое положение поверхности является вторичным, так как лава не могла течь вверх по склону, образовав поверхность, поднимающуюся в сторону течения.

Современный наклон первично вертикальной оси вулкана определялся как половина угла, образуемого вычитанием наименьшей из наибольшей крутизны диаметрально противоположных склонов конуса (рис. 58). При этом делалось допущение, что длительно формирующийся стратовулкан образует правильный круговой в горизонтальном сечении конус. Лишь включение тектонического фактора, превосходящего по интенсивности скорость вулканической аккумуляции, изменяет круговое сечение на эллиптическое, а склонам конуса придает разный наклон.

Таким образом, в единую систему наклонов входят разновозрастные и генетически различные геологические тела: лавово-пирокластические покровы, вулканы и вулканогенно-осадочные образования, расположенные на площади 24 км². Совершенно очевидно, что это возможно только при условии тектонической деформации всей площади в целом, где размещены перечисленные объекты. Северо-западная часть этой площади, включающая вулкан Карымский, погружается относительно юго-восточной – перемычки между кальдерами Академии Наук и Карымской. Это находится в полном согласии с морфометрическими данными, свидетельствующими о снижении интенсивности поднятия в направлении от оз. Карымского к вулкану Двор

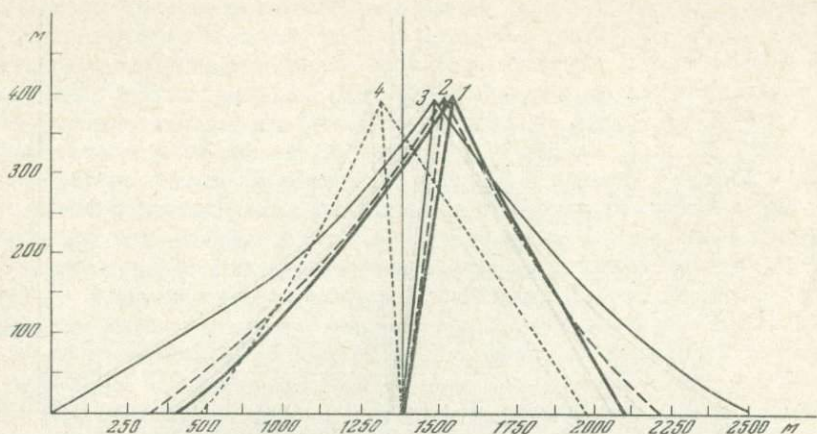


Рис. 58. Наклон вертикальных вулканических осей вследствие тектонических деформаций фундамента

1 — Палео-Семячик; 2 — Мезо-Семячик; 3 — Кайно-Семячик; 4 — Карымский. Для Семячико разрезы ориентированы в направлении СЗ — ЮВ, для Карымского — ССЗ — ЮЮВ. Выположенные кратерные зоны изъяты из схем, наивысшие точки противоположных склонов совмещены

(см. рис. 57). Здесь можно предполагать формирование антиклинальной складки, юго-восточное крыло которой погружается в сторону оз. Карымского. По-видимому, подобная же складка формируется в западной части кальдеры Стены — Соболиного. Впрочем, соображения о морфологии новейших внутрикальдерных деформаций нуждаются в дополнительном фактическом материале.

В нашу задачу входило лишь принципиальное доказательство существования в пределах Карымской структуры не только разрывных, но и новейших складчато-глыбовых деформаций, основным следствием которых является формирование не столько кальдерных депрессий, что очевидно, сколько тектонического купола, вовлекшего в воздымания и среднеплейстоценовые внутрикальдерные образования. Установив это разными способами структурно-тектонического анализа, мы можем перейти к рассмотрению динамики куполообразования. Она конструируется нами на основе изучения разновозрастных базисных поверхностей и разностей высот между ними (Философов, 1960).

Базисная поверхность¹ шестого порядка (по карте масштаба 1:200 000) представляет собой полого наклоненную в юго-восточном направлении равнину с высотами от 200–260 м у р. Правой Жупановой до уровня океана на востоке. Судя по коренным породам, обнажающимся по р. Жупановой, поверхность выработана в верхнеплио-

¹ Карты базисных поверхностей и разницы высот между ними построены Л.И. Базановой.

ценовых отложениях сторожевской свиты, частично в перекрывающих их вулканитах тумрокского (алнейского) комплекса. Вследствие крайней ограниченности распространения на территории Карымской структуры долин шестого порядка как положение базисной поверхности, так и ее возраст содержат некоторый элемент неопределенности. И все же палеогеологические реконструкции (см. гл. 10) дают основание предполагать, что сколько-нибудь существенных отклонений от равнинного перехода в Карымской структуре верхнеплиоценового времени (-900-100 тыс. лет назад) не было.

Базисная поверхность пятого порядка выявляет четкую купольную структуру (40×65 км), вытянутую в северо-восточном направлении с относительным превышением более 400 м (рис. 59). Расположение купола в целом соответствует современной конфигурации Карымской структуры, однако наблюдается некоторое его смещение к северо-западу. Это видно по соотношению купола с кальдерными депрессиями, образовавшимися в более позднее время - они расположены на его юго-восточных склонах (см. рис. 59). Следовательно, в последующей эволюции структуры необходимо выделять и фактор ее миграции в юго-восточном направлении примерно на 5 км. Заслуживает упоминания также соотношение купола с разломной тектоникой. На приводимой схеме (см. рис. 59) показана та часть разломов, которая обнаруживает корреляцию со структурой купола. Это концентрические и радиальные разломы, рисунок которых подобен экспериментально полученной картине разрывных нарушений на своде купола (Лучицкий, Бондаренко, 1967).

Таким образом, мы получаем возможность выделить из всей совокупности выявленных разломов ту их часть, образование которой может быть связано с формированием первичного купола в Карымской структуре. Время этого события может быть оценено по возрасту речных долин пятого порядка. Их днища расположены гипсометрически ниже средне- и нижнечетвертичных вулканогенных образований: покровов игнимбритов и перекрывающих их базальтов плато. Кроме того, в структуре базисной поверхности пятого порядка полностью отсутствуют элементы рельефа, датируемые нижним плейстоценом: основания вулканов Дитмара, Стена и Березового. Поэтому мы относим окончание формирования первичного купола Карымской структуры к концу плиоцена (-700 тыс. лет назад). Базисная поверхность пятого порядка не зафиксировала, возможно, появившиеся к этому времени вулканы Крайний и Разлзатый вследствие их сравнительно небольших размеров, что находится за пределами методических возможностей морфометрии. Впрочем, возрастное положение этих вулканов неопределенно. Не исключено, что они относятся к следующему ритму вулканизма (см. гл. 11). На поверхности не находят отражения и структурные последствия формирования второго пирокластического покрова (магнитноотрицательные игнимбриты). Мы вправе были бы ожидать образования вулcano-тектонической депрессии над опустошающейся магматической камерой, как это всегда происходит при значительных извержениях кислой пироклас-

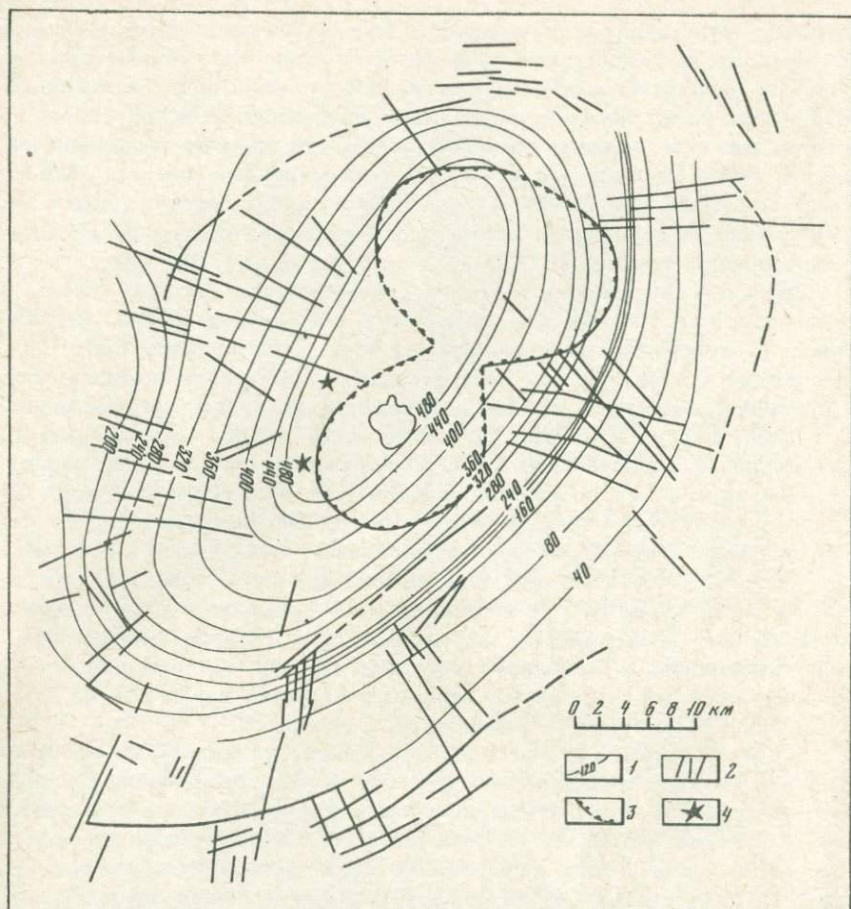


Рис. 59. Базисная поверхность пятого порядка

1 - изогипсы; 2 - линейные разломы; 3 - кольцевые разломы; 4 - вулканы

тики. Морфометрический метод оставляет для таких депрессий слишком небольшую площадь на своде купола, где реконструкция не выполнена вследствие отсутствия данных. Это обстоятельство служит еще одним указанием на то, что купол уже был сформирован к началу второго ритма вулканизма, т.е. к концу верхнего плиоцена.

Вследствие примитивности базисной поверхности шестого порядка разница высот между пятой и шестой поверхностями по рисунку изглиний подобна поверхности пятого порядка. Отражая эффект эрозийного вреза (или поднятия) за время 1000-7000 тыс. лет назад, она отличается лишь абсолютными значениями глубины вреза

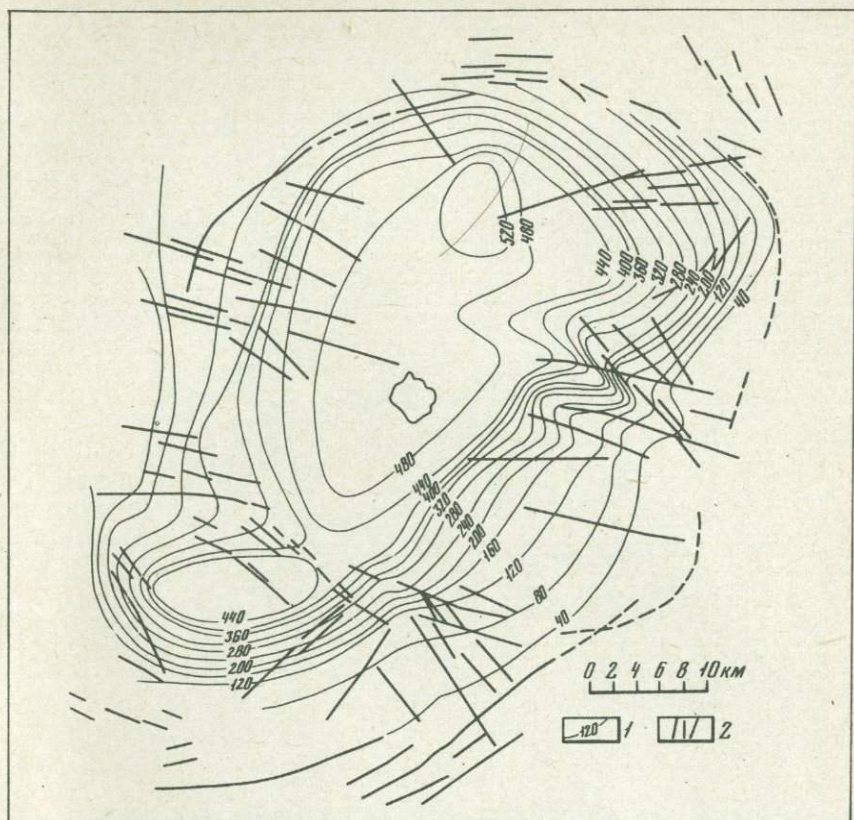


Рис. 60. Базисная поверхность четвертого порядка
1 – изогипсы; 2 – разломы

(или поднятия). В центре симметричного купола она составляла примерно 360 м.

Базисная поверхность, проведенная по долинам четвертого порядка, свидетельствует о дальнейшем разрастании и усложнении купола (рис. 60). По-видимому, формирование этого этапа закончилось в конце нижнего плейстоцена (~500 тыс. лет назад). Это соображение основано на том обстоятельстве, что на четвертой базисной поверхности все еще отсутствуют такие крупные фрагменты достоверно среднечетвертичного возраста, как вулканы Дитмара и Жупановские Востряки, а также свидетельства среднеплейстоценового кальдерообразования. Усложнение процесса куполообразования выражается в активизации вертикальных движений по системе разломов, по-видимому, заложённых на предшествующих стадиях. Вследствие этого начинает обособляться Жупановский блок и формируется сложная блоковая структура восточного крыла купола

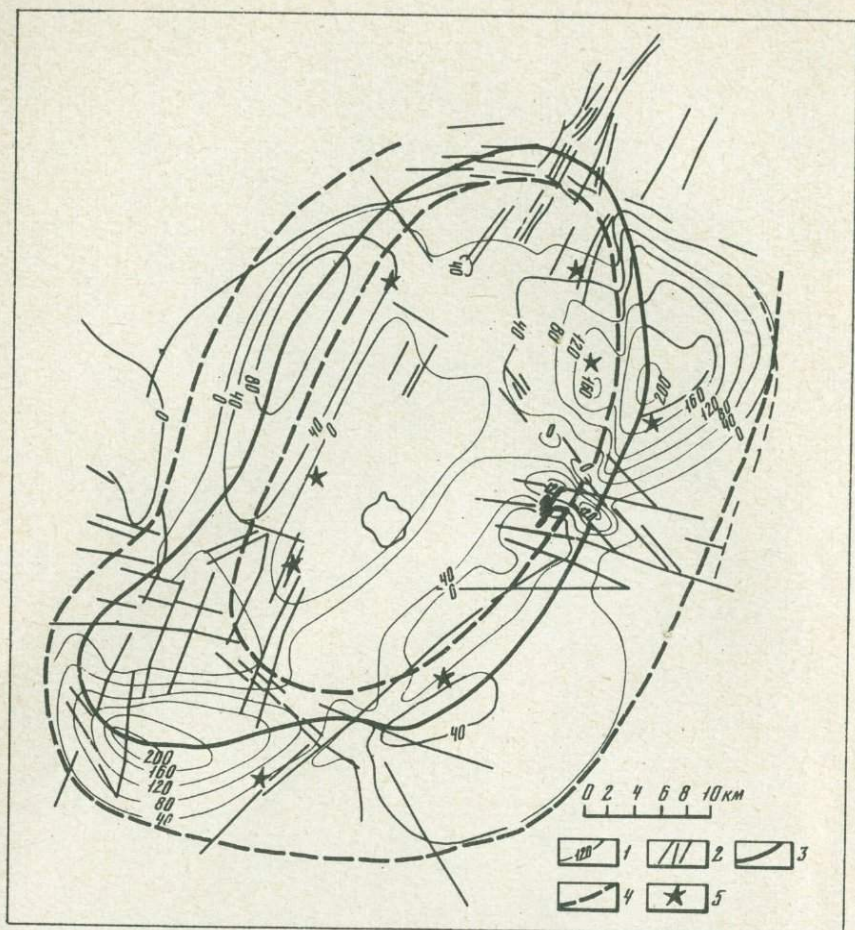


Рис. 61. Разница высот между базисными поверхностями четвертого и пятого порядка

1 - линии равных поднятий, мм; 2 - разломы; 3 - ось поднятий; 4 - контуры купольной структуры и вложенной в нее депрессии; 5 - вулканы

Значительно лучше анализировать происшедшие за нижний плейстоцен изменения по карте разницы высот между четвертой и пятой базисными поверхностями (рис. 61). Здесь отчетливо представлена картина площадного разрастания купола и начало формирования вулканов Березового, Стена, Прибрежного и Дитмара - по-видимому так можно трактовать появление поднятий в районах локализации указанных вулканов. Тем не менее эти поднятия, по крайней мере частично, имеют и тектоническую природу. Об этом можно судить по Жупановскому блоку и овальному поднятию на северо-западе

структуры, расположенных в стороне от возможной вулканической аккумуляции. На схеме отчетливее выявляется роль разломов, обособляющих Жупановский блок и формирующих блоковую структуру на восточном крыле купола в бассейне рек Карымской, Корневой, Баранова. Особенно интересным представляется проявление рифтообразующей роли системы продольных разломов на северо-восточной и сводовой частях купола — здесь отчетливо видно заложение вдоль них продольного грабена (см. рис. 61).

Сводовая депрессия, однако, имеет более сложное строение, чем простой грабен или рифт, — она более обширна и имеет овальные очертания (23×45 км). Особенно четко выражена восточная граница депрессионного овала, захватывающая систему краевых поднятий купола. Замечательно, что вдоль границы сводовой депрессии размещаются все вулканы, начало формирования которых относится или может быть отнесено к нижнему плейстоцену: Крайний (?), Разлатый (?), Соболиный, Березовый, Стена, Прибрежный, Дитмара. У нас нет иного выхода, как признание за этой депрессией вулканотектонической природы, связанной с образованием второго пирокластического покрова — магнитоотрицательных игнимбритов конца верхнего плиоцена. В связи с этим становится понятной и роль вулканотектонической депрессии как структурного контроля в размещении посткальдерного комплекса. Таким образом, базисная поверхность четвертого порядка и ее превышение над базисной поверхностью пятого порядка отражают тектонические условия формирования второго ритма вулканизма: образование вулканотектонической депрессии на своде купола в процессе игнимбритообразующих извержений, появление посткальдерных вулканов на границе депрессии, разрастание купола и некоторая индивидуализация его периферических блоков, особенно Жупановского. Морфометрический метод не показывает поднятия в центре купола. Это следует трактовать как отсутствие здесь восходящих движений, более интенсивных, чем в прилегающих частях свода. Они могли быть такими же или меньше. На этом этапе развития структуры и центра независимые данные стратиграфии, тектоники, вулканической геологии и морфометрии особенно удовлетворительно соединились в непротиворечивый комплекс событий динамически развивающейся системы.

Базисная поверхность третьего порядка свидетельствует о далее зашедшем усложнении воздымающейся купольной структуры (рис. 62). Особенно это касается ее юго-восточного и южного склонов. Жупановский блок почти совсем отделился от структуры и приобрел самостоятельность. Такая же тенденция наметилась для блока, занимаемого вулканом Дитмара. Формируется поперечный грабен между реками Корневой и Половинка на востоке структуры. Все эти события, начинаясь в конце нижнего плейстоцена охватывают среднечетвертичное время. Окончательное оформление базисной поверхности третьего порядка, по-видимому, завершилось в начале верхнего плейстоцена. Об этом свидетельствует формирование локальных купольных поднятий в среднеплейстоценовых кальдерах. Это могло произойти не ра-

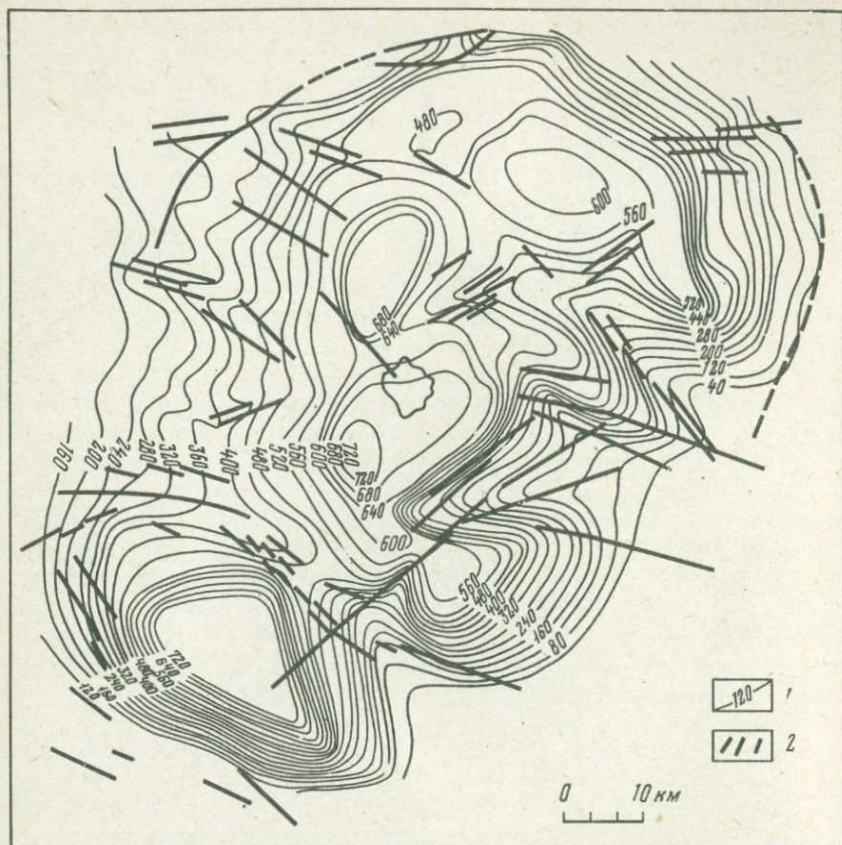


Рис. 62. Базисная поверхность третьего порядка
1 - изогипсы; 2 - разломы

нее заполнения кальдерных озер осадками и появления первых внутри-кальдерных вулканов Однобокого и пра-Семячик (см. рис. 62). Отмечается купол и в районе вулканов Двор и пра-Карымского - сооружений, начало формирования которых также относится к раннему верхнему плейстоцену.

Как видно на карте разности высот третьей и четвертой базисных поверхностей, наиболее интенсивный эрозионный врез в период 500-100 тыс. лет. назад произошел вдоль южной и юго-восточной периферии купола (рис. 63). Это свидетельствует о некоторой перестройке купола - смещении эндогенной тектонической активности к юго-востоку. В этом же направлении произошел смещение и области среднеплейстоценового кальдерообразования, ось которого располагается на 2 км юго-восточнее оси кальдерной депрессии конца плицена и на 5 км восточнее оси сводового поднятия первичного верх-

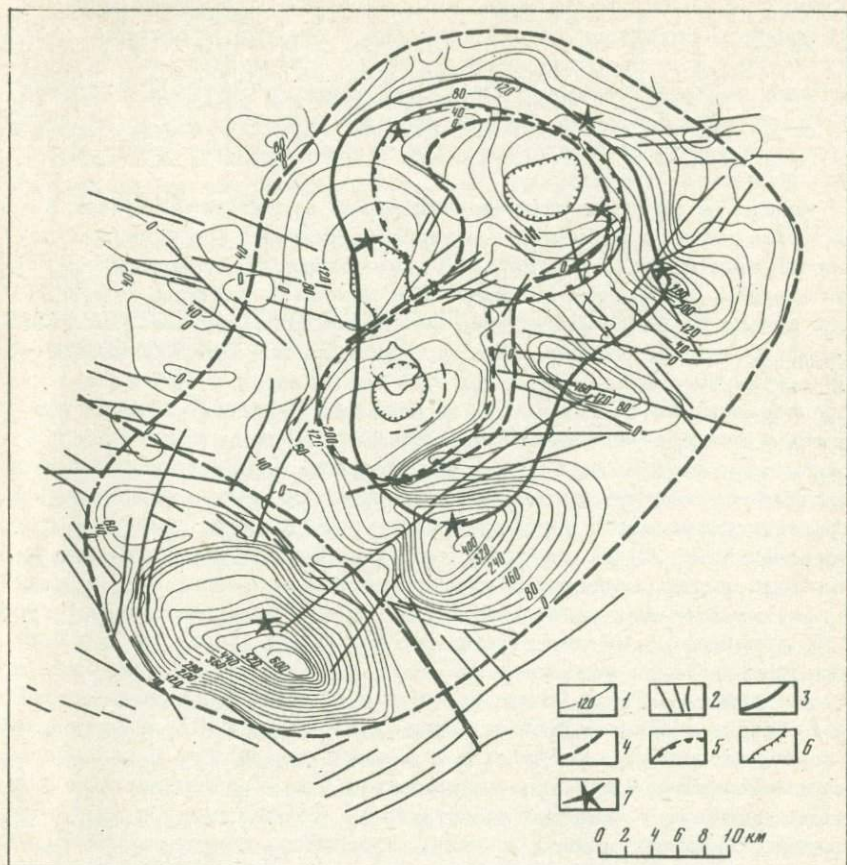


Рис. 63. Разница высот между базисными поверхностями третьего и четвертого порядков

1 - линии равных поднятий, м; 2 - линейные разломы; 3 - ось поднятий; 4 - контуры купольной структуры и вложенной в нее сводовой депрессии; 5 - кольцевые разломы среднеплейстоценовых кальдер; 6 - кольцевые разломы верхнеплейстоценовых кальдер; 7 - вулканы

неплистоценового купола. Как следует из данных, приведенных в гл. 10, центр вулканотектонической депрессии первого ритма вулканизма располагался западнее. Вулканизм еще более ранних стадий локализовался в Балагинском хребте (гл. 10). Следовательно, миграция структурообразования и вулканизма в сторону океана происходила в течение всего периода формирования плиоцен-четвертичного яруса. Аналогичная миграция вулканотектонической активности прослежена в соседней Налачевской купольно-кольцевой структуре с еще более

раннего времени (Масуренков, Комкова, 1978). По-видимому, это смещение эндогенного потока вещества и энергии, с которым связаны структурные преобразования верхних горизонтов коры, составляет одну из существенных особенностей развития Восточного вулканического пояса Камчатки. Однако основная закономерность его состоит все же в членении на элементарные ячейки, представленные купольно-кольцевыми структурами.

Динамика развития купольно-кольцевой структуры включает в качестве первого элемента структурообразования формирование пологого тектонического купола. Его заложение предопределяется пересечением продольных и поперечных разломов, которые выступают для купола в качестве структур более высокого порядка. Дальнейшая эволюция купола состоит в формировании на его своде обширной вулкано-тектонической депрессии, которая вовлекается в новый ритм куполообразования. Последующее чередование куполообразующих поднятий и вулкано-тектонических обрушений на своде развивается по схеме телескопирования с последовательным дискретным сокращением площади тектоно-магматических процессов. Мы видим вложение среднеплейстоценовых кальдер в контуры депрессии, связанной с образованием второго пирокластического покрова, и куполообразование внутри этих кальдер. Верхнеплейстоценовые кальдеры Однобогого и Пра-Семячка располагаются на сводах внутрикальдерных куполов, а кальдера Академии Наук почти целиком вложена в кальдеру Однобогого. Лишь возникновение Карымского сектора несколько нарушает закономерность, свидетельствуя о возникновении нового локального канала эндогенного потока вещества и энергии. По существу этот процесс распада единого потока начался еще раньше, когда внутри верхнеплистоценовой вулкано-тектонической депрессии возникла не одна, а две кальдеры в среднем плейстоцене — Половинки и Стены-Соболиного. Возможно, распад единого эндогенного тектоно-магматического процесса на фрагменты связан лишь с приповерхностными структурными факторами, но, возможно, он отражает и общую деградацию системы, исчерпывающей свои энергетические ресурсы. Снижение энергетического уровня эндогенного потока, несомненно, отражается в "агонизирующих" фрагментах, вулкано-тектоническая миниатюризация (измельчение) в которых доведена до крайности. Так, размеры последних кальдер и внутрикальдерных стратовулканов приближаются к минимальным значениям, меньше которых подобные образования практически не бывают. Это означает доведение купольно-кальдерного структурообразования до критического значения, за которым процесс либо отмирает, либо приобретает принципиально новые формы. Процесс отмирания отражен самой маленькой кальдерой (Академии Наук), где посткальдерный вулканизм отсутствует.

По-видимому, по новому пути пошло развитие вулкана Малый Семячик. Здесь после кальдерообразования в конце верхнего плейстоцена вулкан вступил в стадию последовательной смены эруптивного центра, обеспечившей фактическую направленность вулканического процесса. Это обстоятельство лишило процесс главного фактора

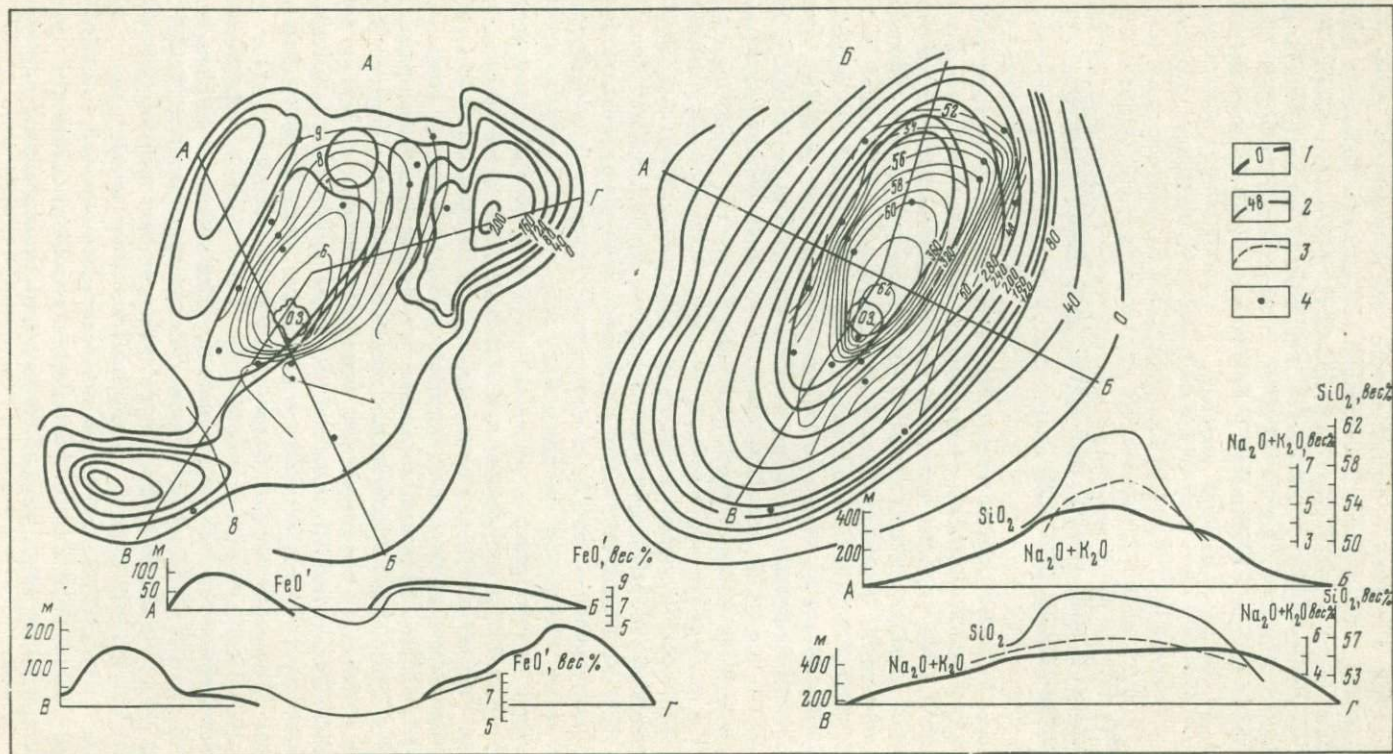
структурообразования – дискретности. Она выродилась сначала в цикличность, обеспечившую миграцию выводящего канала, а затем в тепловую и химическую микроритмичность кратерного озера, ставшую энергетическим эквивалентом непрерывно пульсирующего вулканического процесса. Таким образом, вулcano-тектонический процесс претерпел полное вырождение и преобразовался в эквивалентный ему “чистый” вынос глубинной энергии.

Глава 15

ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ЦЕНТР КАК ПРОЕКЦИЯ ЭНДОГЕННОЙ ДИНАМИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ

Диагностика эндогенной динамической системы термогена. Объективно существующие тела материального мира выделяются из окружающей их среды вследствие неоднородности распределения различных свойств материи: температуры, концентрации, плотности, отражающей способности и т.д. Соединение тел в динамические системы распознается благодаря такой специфике связей между ними, которая, действуя только внутри системы, приводит к ее обособлению от окружающего мира. В применении к термогену, а точнее, к его вещественным динамическим проявлениям на поверхности Земли – вулканическим центрам и кольцевым структурам, для диагностики также было бы необходимо и достаточно выделить такие признаки и связи, которые обособляют его от среды как индивидуализированное тело и как динамическую систему. По существу, этой задаче и было посвящено детальное описание геологии вулканического центра. В ходе этого описания выделено достаточно много признаков, которые могут служить в качестве руководящих при диагностике. К их числу относятся обособленная локализация группы стратовулканов и кальдерных депрессий, четко очерчиваемая структура купола, повторяемость этих признаков для разных временных интервалов, исключая случайность совпадения, и другие. И все же мы должны сказать, что эти особенности, индивидуализируя вулканический центр как обособленное тело, еще не содержат достаточного основания для признания его как динамической системы. Определенные указания на такую возможность содержатся в сочетании куполообразования с вулканическими проявлениями центра. Эта связь требует более подробного анализа.

Первым шагом в этом направлении может быть установление особенностей латерального распределения химического состава вулканических пород в пределах центра. Для точной пространственной привязки и уменьшения фактора случайности был выбран средний химический состав пород стратовулканов, отнесенный к месту излияния – кратеру. Распределение большинства окислов в вулканах по поверхности купола оказалось неслучайным. Центр структуры характеризуется относительно повышенным содержанием окислов



кремния и щелочей в вулканических породах. Изменение свойств к периферии носит постепенный характер (рис. 64).

Вторым шагом в направлении идентификации вулканического центра с системой термогена может служить количественная оценка зависимости химического состава вулканитов от расстояния вулканов до центра Карымской структуры (рис. 65). Усредненное положение контура и центра купольной структуры было установлено по совокупности всех морфометрических данных (см. гл. 14). Расстояния вулканов от центра нормированы делением длины отрезка "вулкан-центр" на длину всего радиуса, индивидуальную для каждого вулкана, вследствие отличия кольцевой структуры от правильного круга (рис. 65, А). Во втором варианте в качестве меры купольно-кальдерной структуры взяты центр и контур сводовой депрессии на карте разницы базисных поверхностей IV-V (см. гл. 14, рис. 59-63). Помимо этого, было использовано еще несколько вариантов структурной характеристики купола: эллипс по кратерам комплекса кольцевых стратовулканов, вложенный в депрессию купол по морфологическим картам базисных поверхностей третьего порядка и по разнице базисных поверхностей третьего-четвертого порядков, границы купола по внешним кольцевым разломам.

Во всех случаях коэффициент корреляции химического состава с расстоянием вулкана до центра структуры не опускается ниже 0,5. Он резко повышается до 0,66-0,82 при изъятии из выборки вулкана Жулановские Востряки. Это может служить еще одним доказательством чужеродности этого вулкана в Карымском центре. Любопытно, что вулкан Дитмара по некоторым компонентам (в частности, по M_2O) тоже несколько снижает коэффициент корреляции (рис. 65, Б), что свидетельствует, вероятно, и о его двойственном положении, вследствие которого область генерации магм под ним лишь частично была втянута в систему Карымского термогена. С учетом поправок на эти два вулкана коэффициент корреляции между средней концентрацией окислов в расплавах и местом их генерации в структуре достигает величины 0,73-0,82 (0,33-0,92 в генеральной совокупности). Его значение позволяет уверенно связывать закономерности формирования состава магм и купольно-кольцевого структурообразования в единую систему. Случайность пространственного совмещения этих факторов, обеспечившая столь сильную формальную связь между ними, исключается как высоким уровнем связи, так и повторяемостью в некоторых других центрах, например, в соседнем, Налачевском (Масуренков, Комкова, 1978).

Рис. 64. Концентрически зональное распределение среднего химического состава стратовулканов и его соответствие характеру и интенсивности вертикальных деформаций поверхности купола

1 - линии равных поднятий по разнице базисных поверхностей IV-V (А) и V-VI (Б), м; 2 - изолинии средней концентрации в породах стратовулканов окислов железа (А) и кремния (Б); 3 - распределение суммы окислов щелочей; 4 - стратовулканы

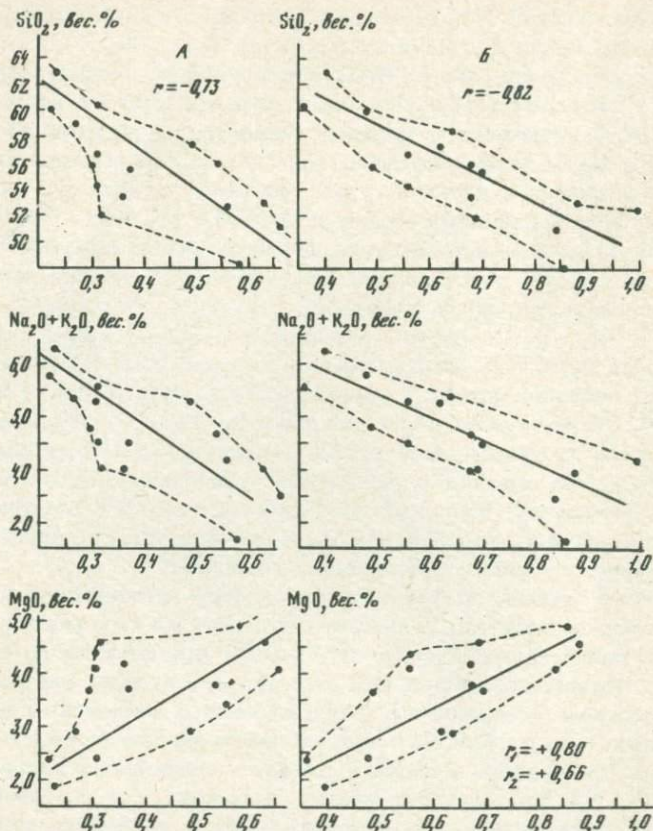


Рис. 65. Корреляции между средним содержанием некоторых окислов в породах стратовулканов и расстоянием стратовулканов до центра структуры

А — для усредненных контуров структуры по всему комплексу морфометрических данных; Б — для депрессии в своде купола по разнице базисных поверхностей IV-V (средний плейстоцен)

Следует обратить внимание на то обстоятельство, что вследствие невозможности показать место извержения одной точкой из рассмотрения были исключены пирокластические покровы, состав которых (до липаритов) и место извержения (центр структуры) в еще большей степени усиливают очевидность связи повышенного кремне-щелочного потока с серединой купола. Этот признак давно известен как характерная черта купольно-кальдерных комплексов (Smith, Bailey, 1962, 1968). Концентрически-зональное распределение химических свойств вулканических пород центра, закрепленное в средних значениях состава пород стратовулканов, содержит в себе крайне важную генетическую информацию.

Во-первых, это означает, что каждый отдельно взятый стратовулкан центра не является полностью самостоятельной системой, а представляет собой лишь часть целого. Закономерная связь с целым лишает вулкан необходимой для полной обособленности свободы — ведь средний состав его пород предопределен местом, которое он занимает в вулканическом центре.

Во-вторых, концентрически-зональное распределение составов пород центра свидетельствует о таком локальном возмущении материальных признаков среды, которое позволяет выделить это возмущение (неоднородность) из среды в качестве обособленного тела, обладающего чертами самостоятельности, — наличие признаков, отсутствующих в окружающей.

В-третьих, химическая зональность стратовулканов такова, что она не может быть интерпретирована иначе, как проекция на поверхность химической зональности области генерации расплавов. Столь высоко и закономерно организованное распределение вещества в области магмообразования переносит на него все перечисленные выводы об индивидуализации и внутренней связи в локальной области магмообразования. Изучив латеральное распределение вещества в вулканическом центре, мы тем самым получили как бы поперечный разрез вертикально ориентированной системы термогена и выявили внутреннюю вещественную структуру на уровне магмообразования.

И, наконец, еще один вывод методического характера: соподчиненность стлельных вулканов их закономерной совокупности — центру — чрезвычайно ограничивает получение генетической информации о магмообразовании при изучении одного отдельно взятого вулкана, тем более — одного извержения. В последнем случае она если и отличается от нуля, то однозначно не может быть интерпретирована.

Динамика системы термогена, подвижность и изменчивость внутренних связей в нем иллюстрируются корреляцией химического состава вулкаников с динамическим параметром структуры — интенсивностью куполообразования. На рис. 64 показан в изолиниях эффект поднятия купола и образования сводовой депрессии между временем формирования базисных поверхностей пятого-шестого и четвертого-пятого порядков. Совмещенные с этими картами изолиний распределения некоторых окислов в вулканиках обнаруживают согласованный ход увеличения интенсивности поднятия и концентраций для одних окислов и прогибаний с уменьшением для других. Из этого следует, что химический состав зоны магмообразования формируется и меняется согласованно с вертикальными колебаниями купольно-кальдерной структуры, что эти две принципиально разные формы движения материи здесь каким-то образом взаимосвязаны. Характер их связи выделяет вулканический центр и вмещающую его структуру из окружающей геологической среды как обособленную специфически организованную систему.

Ритмичность и эволюция вулканического процесса. Основой стратиграфического расчленения вулканогенных образований

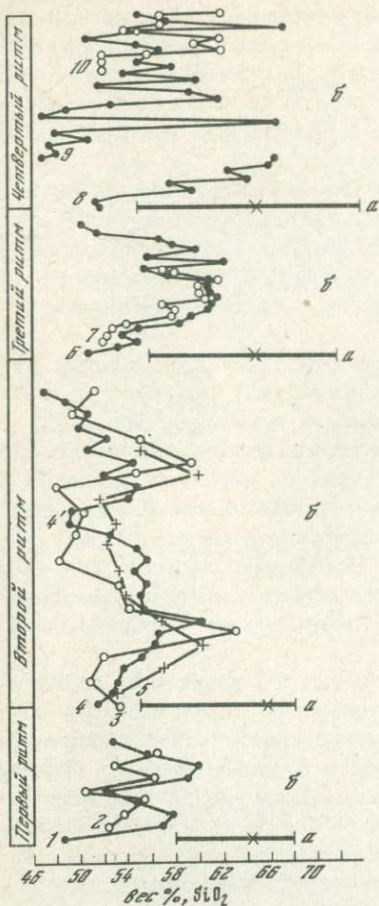


Рис. 66. Эволюция состава вулканитов в Карымском вулканическом центре

Фазы вулканизма: а – пирокластических покровов; б – эффузивно-пирокластических комплексов (стратовулканов). Вулканические массивы и вулканы: 1 – Жупановский блок (реконструкция); 2 – гора Таловая (разрез). Вулканы: 3 – Половинка (разрез); 4 – Архео-Семячик (реконструкция); 4¹ – Березовый и Стена (разрез); 5 – Литмара (разрез); 6 – Однобокий (реконструкция); 7 – пра-Семячик (реконструкция); 8 – Академии Наук (разрез); 9 – Малый Семячик (реконструкция); 10 – Карымский (реконструкция). Крестик на линиях "а" – средний состав пирокластических покровов

района, анализа его развития и палеогеологических реконструкций является закономерная перемежаемость в разрезах двух крупных генетических и вещественно различных элементов: пирокластических покровов и смешанных эффузивно-пирокластических

комплексов. Первые имеют состав андезитов, дацитов и липарито-дацитов, они образовались при многовыходных извержениях пирокластических потоков и палаящих туч. Вторые обычно связаны со стратовулканами и по составу отвечают базальтам, андезито-базальтам, реже андезитам и дацитам. Таким образом, в этом закономерно перемежающемся членении элементов геологического разреза непосредственно запечатлена ритмичность вулканического процесса по веществу и способу извержения. При этом ритмичность по обоим выделенным признакам совпадает, что свидетельствует о наличии несомненной связи в триаде извержение – вещество – ритмичность. Это побуждает прибегнуть к специальному рассмотрению и выявлению закономерностей такой связи, необходимых для понимания сущности и направленности вулканического процесса, как отражения эндогенного режима.

Одним из наиболее наглядных способов изображения ритмичности и направленности вулканизма может служить график в координа-

тах состав-время (рис. 66). Вследствие недостатка данных координата времени сделана безразмерной (кроме ее верхнего отрезка, начиная с вулкана Малый Семячик, — материалы О.А. Брайцевой, И.А. Егоровой и др., гл. 13), в ней соблюдена лишь последовательность событий. Вулканы второго ритма вулканизма при соблюдении внутренней последовательности совмещены произвольно также за недостатком данных.

На графике хорошо представлено резкое, можно сказать, принципиальное отличие пирокластических фаз от фаз эффузивно-пирокластических (условимся называть их впредь эффузивными). Для первых характерна геологическая мгновенность извержения и совмещение очень пестрого состава вулканитов от андезито-базальтов до липаритов. Для вторых процесс сильно растянут во времени. Например, формирование отдельных вулканов может, видимо, продолжаться 100 тыс. лет (гл. 5). При этом не удается пока получить однозначно закономерную картину распределения вещества во времени по фазам в целом. Отдельные вулканы эволюционируют в гомодромном, антидромном, смешанном (цикличном) и пульсирующим режиме. Тем не менее некоторые закономерности развития вторых фаз (эффузивных) все же отмечаются. Прежде всего это касается единообразия в составе вулканитов, изливающихся вслед за окончанием (а может быть, и на завершающихся стадиях) пирокластических фаз. Это, как правило, базальты или основные андезито-базальты. Завершение эффузивных фаз также происходит при излиянии базальтов и андезито-базальтов. Андезито-дациты вулкана Карымского нельзя рассматривать как исключение из этого правила, так как последний ритм вулканизма все еще не завершен.

Середины эффузивных фаз характеризуются одним (третий ритм) или двумя (первый и второй ритмы) кремнекислотными максимумами, когда содержание окиси кремния в лавах поднимается до андезитового уровня (60–62% SiO_2). В четвертом ритме насчитывается несколько таких кремнекислотных пульсаций (до 66–68% SiO_2).

Таким образом, по составу и распределению вещества вдоль временной шкалы вулканиты пирокластических и эффузивных фаз существенно отличаются. Обращает на себя внимание практическое постоянство среднего состава пирокластических покровов. Меняется лишь диапазон кислотности, т.е. степень гомогенности расплавов. В среднем же это дацит с 64–65% SiO_2 . Устойчивость среднего состава периодически извергаемых структурой игнимбритоподобных магм в течение 2 (?) млн. лет противостоит колебаниям объема продуктов извержения (22–280 км³), длительности ритмов или предшествующих фаз (50–1200 тыс. лет), площади эксплозий (ПЭК)¹, интенсивности и удельной интенсивности вулканизма

¹ Под площадью эксплозий (ПЭК) понимается площадь, включающая вулканические аппараты участка, центра, пояса или района и очерчиваемая плавной линией по внешним краям кратеров всех периферических аппаратов (Масуренков, 1979).

Таблица 40.

Динамические характеристики первого и второго ритмов

Ритм	фаза	Длительность t , тыс. лет.	Площадь эксплозии ПЭК S , км ²	Объем V , км ³
Первый	а) Пирокластическая	-	1500	250
	б) Эффузивная В целом	1200 1200	2000 2000	450 700
Второй	а) Пирокластическая	>30	800	200(?)
	б) Эффузивная В целом	600 600	900 900	375 575

Таблица 41

Динамические характеристики третьего ритма вулканизма

Сектор	фаза	Длительность t , тыс. лет	Площадь эксплозии ПЭК, S , км ²
Академический	а) Пирокластическая	30	150
	б) Эффузивная	50	50
	В целом	80	150
Семячикский	а) Пирокластическая	30	235
	б) Эффузивная	135	100
	В целом	165	235
Карымский	а) Пирокластическая	-	-
	б) Эффузивная	140	75
	В целом	140	75
Ритм в целом	а) Пирокластическая	30	385
	б) Эффузивная	170	225
	В целом	170	460

вулканизма

V/t , км ³ /тыс.лет	$V/St \cdot 10^{-4}$, км/лет	Интервал кремнесодержания SiO_2 min - SiO_2 max	Среднее взвешенное содержание SiO_2 , вес.%
-	-	58-68	64,5
0,46	2	48-59	56,0
0,67	3	48-68	59,0
-	-	55-68	65,8
0,62	7	47-63	52,9
0,96	11	47-68	57,4

Объем V , км ³	V/t , км ³ /тыс.лет	$\frac{V}{St} \cdot 10^{-4}$, км/лет	Интервал кремнесодержания SiO_2 min - SiO_2 max	Среднее взвешенное содержание SiO_2 , вес.%
90	3,00	200	55-68	63,7
28	0,56	112	51-65	55,9
118	1,48	98	51-68	61,9
190	6,33	270	55-67	65,7
20	0,15	15	51-69	57,7
210	1,27	54	51-69	64,9
-	-	-	-	-
32	0,23	30	51-61	55,4
32	0,23	30	51-61	55,4
280	9,33	242	56-72	65,1
80	0,47	21	51-69	56,1
360	2,12	46	51-72	63,1

Таблица 42

Динамические характеристики четвертого ритма вулканизма

Сектор	Фаза	Длительность t , тыс. лет	Площадь эксплозии ПЭК S , км ²
Академический	а) Пирокластическая	-	21
	б) Эффузивная В целом	60	12
		60	21
Семячковский	а) Пирокластическая	-	35
	б) Эффузивная В целом	15	120
		15	120
Карымский	а) Пирокластическая	0,4	19
	б) Эффузивная В целом	6	19
		8	19
Ритм в целом	а) Пирокластическая	-	75
	б) Эффузивная В целом	75	151
		75	160

(табл. 40-42). Это поразительный факт, свидетельствующий об устойчивости и единстве механизма магмообразования для столь разобренных во времени процессов. Совершенно очевидно, что дифференциация исходного единого расплава не может быть повинна в этом механизме.

Эффузивные фазы в отличие от пирокластических подвержены колебаниям не только внутри фаз, но и в целом по фазам: от 53% SiO₂ во втором ритме до 57% - в четвертом ритме. Колебания эти, впрочем, несущественны, не имеют направленного характера и выглядят случайными. В целом рассмотрение одних только эффузивных фаз приводит к выводу об их ритмичности: ясно видно совпадение или близкое по составу положение вулканитов начальных и конечных стадий фаз (базальты и андезито-базальты). Одно это

Объем V , км ³	V/t , км ³ /тыс. лет	$\frac{V}{St} \cdot 10^{-4}$, км/лет	Интервал кремнесодержания SiO ₂ _{min} - SiO ₂ _{max}	Среднее взвешенное содержание SiO ₂ , вес. %
11	-	-	55-74	67,3
5	0,08	70	51-67	63,0
16	0,27	127	51-74	66,0
6	-	-	55-67	60,4
32	2,13	177	48-68	55,8
38	2,53	211	48-68	56,5
5	12,50	6580	63-71	66,1
5,5	0,92	482	52-65	60,0
10,5	1,31	691	52-71	62,9
22	-	-	55-74	65,1
42,5	0,57	37	48-68	57,2
64,5	0,87	54	48-74	59,9

обстоятельство может служить достаточным основанием для разделения эффузивного вулканизма на отдельные звенья (фазы). Положение пирокластических фаз как раз и соответствует глубоким кремнекислотным минимумам в развитии эффузивного вулканизма.

Отсутствие значимых и устойчивых переходов (по составу) от пирокластических фаз и фазам эффузивным и существенные различия между ними по ряду признаков свидетельствуют об их известной самостоятельности и отсутствии тесной генетической связи. В этом смысле напрашивается вывод о разделении вулканизма на две параллельные и самостоятельные ветви - дацитовую пирокластическую и андезито-базальтовую эффузивную.

И все же мы не имеем права на такое разделение вследствие закономерности сочетаний этих двух ветвей вулканизма.

Эта закономерность реализуется неуклонным совпадением пирокластических фаз с кремнекислотными минимума эффузивных фаз, что делает необходимым рассмотрение вулканизма как единого процесса. О его единстве говорят также и другие признаки, часть из которых содержится в самом веществе, в общей структурной позиции и вулкано-тектонических соотношениях, часть будет изложена ниже.

Итак, ритмичность единого вулканического процесса — явление объективное и однозначное. Неоднозначным остается вопрос о способе интерпретации этой ритмичности и в первую очередь о проведении границ между ритмами. Опираясь только на данные, содержащиеся на графике (см. рис. 66), невозможно отдать предпочтение какому-либо варианту разделения: пирокластический покров и эффузивно-пирокластический комплекс или эффузивно-пирокластический комплекс и пирокластический покров. Наиболее привычным и, следовательно, избавляющим от необходимости серьезно обосновывать является второй вариант. Он автоматически вытекает из прочно усвоенного и некритически воспринятого принципа кристаллизационной дифференциации: сначала базальты, потом из них — липариты. Не отрицая подобной последовательности и механизма вообще, автор предлагает подумать над тем, как следует провести ритмизацию вулканизма в данном конкретном случае. Ниже перечислена система дополнительных фактов, необходимых для такого размышления (в развернутом виде они содержатся на предшествующих страницах монографии).

1. Вулканизм в Карымской структуре, вероятно, начался не с базальтов, а с дацитовых игнимбригов (первый пирокластический покров), так как редкие горизонты базальтов в нижележащих отложениях скорее всего изливались в Валагинском хребте (выклиниваются в направлении к Карымской структуре).

2. Имеются косвенные и прямые свидетельства длительных перерывов вулканизма после эффузивной фазы и перед пирокластической фазой и, наоборот, свидетельства непрерывного развития вулканизма от пирокластических к эффузивным фазам. Случаи фиксированных перерывов относятся к категории пауз (примерно 1000 лет между кальдерообразованием и началом формирования вулкана Карымского).

3. Более жесткая и однозначная структурная предопределенность эффузивной фазы от пирокластической (внутрикальдерная локализация) чем наоборот.

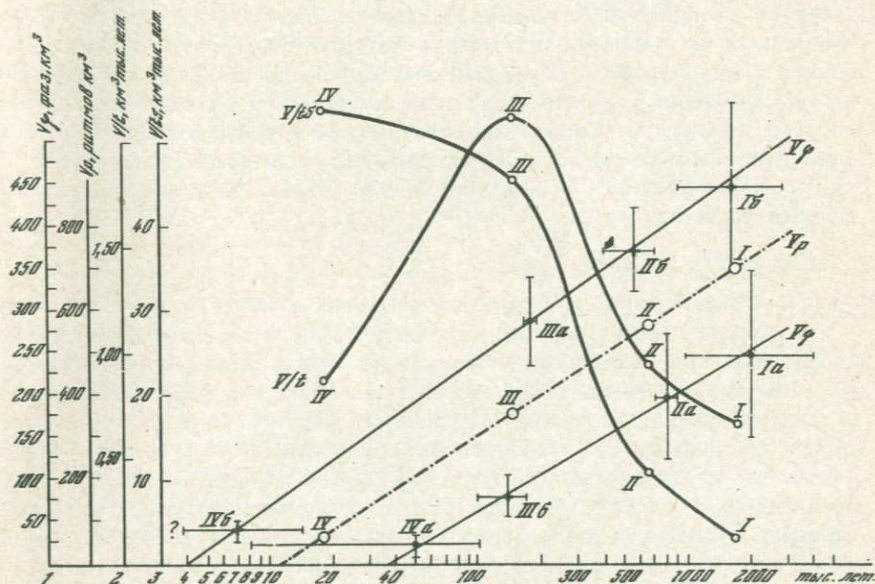
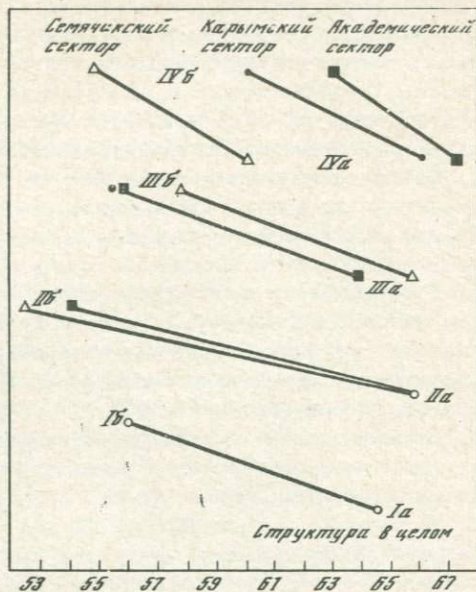
4. Вещественная соподчиненность эффузивных стадий пирокластическим, выступающая при пространственной специализации различных секторов структуры. Эта соподчиненность выражается в том, что более основным покровам соответствуют более основные стратовулканы (рис. 67). Например, пирокластический покров третьего ритма в Академическом секторе несколько более основной, чем покров Семячикского сектора. Соответственно следующие за покровом стратовулканы в Академическом секторе более основные, чем в Семячикском. Такая соподчиненность отсутствует в паре, где

Рис. 67. Эволюция среднего состава вулканитов в Карымском вулканическом центре по ритмам и секторам

I-IV - ритмы вулканизма; фазы вулканизма: а - пирокластических покровов; б - стратовулканов

Рис. 68. Эволюция и динамические характеристики вулканического процесса в Карымском вулканическом центре

I-IV - ритмы вулканизма; фазы вулканизма: а - пирокластических покровов, б - стратовулканов



первое место занимают стратовулканы (эффузивная фаза). Так, более основным стратовулканам третьего ритма в Академическом секторе соответствуют более кислые покровы четвертого ритма. И наоборот, более кислым стратовулканам в Семячикском секторе с начала четвертого ритма соответствуют более основные покровы. Это наглядное представлено графически (см. рис. 67). Интервалы

соподчинения или согласованного хода изменения состава вулканитов разных фаз соединены прямыми, которые образуют на интервалах соподчинения параллельные или субпараллельные пучки. Если сделать соединения фаз в последовательности: эффузивная — пирокластическая, то пересекающиеся линии обнаружат полную несогласованность изменения состава вулканитов в этих парах.

Приведенные факты, не взирая на косвенный и вероятностный характер, склоняют к необходимости такого выбора, в котором объединяемые фазы вулканизма обнаруживают наибольшую близость или родственность. Исходя из этого, мы начинаем ритм вулканизма с образования пирокластического покрова и вулcano-тектонической депрессии (кальдеры), а завершаем формированием эффузивно-пирокластического комплекса внутрикальдерных стратовулканов. Аналогичная ритмизация свойственна Эльбрусской вулканической области (Масуренков, 1961).

Выделив таким образом ритмы вулканизма, мы можем оценить их некоторые динамические характеристики и проследить направление его эволюции (табл. 40—42 и рис. 68). Оказывается, что при такой системе ритмизации распределение объемов извергнутого вулканогенных образований центра во времени имеет строго прямолинейный характер (логарифмическая шкала времени). Это свидетельствует о неслучайности появления определенного объема вещества вулканитов на поверхности Земли в определенное время. Количественная связь "время — объем" может быть использована как инструмент познания скорости генерации расплавов в динамической системе термогена. Если в качестве первого приближения к проблеме использовать количество извергаемого вещества в качестве меры, оценки скорости генерации, то это можно сделать по следующей зависимости:

$$V = 323 \lg t - 337,5,$$

где V — объем извергнутого материала, t — время.

Из установленной зависимости видно, что интенсивность поступления глубинного вещества к поверхности непостоянна и закономерно меняется во времени. Процесс направлен, и это направление не оставляет никаких сомнений в окончательном его результате — полное прекращение извержений. Выведенная зависимость даже отвечает на вопрос, когда это событие должно произойти. Согласно приведенному графику (рис. 68) вулканизм в значительных объемах (десятки кубических километров материала) исчерпал себя еще в конце верхнего плейстоцена: прямая пересекается с осью абсцисс возле 11 тыс. лет. Оценки величины вероятной ошибки дает интервал примерно 4—20 тыс. лет назад. Следовательно, в настоящее время и в последующем у нас уже нет оснований ожидать катастрофических извержений в Карымском вулканическом центре. Развитие его по этому параметру фактически прекратилось и образование Карымской и Семьячской кальдер 8 и 15 тыс. лет назад с извержением 5 и 6 км³ пирокластического материала было финальным со-

бытием такого рода в структуре. Эти выводы отлично согласуются с выводами, сделанными при анализе динамики структурообразования, который тоже показал исчерпанность направленного купольно-кальдерного структурообразования (гл. 14).

Прямолинейная зависимость "время - объем" может создать ложное представление о равномерности поступления материала на поверхность Земли. О том, что это далеко не так, можно судить по графику (см. рис. 68). Скорость истечения материала, рассчитанная для ритмов в целом, менялась весьма существенно и закономерно. В ней отражается этапность развития центра: первый и второй ритмы располагаются на восходящей ветви развития (0,67 и 0,96 км³/тыс. лет), третий ритм соответствует кульминации (2,12 км³/тыс. лет), четвертый - завершению (0,87 км³/тыс. лет). Весьма показательно, что удельная интенсивность вулканизма (объем, отнесенный к единице времени и площади эксплозии - ПЭК) при этом непрерывно увеличивается: 3,11, 46, 54·10⁻⁴ км³/тыс. лет. Тем не менее сокращение ПЭК идет столь интенсивно, он распадается на секторы, деградирует до мелких кальдер и даже кратерных озер, что в целом вулканизм отмирает.

И все же мы являемся свидетелями его современной активности. Как это согласовать с полученными результатами о завершении процесса? Вновь обратимся к графику (см. рис. 68). На нем средние значения объемов извергнутого материала в пределах ритмов разделены по фазам. Фазовые объемы оказались тоже величиной не случайной. Они распределились вдоль двух прямых линий, субпараллельных средней прямой. Из этого вытекает следующее.

Во-первых, необходимо признать, что выполненные реконструкции объемов и их распределение во времени (стратиграфия), по видимому, близко соответствуют действительности, иначе был бы невозможен столь строгий порядок ($r \sim 1,0$).

Во-вторых, объемы извергаемого по фазам (пирокластическая и эффузивная) вещества связаны не только с общим процессом развития вулканизма, но и друг с другом таким образом, что объем первой фазы предопределяет объем второй. И здесь мы опять приходим к выводу о неизбежности принятой нами ритмизации, так как именно объемы первых пирокластических фаз предопределяют объемы вторых эффузивных, а не наоборот. Только при такой последовательности и связи сохраняется установленная закономерность. В противном случае она рассыпается на хаос. Действительно, при ином сочетании в ритмы фазовых объемов (I,а, I,б-II,а, II,б-III,а и т.д.) суммарные объемы получающихся новых ритмов распределяются в координатах "время - объем" не прямолинейно, а бессистемно.

В-третьих, обнаруживается тенденция увеличения объемов от первой ко второй фазе ритма. Вследствие этого нижняя прямая на графике "специализируется" на первые фазы, а верхняя - на вторые. Эта тенденция нарушается третьим ритмом, в котором положение фаз на прямых изменилось на противоположное. Такое изменение

ние ситуации соответствовало экстремальному состоянию системы, когда функции основного носителя энергии временно перешли к пирокластической фазе. За это системе пришлось сразу же "расплачиваться" ничтожными объемами вулканитов второй фазы третьего ритма, а в целом система сохранила свое положение на уровне установленной закономерности.

В-четвертых, основываясь на специализации фазовых прямых, можно сделать вывод о завершении вулканизма в структуре эффузивной стадией. Это является еще одним свидетельством правильности принятой ритмизации, согласно которой ритм оканчивается фазой стратовулканов, а не кальдерными извержениями кислой пирокластики.

В-пятых, распределение объемов извергающегося материала по фазам позволяет приблизительно оценить время окончания разных форм вулканизма в структуре. При этом необходимо иметь в виду следующее. Положение точек на графике "время - объем" характеризуется разной точностью для разных фаз вулканизма. При подсчете объемов установлено, что величина ошибки не зависит от фашиальной принадлежности вулканитов, а увеличивается со временем, так как при этом ухудшается обнаженность и сохранность геологических объектов. Размещение событий вдоль временной координаты более определено для первой фазы, так как образование пирокластических покровов происходит геологически мгновенно. Лишь в четвертом ритме вулканизма этот процесс растянулся почти на 100 тыс. лет, что имеет немаловажное значение в логарифмическом масштабе времени. Формирование стратовулканов и целых их комплексов может происходить в течение длительного времени. Чисто условно нами взяты середины интервалов эффузивных фаз, поэтому величина вероятной ошибки по времени значительно больше для верхней прямой, "специализированной" на фазу стратовулканов.

Таким образом, учтя величину ошибки, завершение первой, пирокластической фазы четвертого (и последнего) ритма вулканизма можно ожидать в интервале 4-80 тыс. лет назад, в среднем около 40 тыс. лет назад. Из этого следует, что кальдерообразование на вулкане пра-Карымского было последним в изученной структуре. Что касается эффузивной (точнее, эффузивно-пирокластической) фазы, то для ее окончания получен следующий наиболее вероятный интервал: 0-10 тыс. лет назад, в среднем 4 тыс. лет. назад. Это объясняет современные извержения вулкана Карымского и связывает их со всем предшествующим процессом вулканизма в непротиворечивую единую систему. Все ее взаимосвязанные фрагменты (объем и состав вещества, фаши и фазы извержений, ритмичность и структурообразование), пройдя длительный путь направленной эволюции, заканчиваются в специфических деградированных формах. Мы являемся свидетелями этого процесса и отмирания вулканического центра.

Как бы тщательно не изучались современные явления и продукты вулканизма, основные его закономерности и сущность останутся за семью печатями без постижения вулканизма как системы, протяженной и конечной во времени. Именно потому столь важно значение палеовулканологических реконструкций и геохронологии. Ими пишется история возникновения, развития и отмирания вулканического процесса в изменчивых, но всегда конкретных геолого-структурных условиях. Это очень кропотливый, длительный и щедрый на разнообразные трудности путь. Ни новые методы, ни популярные гипотезы, уводящие с него, не могут заменить фундаментальности сведений, представляемых стратиграфией, геохронологией и палеогеологическими реконструкциями. Поэтому такое большое место в предпринятой нами работе занимают всякого рода реконструкции.

Карымский вулканический центр действительно является мощной пространственно устойчивой системой, дренирующей глубины Земли в течение последних по меньшей мере 2 млн. лет. Общий объем вынесенного на поверхность силикатного материала составил за это время 1700 км^3 . Средняя производительность центра равняется $0,425 \text{ км}^3/10^3 \text{ лет} \cdot 10^3 \text{ км}^2$ (за меру площади генерации принята площадь купольно-кальдерной структуры, равная 2000 км^2). Во времени производительность менялась следующим образом: верхний плиоцен — $0,292$; конец плиоцена — средний плейстоцен — $0,479$; конец среднего — верхний плейстоцен — $1,059$; верхний плейстоцен — голоцен — $0,433 \text{ км}^3/10^3 \text{ лет} \cdot 10^3 \text{ км}^2$. Если за меру площади генерации расплавов принять площадь эксплозий (ПЭК), то плотность потока распределится во времени несколько иначе: $0,292$; $1,065$; $4,603$; $5,417 \text{ км}^3/10^3 \text{ лет} \cdot 10^3 \text{ км}^2$. Примерно для тех же отрезков времени в соседней Налачевской структуре удельная интенсивность извержений распределяется в общем аналогично: $0,140$; $0,710$; $2,000$; $1,200-16$, $700-6$, $900 \text{ км}^3/10^3 \text{ лет} \cdot 10^3 \text{ км}^2$ (Масуренков, Комкова, 1978). Средняя производительность Налачевской структуры за последние 2 млн. лет составляла, видимо, не менее $0,4 \text{ км}^3/10^3 \text{ лет} \cdot 10^3 \text{ км}^2$, т.е. была по существу такой же, как в Карымской структуре. Обращает на себя внимание лишь относительная слабость Карымского финального этапа сравнительно с Налачевским. Действительно, ряды таких мощных верхнеплейстоцен-голоценовых вулканов Налачевской структуры, как Авачинско-Корякский и Жупановский заметно превосходят угнетенные формы карымских современных вулканов — Малого Семячика и Карымского.

К сожалению, мы не можем количественно соотнести интенсивность вулканизма и куполообразования в Карымской структуре, подобно тому как это было сделано для Налачева, так как все еще отсутствуют данные о действительной роли вулканических накоплений в формировании Карымского купола. Тем не менее положительная корреляция интенсивности вулканизма и тектонических поднятий сомнения не вызывает. Это проиллюстрировано выше различными методами: от непосредственного измерения элементов залегания до косвенных, таких, например, как корреляция состава вулкаников и интенсивности поднятий в куполе. Последнее наблюдение позволяет по-новому подойти к проблеме связи состава вулканизма с вертикальными движениями земной коры. Такая связь в масштабе геосинклинально-орогенных систем давно стала одним из фундаментальных достижений геологии. Однако проявляется она не детерминированно, а стохастически, на фоне многочисленных противоречивых исключений (Белоусов, 1973). Помимо статистической природы самой связи, причина этого, возможно, в отсутствии методически правильного анализа подобной связи — несоблюдении принципа однородности сравниваемых событий. Подходы к разработке этого принципа видятся, в частности, в выделении элементарных ячеек, в которых осуществляется первичная форма структурно-вещественного парагенезиса. Такой ячейкой является термоген с его поверхностными проекциями — вулканическим центром и купольно-кольцевой структурой. В нем эта связь реализуется в виде нарастания интенсивности поднятия и кремне-щелочных свойств вулкаников от периферии к центру купола. С определенного момента (его еще предстоит количественно оценить!) нарастание тектонических напряжений прерывается внезапными компенсирующими просадками в своде купола, с чем связана и внезапная же смена состава вулкаников на базальты. Не исключено, что термоген является микромоделью, в наиболее "чистом" виде копирующей основные свойства глобальных корообразующих процессов. Эти закономерности (выведенные после комплексного изучения Карымского вулканического центра), возможно, таковы:

1. Изометричность строения вулканического центра и вмещающей его структуры реализуется размещением вулканов, изменением среднего их состава, распределением интенсивности вертикальных движений и конфигурацией разломов.

2. Концентрически зональное строение вулканического центра и структуры определяется теми же признаками пространственной локализации свойств, меняющихся постепенно от периферии к центру. Дискретность некоторых из них (вулканы, разломы) следствие механической реакции среды и не отражает действительной непрерывности энергетического и вещественного поля в корневой зоне термогена.

3. Центростремительное развитие системы реализуется в виде последовательного сокращения площадей эксплозий (ПЭК) и купольно-кальдерного структурообразования. Такая направленность содержит в себе однозначную перспективу замыкания структуры и отмирания вулканизма.

4. Ритмично прерывистое развитие вулканотектонических процессов обусловлено правильным чередованием вулканитов разного состава в сочетании с разными типами извержений и структурообразования. Купольное вспучивание прерывается сводовыми просадками с извержениями средних — кислых пирокластических покровов — первая фаза вулканизма; сводовая депрессия (кальдера) становится средоточием стратовулканов среднего — основного состава — вторая фаза вулканизма.

5. Ритмичность не является простым повторением, поэтому ее не следует отождествлять с цикличностью. Ритмичность вулканотектонических процессов иерархична. В развитии центра выделен один мегаритм, в течение которого происходит увеличение интенсивности вулканизма, достижение максимума и спад. Мегаритм делится на четыре макроритма, соответствующие восходящему, кульминационному и финальному состояниям системы. Макроритмы составлены из серий микроритмов, которые в свою очередь можно подразделить на еще меньшие импульсы вплоть до одноактного извержения.

6. В ходе ритмичного развития после достижения кульминации отчетливо просматривается распад структурно единого центра на дочерние элементы — секторы. Развитие последних, подчиняясь ритмике материнской структуры, приобретает черты самостоятельности, выражающейся в асинхронности, вещественной и энергетической специализации. Вследствии этого гонцентрически зональное строение центра осложняется гнездовым размещением дочерних вулканоструктур. Этот процесс не нарушает всех перечисленных закономерностей и отражает лишь деградацию вулканотектонических процессов термогена. При этом, однако, удельная интенсивность вулканизма непрерывно возрастает. Примером доведения ее до крайней концентрации при фактическом прекращении извержения является кратерное озеро вулкана Малый Семячик.

7. Латеральная миграция вулканического центра и вмещающей его купольно-кольцевой структуры на восток в сторону океана за 2 м.л. лет (?) составила примерно 5 км. Этот факт заслуживает особого внимания, так как подобная же миграция была отмечена для рядом расположенной Налачевской структуры (Масуренков, Комкова, 1978). Ее природа может быть понятна только при сочетании геологических исследований со специальными геофизическими. Сейчас можно лишь предполагать, что процесс корообразования, связанный с термогенами переходной зоны, имеет тенденцию смещаться к океанической плите.

Изложенные выводы не исчерпывают всего объема выполненных исследований. Часть из них имеет самостоятельное, независимое от обсуждаемых вопросов значение и, несомненно, будет иметь резонанс в соответствующих областях знаний. Дальнейшее более глубокое и осмысленное обсуждение проблем вулканизма, магнообразования и взаимосвязи тектономагматических процессов будет предложено во втором томе настоящей работы.

- Авдейко Г.П., Храмов Н.А. Петрохимические особенности лав спилито-кератофировых формаций Камчатки. — В кн.: Вопросы петрохимии. Л., 1969, с. 349–351.
- Айвазян С.А., Бежаева З.И., Староверов О.В. Классификация многомерных наблюдений. М.: Статистика, 1974. 240 с.
- Андерсон Т. Введение в многомерный статистический анализ. М.: Физматгиз, 1963, 500 с.
- Андреев С.И., Генин Б.Л. Палеомагнитная корреляция плиоцен–раннечетвертичного магматического комплекса юго–западной части Корякского нагорья. — Учен. зап. НИИГА, 1969, вып. 14, с. 135–150.
- Белюсов А.Ф. Связь состава и массовости вулканизма с тектоническими факторами. — В кн.: Проблемы магматической геологии, Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1973, с. 262–278.
- Бесалый В.Г., Файнберг Ф.С., Ремизовский Р.И. О возрасте эрмановской свиты восточного побережья Пенжинской губы. — Геология и геофизика, 1970, № 1, с. 123–129.
- Ботвинкина Л.Н. Генетические типы отложений областей активного вулканизма. — Труды ГИН АН СССР, 1974, вып. 263.
- Брайцева О.А., Егорова И.А., Сулержицкий Л.Д. Тефрохронологические исследования вулкана Карымский. — Вулканология и сейсмология, 1979, № 1, с. 48–58.
- Брайцева О.А., Евтеева И.С., Лупикина Е.Г., Мелекесцев И.В. Некоторые вопросы стратиграфии осадочных четвертичных отложений Восточной Камчатки и их значение для определения возраста вулканических образований. — В кн.: Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки. М.: Наука, 1966, с. 112–167.
- Брайцева О.А., Евтеева И.С., Лупикина Е.Г., Сулержицкий Л.Д. О расчленении и абсолютной геохронологии голоценовых торфяников Камчатки. — Докл. АН СССР, 1973, т. 208, № 4, с. 916–919.
- Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Евтеева И.С., Лупикина Е.Г. Стратиграфия четвертичных отложений и оледенения Камчатки. М.: Наука, 1968, 227 с.
- Брайцева О.А., Егорова И.А., Несмачный И.А., Селянгин О.Б., Сулержицкий Л.Д. Тефрохронологические исследования как метод изучения закономерностей циклического развития вулкана. — Бюл. вулканол. станций, 1978₁, № 54, с. 41–53.
- Брайцева О.А., Егорова И.А., Несмачный И.А., Селянгин О.Б., Сулержицкий Л.Д. Тефрохронологическое датирование лавовых комплексов и реконструкция истории формирования современного вулкана. — Бюл. вулканол. станций, 1978₂, № 55, с. 41–54.
- Влодавец В.И. Карымская группа вулканов. — Бюл. вулканол. станции, 1939, № 7, с. 3–45.
- Влодавец В.И. Классификация отрицательных вулканических форм рельефа. — Изв. АН СССР. Сер. Геол., 1944, № 5, с. 137–147.
- Влодавец В.И. Вулканы Карымской группы. — Труды Камчат. вулканол. станции, 1947, вып. 3, с. 3–48.
- Влодавец В.И. О некоторых семяничинских туфолавах и их происхождении. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 3, с. 96–106.

- Влодавец В.И. Вулканы и вулканические образования Семьячского района. — Труды Лаб. вулканол., 1958, вып. 15. 195 с.
- Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование/Ред. С.И. Набоко. М.: Недра, 1974. 262 с.
- Геологический словарь. Т. II М.: Недра, 1978. 456 с.
- Геология СССР. Т. XXXI. ч. 1. М.: Недра, 1964. 734 с.
- Геохронология СССР. Т. III: Новейший этап. Л.: Недра, 1974. 360 с.
- Гептнер А.Р. О минеральном составе позднекайнозойских отложений Камчатки, обусловленном влиянием вулканизма. — Литология и полезные ископаемые, 1972, № 1, с. 27-39.
- Гептнер А.Р., Лупикина Е.Г., Скиба Л.А. Раннеантропогенные отложения Западной Камчатки (Тигильский район). — Бюл. комиссии по изучению четвертичного периода, 1966, № 31, с. 57-72.
- Гнибиденко Г.С., Горбачев С.З., Лебедев М.М., Мараханов В.И., Апрельков С.Е., Демидов А.Т., Шеймович В.С. Складчатая система Камчатки. — В кн.: Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние 1976, с. 165-188.
- Горецкий Г.И. Аллювий великих антропогенных пререк Русской равнины: Пра-реки Камского бассейна. М.: Наука, 1964, 413 с.
- Горшков Г.С. Заметки об извержении Карымского вулкана в 1960 г. — Бюл. вулканол. станции, 1962, № 32, с. 24-33.
- Гричук В.П., Моноссон М.Х., Шик С.А. Об отложениях одиновской (Днепровско-Московской) межледниковой эпохи у дер. Глазово. — В кн.: Палеогеография четвертичного периода СССР. М.: Изд-во МГУ, 1961, с. 69-75.
- Гушенко И.И. Геплы Северной Камчатки и условия их образования. М.: Наука, 1965. 144 с.
- Диатомовые водоросли СССР. Т. I. Л.: Наука, 1974, 403 с.
- Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980.
- Егорова И.А. Палинологическая характеристика неогеновых отложений Восточной Камчатки. — В кн.: Палинология Кайнофита: Труды III международной палинологической конференции. М.: Наука, 1973, с. 188-191.
- Ермаков В.А., Алыпова О.М., Егорова И.А. Состав и возраст алтунской серии и платобазальтов Юго-Восточной Камчатки. — Изв. АН СССР. Сер. Геол., 1969, № 7, с. 115-124.
- Заикина Н.Г. Диатомовые водоросли из разреза межледниковых отложений у дер. Глазово. — В кн.: Палеогеография четвертичного периода СССР. М.: Изд-во МГУ, 1961, с. 59-69.
- Зубаков В.А., Кочегура В.В., Судакова Н.Г., Шелкоплас В.П. Корреляция новейших отложений понто-Каспия и Русской равнины с помощью физико-химических методов. — В кн.: Геология четвертичного периода. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1977, с. 198-203.
- Зубин М.И., Мелекесцев И.В., Тарахановский А.А., Эрлих Э.Н. Четвертичные кальдеры Камчатки. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971, с. 55-65.
- Иванов Б.В. Извержение Карымского вулкана в 1962-1965 гг. и вулканы Карымской группы. М.: Наука, 1970. 135 с.
- Иванов Б.В., Андреев В.И. Вулканы Дитмара и Жупановские Востряки. — Бюл. вулканол. станций, 1965, № 51, с. 103-112.
- История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока, Камчатки, Курильских и Командорских островов. М.: Наука, 1974. 439 с.
- Кендал М., Стюарт А. Статистические выводы и связи. М.: Наука, 1973. 900 с.
- Классификация вулканогенных обломочных горных пород. М.: Госгеол.-техиздат, 1962, 18 с.
- Кожевников А.А., Милановский Е.Е., Саядян Ю.В. Очерк стратиграфии антропогена Кавказа. Ереван: Изд-во АН Арм. ССР, 1971. 90 с.

- Кочегура В.В., Огородов Н.В., Кожемяка Н.Н. Палеомагнитная корреляция плиоцен-плейстоценовых эффузивов Среднего хребта Камчатки. — Геология и геофизика, 1969, № 8, с. 81-90.
- Краевая Т.С. Новые данные о возрасте молодых пемзовых отложений района озера Курильского. — Вопросы географии Камчатки. Петропавловск-Камчатский, 1967, вып. 5, с. 118-129.
- Краевая Т.С., Олюнин В.Н. Происхождение ледникового холмисто-Котловинного рельефа Камчатки. — В кн.: География и геоморфология Азии. М.: Наука, 1969, с. 192-204.
- Кульбак С. Теория информации и статика. М.: Наука, 1967. 408 с.
- Купцова И.А. Новый вид рода *Stephanodiscus* из плиоценовых отложений Нижней Камы. — Ботан. материалы Отд. споровых растений. Л., 1962, вып. 15, с. 37-38.
- Логина Л.П. Новые данные о диатомовой флоре опорного разреза г. Чекалина (б. Лихвин). — В кн.: Вопросы геологии, геохимии и геофизики земной коры Белоруссии. Минск, 1975, с. 134-142.
- Лупкина Е.Г. К характеристике плиоценовой и плейстоценовой диатомовой флоры Тигильского района Западной Камчатки. — В кн.: Ископаемые диатомовые водоросли СССР. М.: Наука, 1968, с. 41-44.
- Луцицкий И.В. Основы палеовулканологии. М.: Наука, 1971. Т. 1. 480 с.; Т. 2. 383 с.
- Луцицкий И.В. Некоторые общие вопросы изучения эволюции вулканической деятельности. — М., 1974, с. 37-44.
- Луцицкий И.В., Бондаренко П.М. Эксперименты по моделированию сводных поднятий байкальского типа. — Геотектоника, 1967, № 2, с. 3-20.
- Малеев Е.Ф. Вулканогенные обломочные горные породы. М.: Недра, 1977. 215 с.
- Мартин Р.К. Некоторые геологические и петрографические особенности игнимбритов Америки и Новой Зеландии. — В кн.: Проблемы палеовулканизма. М.: ИЛ, 1963, с. 544-560.
- 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. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1961, вып. 51, 132 с.
- Масуренков Ю.П. Состав и состояние вещества в магматической камере Авачинского вулкана (Камчатка). — В кн.: Магма малоглубинных камер. М.: Наука, 1970, с. 79-89.
- Масуренков Ю.П. Включения в современных вулканитах Камчатки и проблема происхождения магм. — В кн.: Земная кора островных дуг и дальневосточных морей: Верхняя мантия. М.: Наука, 1972, с. 204-214.
- Масуренков Ю.П. Проблема включений и возможности вулканической петрологии. — Бюл. вулканол. станций, 1974, № 50, с. 10-18.
- Масуренков Ю.П. Вулканы над интрузиями. М.: Наука, 1979. 219 с.
- Масуренков Ю.П., Комкова Л.А. Геодинамика и рудообразование в купольно-кольцевой структуре вулканического пояса. М.: Наука, 1978, 274 с. 274 с.
- Мелекесцев И.В., Краевая Т.С., Брайцева О.А. Почвенно-пирокластический чехол и его значение для геохронологии на Камчатке. — В кн.: Вулканические фации Камчатки. М.: Наука, 1969, с. 61-72.
- Методическое руководство по геоморфологическим исследованиям. Л.: Недра, 1972. 384 с.
- Нейштадт М.И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 404 с.
- Нечаева Т.Б., Рябушкин П.К., Трубихин В.М. Изучение длиннопериодных палеовариаций в верхнем плиоцене (Западная Туркмения). — В кн.: Проблемы изучения палеогеографических вариаций магнитного поля Земли. Владивосток, 1979.
- Новые данные о вулканотектонических структурах Камчатки и вопросы развития четвертичного вулканизма. — Геотектоника, 1966, № 6.

- Петров В.С., Цикунов А.Г., Пронин А.А. Стратиграфия отложений вулканогенно-кремнистой и терригенной формаций Валагинского хребта. - В кн.: Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки. М.: Наука, 1966, с. 15-24.
- Печерский Д.М., Ключева В.И., Казакова Л.П. Результаты палеомагнитного изучения разреза верхнекайнозойских вулканогенных образований в центральной части Камчатского Срединного хребта. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 7, с. 74-94.
- Поляк Б.Г., Селянгин О.Б., Брайцева О.А. Динамика активности вулкана Малый Семячик (Камчатка). - Докл. АН СССР, 1979, т. 244, № 1, с. 175-179.
- Поспелов Г.Л. О месте магматизма в энергостокowych геодинамических системах. - В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1973, с. 290-308.
- Романкевич Е.А., Безруков П.Л., Баранов В.И., Христианова Л.А. Стратиграфия и абсолютный возраст глубоководных осадков западной части Тихого океана. - В кн.: Океанология. М.: Наука, 1966, вып. 14, 167 с.
- Росс К.С., Смит Р.Л. Туфы пеплового потока, их происхождение, геологические отношения и идентификация. - В кн.: Проблемы палеовулканизма. М.: ИЛ, 1963, с. 371-477.
- Селянгин О.Б. Карымская группа вулканов: вулканы Карымский и Малый Семячик. - В кн.: Вулканы и геотермы Камчатки, Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 107-137.
- Селянгин О.Б. Эволюция кальдерного комплекса, ритмичность и направленность вулканического процесса в Карымской группе вулканов Камчатка. - В кн.: Вулканизм и геодинамика. М.: Наука, 1977, с. 187-201.
- Селянгин О.Б., Брайцева О.А., Егорова И.А., Сулержицкий Л.Д., Несмачный И.А. Геологические и титрохронологические исследования современного вулкана. - В кн.: Проблемы глубинного магматизма. М.: Наука, 1979, с. 31-49.
- Синельникова В.Н. Ресциндае миоплиоцена Камчатки: Автореф. дис.... канд. геол.-мин. наук. М., 1968, 26 с.
- Синельникова В.Н., Фотьянова Л.И., Челебаева А.И., Скиба Л.А., Лупкина Е.Г., Чепалыга А.Л., Друшиц Ю.Г. Миоплиоцен Западной Камчатки. М.: Наука, 1976, 279 с.
- Сирий А.Н. О соотношении центрального и ареального вулканизма. М.: Наука, 1968, 196 с.
- Скабичевская Н.А. Новые виды пресноводных диатомовых водорослей из каргинских отложений на реке Малая Хета (Енисейский Север). - В кн.: Новости систематики низших растений. Л.: Наука, 1976, т. 13, с. 54-59.
- Смит Р.Л. Потоки вулканического пепла. - В кн.: Проблемы палеовулканизма. М.: ИЛ, 1963 с. 307-370.
- Старик И.Е. Основы радиохимии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1959, 460 с.
- Титаева Н.А., Ананьев В.В., Аникина В.В. Изотопный состав урана в некоторых молодых вулканических породах. - В кн.: Магмо-образование и его отражение в вулканическом процессе. М.: Наука, 1977, с. 222-226.
- Титаева Н.А., Лыгина Т.И., Орлова А.В. К вопросу об эманационном переносе урана и тория в вулканическом процессе. - Вестн. МГУ. Геология, 1976, № 1, с. 71-76.
- Удальцова Н.И. Определение микроколичеств тория в горных породах. - Изв. СО АН СССР. Сер. химич., 1968, вып 5, № 12, с. 53-56.
- Фаворская М.А., Волчанская И.К., Фрих-Хар Д.И., Баскина В.А., Дудкина А. Магматизм Юго-Восточной Камчатки и его связи с процессами тектонической активизации. М.: Наука, 1965, с. 152.
- Философов В.П. Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. Саратов: Изд-во Саратовского ун-та, 1960, 60 с.
- Хотин М.Ю. Эффузивно-туфово-кремнистая формация Камчатского мыса. (Строение и положение в ряду других верхнемеловых формаций Камчатки). М.: Наука, 1976, с. 196.

- Хотинский Н. А. Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977, 198 с.
- Чердынцев В. В. Об изотопном составе радиоэлементов в природных объектах в связи с вопросами геохронологии. — В кн.: Труды III сессии комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 75–79.
- Чердынцев В. В. Ядерная вулканология. М.: Наука, 1973, 205 с.
- Шанцер А. Е. О вулканогенной и терригенной формациях мелового (?) возраста Восточного хребта Камчатки. — В кн.: Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки. М., 1966, с. 10–14.
- Шанцер А. Е. Эволюция структуры Камчатки в кайнозое. — В кн.: Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов: Краткие тез. Всесоюз. симпозиума, Владивосток, 1976, с. 136–137.
- Шанцер А. Е. Некоторые особенности эволюции тектоно-магматических структур Камчатки в зависимости от ее блокового строения и движения в позднем кайнозое. — Бюл. вулканол. станций, 1979.
- Яншин А. А. О значении исследований эволюции геологических процессов в истории Земли. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Наука, 1974, с. 13–19.
- Bucha V. The continuous pattern of variations of the geomagnetic field in the Quaternary and their causes. — *Studia Geoph. et Geod.*, 1973, vol. 17, p. 218–231.
- Cerrai E., Jonati R., Gazzarini F., Tongiorgi E. Il metodo ionicurancic per la determinazione dell'eta di minerali vulcanici recenti. — *Rendiconti d. Soc. miner., Italiana*, Pioia, 1965, vol. 21, No. 1, p. 124–130.
- Cox A. Geomagnetic reversals. — *Science*, 1959, vol. 163, No. 3864, p. 237–245.
- Ehrlich A. Etude de quelques gisements diatomiferes villafranchiens du bassin du Puy. — *Bull. Assoc. Franc. pour l'etude du Quaternaire*, 1967, No. 4, p. 293–304.
- Healy J., Vucetic C.G., Pullar W.A. Stratigraphy and chronology of Late Quaternary volcanic ash in Taupo, Rotorua and Gisborne districts. — *N.Z. Geological Survey Bulletin*, 1964, vol. 73, 88p.
- Kigoshi K. Yonium Dating of Igneous Rock. — *Science*, 1967, vol. 156, No. 3777, p. 932–935.
- Krasske G. Diatomeen aus dem Oberpliozän von Willershhausen. — *Archiv für Hydrobiologie*, 1952, Bd. XXIV, S. 431–448.
- Nakamura K. Volcano-Stratigraphic Study of Ooshima Volcano, Izu. — *Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo*, 1964, vol. 42, p. 650–728.
- Oversby V.M., Gast P.W. Lead isotope composition and uranium decay series disequilibrium in recent volcanic rocks. — *Earth and Planetary Science Letters*, 1968, vol. 3, No. 4, p. 25–29.
- Price P.B., Walker R.M. Observation of charged-particle tracks in solids. — *J. of Applied Physics*, 1962, vol. 33, No. 12, p. 3407–3412.
- Rosholt G., Emiliani C., Geiss G., a.o. Absolute dating of deep-sea cores by the Pa²³¹ – Th²³⁰-method. — *J. Geology*, 1961, vol. 69, No. 2, p. 1221–1228.
- Smith R.L., Bailey R.A. Resurgent cauldrons, their relation to granitic ring complexes and large volume rhyolitic ash flows (abst.). — *Intern. Symposium on Volcanology, Sci. Council Japan, Abstracts*. Tokyo, 1962, p. 67–68.
- Smith R.L., Bailey R.A. Resurgent cauldrons. — *Geol. Soc. Amer. Min.*, 1968, vol. 116, p. 613–662.
- Taddeucci A., Broecker W., Turber D.L. Th²³⁰-dating of volcanic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 1968, vol. 3, No. 4, p. 56–60.
- Thorarinsson S. The eruption of Hekla 1947–1948. — In: *Societas Scientiarum Islandica*. Reykjavic, 1954, p. 68.
- Turber D.L. Anomalous U²³⁴/U²³⁸ in Nature. — *J. Geoph. Res.*, 1962, vol. 67, No. 11, p. 968–972.
- Turber D.L. U²³⁴-excess in sea waters. — *Radioactive dating J. CSU*. Vienna, 1973, p. 113.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
Часть I	
МЕТОДЫ СТРАТИФИКАЦИИ, ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОГО ДАТИРОВАНИЯ И ПАЛЕОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ВУЛКАНОГЕННЫХ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ	8
Глава 1	
Геологические соотношения и последовательность формирования вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований (Ю.П. Масуренков, И.А. Егорова, В.В. Кочегура, Е.Г. Лупкина, И.В. Флоренский)	-
Глава 2	
Внутрикальдерные вулканогенно-осадочные отложения и их роль в палеореконструкциях (Т.С. Краевая)	17
Глава 3	
Последовательность и условия накопления озерных вулканогенно-осадочных отложений по данным диатомового анализа (Е.Г. Лупкина)	23
Глава 4	
Палинологическая характеристика вулканогенно-осадочных отложений в применении к стратиграфии (И.А. Егорова)	52
Глава 5	
Палеомагнитные исследования вулканогенных образований Карымской структуры (В.В. Кочегура)	76
Глава 6	
Уран-иониевые и трековые определения возраста вулканических пород (В.В. Ананьев, Н.А. Титаева, А.Н. Трошин)	86
Глава 7	
Термостратиграфия и радиоуглеродное датирование (О.А. Ерайцева, Л.Д. Сулержичский, И.А. Егорова)	90
Глава 8	
Установление петрохимических критериев структурной позиции вулканитов на основе методов математической статистики (Ю.П. Масуренков, Ю.А. Горицкий, Д.А. Столяренко, В.И. Раков)	100
Часть II	
СТРОЕНИЕ И ДИНАМИКА РАЗВИТИЯ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ЦЕНТРА	111
Глава 9	
Структурная позиция Карымского вулканического центра (Ю.П. Масуренков)	-
Глава 10	
Неогеновая история развития вулканического центра, первый ритм вулканизма (А.Е. Шанцер, А.Г. Цикунов, Ю.П. Масуренков, В.В. Ананьев, Э.Ю. Балуев)	116
Глава 11	
Верхнеплиоцен-среднеплейстоценовый (второй) ритм вулканизма (И.В. Флоренский, Л.И. Базанова, Ю.П. Масуренков, В.А. Базанов)	125
Верхнеплиоценовый пирокластический покров	-
Кольцевой комплекс стратовулканов	130

Глава 12	
Средневерхнеплейстоценовый (третий) ритм вулканизма (Л.И. Базанова, Ю.П. Масуренков)	145
Среднеплейстоценовый пирокластический покров и кальдерообразование	-
Комплекс внутрикальдерных стратовулканов	166
Глава 13	
Верхнеплейстоцен-голоценовый (четвертый) ритм вулканизма	178
Основные особенности развития финального ритма вулканизма (Ю.П. Масуренков)	-
Академический сектор	192
Верхнеплейстоценовый (четвертый) пирокластический покров и кальдерообразование на вулкане Однобоком (Л.И. Базанова, Т.С. Краевая)	-
Вулкан Академии Наук (Л.И. Базанова)	195
Семячикский сектор	197
Верхнеплейстоценовый покров агломератовых туфов, связанный с кальдерообразованием на вулкане пра-Семячик (Ю.П. Масуренков)	-
Вулкан Малый Семячик (О.А. Брайцева, И.А. Егорова, Л.Д. Сулержицкий, И.А. Несмачный)	199
Карымский сектор	235
Голоценовый пирокластический покров, связанный с кальдерообразованием на вулкане пра-Карымском (О.А. Брайцева, Л.Д. Сулержицкий)	-
Вулкан Карымский (О.А. Брайцева, И.А. Егорова, Л.Д. Сулержицкий)	243
Глава 14	
Динамика структурообразования (Ю.П. Масуренков)	254
Глава 15	
Вулканический центр как проекция эндогенной динамической системы (Ю.П. Масуренков)	275
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	291
ЛИТЕРАТУРА	294

ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ЦЕНТР: СТРОЕНИЕ, ДИНАМИКА, ВЕЩЕСТВО
(Карымская структура)

Утверждено к печати Институтом вулканологии ДВНЦ АН СССР

Редактор Т.Ю. Маренин. Редактор издательства О.М. Ванюкова
Художественный редактор Н.Г. Блинов. Технический редактор Н.М. Бурова
Корректор Г.В. Бабкина

ИБ № 17060

Подписано к печати 16.04.80. Т — 08509. Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1
Печать офсетная. Усл. печл. 18,8 + 0,9 вкл. Уч.-изд.л. 23,0. Тираж 1300 экз.
Тип. зак. 1169. Цена 3р. 50к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90;
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

3р. 50 к.

3209