В. И. БЕЛОУСОВ

ГЕОЛОГИЯ ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ В ОБЛАСТЯХ СОВРЕМЕННОГО ВУЛКАНИЗМА

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
Ордена Трудового Красного Знамени Институт вулканологии

В. И. БЕЛОУСОВ

ГЕОЛОГИЯ ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ В ОБЛАСТЯХ СОВРЕМЕННОГО ВУЛКАНИЗМА

3126

ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
Москва 1978

УДК 551.2

Б е л о у с о в В.И. **Геология геотермальных полей в современных вулканических областях.** "Наука", 1978.

В монографии описывается геологическое строение геотермальных районов и гидротермальных систем в областях современного вулканизма. Сделан вывод о связи современных гидротерм с долгоживущими вулканическими центрами. Эти центры являются сквозькоровыми структурами и служат дренами для магматического расплава и сопровождающего его аномального теплового потока. Анализируется деятельность долгоживущих вулканических центров на фоне развития островных дуг.

Ответственный редактор

С.И. Набоко

Б $\frac{20805-372}{05\,(02)-78}$ 437–78

© Издательство "Наука", 1978 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Геологическое строение геотермальных полей в областях современного вулканизма вызывает все возрастающий интерес не только с точки зрения освоения гидротерм и использования их в народном хозяйстве, но и с позиции развития теории о магматическом и гидротермальном процессах. Такая задача была поставлена в Институте вулканологии ДВНЦ АН СССР трагически погибшим заведующим Лабораторией гидрогеологии и геотермии кандидатом геолого-минералогических наук Валерием Викторовичем Аверьевым. Под его руководством автор начинал эти работы. На первых этапах решались вопросы геолого-структурных позиций участков формирования гидротерм. По мере накопления фактического материала создались условия для его обобщения. В результате сравнительного анализа геологического строения гидротермальных систем, расположенных в различных структурно-фациальных зонах, удалось установить аналогии и на основании этого сделать ряд основополагающих выводов об условиях формирования гидротерм и о связи их с магматизмом.

В дальнейшем нами последовательно изучались районы проявления гидротермальной деятельности Камчатки и анализировался литературный материал в аспекте развития предположений, высказанных В.В. Аверьевым. Этими работами многие его идеи подтвердились, ряд положений был конкретизирован, и вместе с тем появились новые аспекты решения проблемы гидротермального процесса. В связи с этим в настоящее время приходится внимательно анализировать геологическое строение вулканогенных структур, тесно сопряженных с современными гидротермами.

Более широкий подход к решению проблемы теплового питания гидротермальных систем позволяет точнее определить роль гидротерм в областях современного вулканизма. Такое направление в изучении геологии геотермальных полей возможно лишь при участии широкого круга исследователей. В своей работе автор находил поддержку многих сотрудников Института вулканологии ДВНЦ АН СССР и специалистов Камчатского геологического управления Министерства геологии РСФСР. При написании рукописи автору оказали большую помощь доктор геолого-минералогических наук С.И. Набоко, кандидаты геолого-минералогических наук Н.В. Огородов, Н.Н. Кожемяка, Н.А. Храмов, К.Н. Рудич, Е.А. Вакин, В.М. Сугробов, сотрудники Института вулканологии ДВНЦ АН СССР Е.Н. Гриб, В.Л. Леонов, Л.К. Шарунова, Л.Л. Зубарева, В.А. Есичева, В.А. Подтабачный, Н.П. Смелов, А.Л. Самойленко и В.П. Федулова.

Всем этим товарищам автор приносит свою глубокую благодарность.

ВВЕДЕНИЕ

При изучении месторождений полезных ископаемых гидротермального происхождения определилось место гидротермального процесса в длинном ряду земных процессов, что позволило назвать его постмагматическим, т.е. возникшим и действующим в результате остывания магматической инъекции в недрах земной коры. Суть концепций сводилась к механизму отторжения эманаций, конденсирующихся по мере удаления от расплава и образующих растворы, в которых главным компонентом являлась вода.

Гидротермальные растворы начинают самостоятельное развитие по законам гидравлики и термодинамики.

Пространственная приуроченность современных термопроявлений к областям молодого и современного вулканизма свидетельствует о тесной связи магматизма и гидротерм.

Существуют представления, что современные термопроявления являются аналогами постмагматических гидротермальных растворов, сформировавших месторождения полезных ископаемых в древних складчатых областях; такие растворы исследователи относили к поствулканическим растворам. В недавнем прошлом изучение современных гидротерм проводилось по программам, отвечающим запросам рудной геологии; в этом периоде оно характеризовалось в основном изучением поверхностных термопроявлений. Перенос рудных компонентов изучался в условиях, отвечающих термодинамическим параметрам земной поверхности. Этого, конечно, было недостаточно, чтобы получить правильное представление о гидротермальном процессе, сопутствующем современному вулканизму.

В конце 40-х — начале 50-х годов была поставлена проблема энергетического освоения тепловых ресурсов земных недр. Извлечение тепла и использование его в народном хозяйстве оказалось рентабельным. Примером такого рационального подхода к использованию термальных вод служит Италия, где получают электроэнергию, и Исландия с теплофикацией г. Рейкьявик и тепличного хозяйства.

В связи с этим возникла необходимость быстрого освоения глубоких горизонтов районов термопроявлений с помощью буровых скважин. Полученный фактический материал позволил по-новому подойти к решениям проблем формирования термальных вод в вулканических областях. Исследования показали значительную роль метеорных вод в составе гидротерм и установили существование в этих районах аномального теплового

потока, идущего от уровней верхней мантии. В то же время изучение условий формирования термальных вод в вулканических областях позволило сделать вывод о влиянии на величину модулей подземного стока геологических факторов (верхний водоупор), которые определяют возможность образования термальных вод с высокими температурами вблизи поверхности Земли.

Эти данные, на первый взгляд, находятся в противоречии с концепциями, разработанными для рудных месторождений гидротермального происхождения. Однако это кажущееся различие. Если обратиться к деталям, то станет очевидным, что в концепциях, призванных объяснить природу гидротерм, формирующих рудные месторождения, придавалось существенное значение геолого-структурным факторам, активно влияющим на процессы рудоотложения. Это, несомненно, характеризует гидродинамические условия рудообразующих растворов в конкретной геолого-структурной ситуации. Ярким примером такого рода геологических факторов являются экраны, своеобразная роль которых в современных гидротермальных системах изучена достаточно хорошо. Точек соприкосновения концепций гидротермального процесса, сформулированных с двух различных позиций, на наш взгляд, достаточно много.

На первых этапах изучения районов гидротермальной активности в современных вулканических областях была выделена геолого-гидрогеологическая структура в этих участках земной коры, известная под названием "гидротермальная система". Это название вошло в обиход во многих странах, исследующих современный гидротермальный процесс, однако строгого определения этой структуры вначале не было. Фактический материал, полученный в результате бурения на термальных площадках, позволил выявить общие закономерности динамики термальных вод в верхних частях земной коры.

На основании этих данных В.В. Аверьевым и В.М. Сугробовым было дано определение гидротермальной системы. "Гидротермальными системами принято считать термоаномалии в верхней части земной коры областей современного вулканизма, приуроченные к определенным геологическим структурам и характеризующиеся поверхностной гидротермальной активностью. Тепловой поток в пределах таких аномалий в 50—100 раз превышает средние показатели для Земли. Это дает основание считать, что отдача глубинного тепла здесь и приток его из недр осуществляются в основном посредством тепломассопереноса. В приповерхностных условиях в качестве теплоносителя выступают вода и водяной пар. Верхние части гидротермальных систем тесно связаны с окружающими их обычными холодными водами и находятся в условиях водонапорного режима. В этом отношении гидротермальные системы рассматриваются как высокотемпературные водонапорные системы, возникающие в земной коре при внедрении в водоносные слои глубинного теплоносителя — надкритического водного флюида или расплава" (Vakin и др., 1971, с. 1116).

Однако данное определение отражает лишь первый этап в исследовании гидротермальных систем. Эта формулировка рассматривает одну сторону явления — гидродинамическую. В то же время широкому кругу

исследователей хорошо известно, что циркуляция вод может происходить в геологических структурах только определенного типа. В особенности это относится к водонапорным системам. Необходимо учесть, что приведенное выше определение гидротермальных систем не учитывает особенностей состава термальных вод. Гидротермальные системы приравнивались к гидрогеологическим системам с холодными водами, хотя минерализация термальных вод и состав газов придают им своеобразную специфику. Термальные воды ведут себя как минералообразующие растворы, которые оказывают влияние на фильтрационные свойства водовмещающих толщ и водоупорных горизонтов.

При изучении современных гидротермальных систем одной из главных проблем является соотношение гидротермальной деятельности и магматизма. Работами многих исследователей показано, что в большинстве случаев гидротермы пространственно и во времени связаны с проявлениями кислого вулканизма. В.В. Аверьев (1966) пришел к выводу, что гидротермальная деятельность и кислый вулканизм находятся в парагенетической связи и обусловлены восходящим потоком глубинного флюида, возникающего, как и андезито-базальтовый вулканизм, на уровне верхней мантии. По его мнению, гидротермальные системы и отдельные термопроявления на глубине связаны единым фронтом теплового питания. Он предложил такие крупные участки вулканической области называть геотермальными районами.

В пределах геотермальных районов выделяются геологические сквозькоровые структуры, которые определяются как долгоживущие вулканические центры. С развитием этих структур связаны образование и деятельность современных гидротермальных систем. По ним происходит транспортирование магматического расплава, сопровождаемого аномальным тепловым потоком. В долгоживущих вулканических центрах, с которыми генетически связаны современные гидротермальные системы, извержение магматического расплава происходит из многих центров. Для них характерны побочные извержения, аппараты которых порой расположены на значительном удалении друг от друга.

Изучение долгоживущих вулканических центров позволяет получить новые данные о развитии островных вулканических дуг и по-новому рассматривать генезис гидротерм и процессы рудообразования.

Глава I

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ РАЙОНОВ

Недостаточная изученность глубинного строения и отсутствие однозначных данных о взаимоотношении вулканической и гидротермальной деятельности пока не позволяют точно очертить геологические границы геотермальных районов и гидротермальных систем. Так, например, бесспорно можно объединять крупные термоаномалии Большого Семячика, кальдеры Узона и Долины Гейзеров в один геотермальный район и в свою очередь кальдеры Узона и Долины Гейзеров в единую Узон-Гейзерную систему, а Верхнекошелевские и Нижнекошелевские парогазовые струи считать проявлением Кошелевской гидротермальной системы и т.д. Ясно только одно, что структурное обособление систем и тем более геотермальных районов происходило в течение длительной геологической истории, в которой ведущая роль принадлежала долгоживущим вулканическим центрам (Белоусов и др., 1971; Белоусов, Сугробов, 1976). Они явились основными поставщиками магматического материала разнообразного состава, а продукты разрушения вулканических построек сформировали вблизи них осадочные и туфогенно-осадочные толщи. Существование долгоживущих вулканических центров свидетельствует также об интенсивном постоянном выносе глубинного тепла. В связи с этим в продолжение развития идеи В.В. Аверьева о глубинной связи термоаномалий следует высказать предположение о том, что вблизи долгоживущих вулканических центров фронт теплового питания, иными словами тепловой поток высокой плотности, существует длительное время. Его трансформация в ходе геологической истории обусловливает разнообразную по форме вулканическую и гидротермальную деятельность, которые проявляются на земной поверхности в виде вулканических построек, следов минувшей гидротермальной активности и, наконец, современных термопроявлений. По совокупности этих вулканических структур и гидротермальных проявлений могут быть определены границы геотермальных районов.

В.В. Аверьев выделил три геотермальных района на Камчатке: Паужетский, Мутновский и Семячикский. Паужетский геотермальный район объединяет Паужетскую и Кошелевскую гидротермальные системы; Мутновский включает термоаномалии Северо-Мутновской вулкано-тектонической зоны и долины р. Жировой; Семячикский геотермальный район объединяет парогидротермы Большого Семячика, Долины Гейзеров и кальдеры Узон.

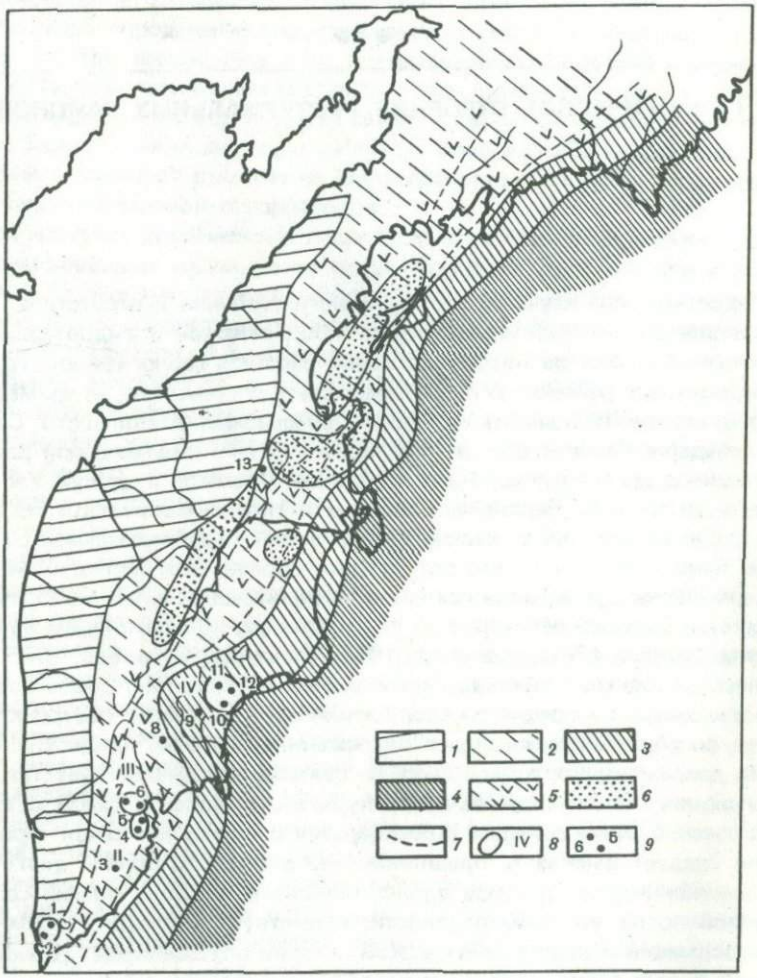


Рис. 1. Палеотектоническая схема Камчатки для миоценового времени. Составил Н.А. Храмов

1 — Западно-Камчатский прогиб; 2 — Центрально-Камчатское поднятие; 3 — Восточно-Камчатский прогиб; 4 — поднятие восточных полуостровов, некоторые структурные элементы Центрально-Камчатского поднятия; 5 — наложенный миоценовый вулканический пояс Камчатки; 6 — позднемиоценовые впадины; 7 — глубинные разломы; 8 — *геотермальные районы*: I — Паужетский, II — Мутновский, III — Паратунский, IV — Семячикский; 9 — *некоторые гидротермальные системы Камчатки*: 1 — Паужетская, 2 — Кошелевская, 3 — Ходуткинская, 4,5 — Северо-Мутновская и Жировская, 6 — Паратунская, 7 — Больше-Банная, 8 — Налычевская, 9 — Карымская, 10 — Семячикская, 11 — кальдера Узон, 12 — Долина Гейзеров, 13 — Киреунская

Основываясь на предположении об общем источнике теплового питания и сходства геолого-структурных условий, мы выделяем Паратунский геотермальный район, объединяющий Больше-Банную, Карымчинскую и Паратунскую гидротермальные системы (рис. 1).

Геологические позиции некоторых геотермальных районов в областях современного вулканизма

Почти все изученные геотермальные районы Камчатки расположены в Восточно-Камчатской вулканической зоне. Формирование этой зоны связано с развитием грабен-синклиналей крупных прогибов северо-восточного простирания, ограниченных либо региональными разломами со значительной амплитудой смещения (1000—1500 м), либо серией ступенчатых сбросов небольшой амплитуды, заполненных четвертичными вулканогенными и *вулканогенно-осадочными породами* (Эрлих, 1973). По представлениям Э.Н. Эрлиха, грабен-синклинали характеризуются телескопичностью строения, выражающейся в последовательном развитии однотипных структур все более высоких порядков вплоть до узких впадин, которые непосредственно примыкают к расположенными в их пределах одиночным вулканическим рядам. Ранее А.Е. Святловский (1967) выделял подобные впадины как структурные троги, в которых кровля опущенного блока, сложенного плиоцен-четвертичными образованиями, не нарушена и залегает горизонтально. Как будет показано ниже на примере различных геотермальных районов, в том числе Паужетского, геологическое строение прогибов представляется более сложным.

При типизации геологических позиций геотермальных районов автор использует возрастной принцип, позволяющий определять состояние водовмещающих и водоупорных комплексов, влияющих на динамику гидротерм, распределение и величину максимальных температур в верхних частях геологических структур. Геолого-структурные позиции геотермальных районов иллюстрируются палеотектонической схемой для миоценового времени Камчатки, составленной Н.А. Храмовым (см. рис. 1). Современное положение структурно-фациальных зон Камчатки, описанных Г.М. Власовым и В.А. Ярмолюком (1964), контролируется тектоникой *миоценового времени*. В связи с этим нами выделено две группы геотермальных районов.

1. Районы, расположенные в молодых структурно-фациальных зонах вулканических областей и сложенные преимущественно вулканогенно-осадочными образованиями плиоцен-четвертичного возраста.

2. Районы, локализующиеся в структурно-фациальных зонах, сложенных преимущественно дислоцированными осадочными и вулканогенно-*осадочными образованиями мезозойского и палеоген-неогенового* возраста[1].

На Камчатке примерами первой группы являются Паужетский и Семячикский геотермальные районы. К этой же группе, по нашему мнению,

---

[1] Вторая группа геотермальных районов выделена по материалам отечественных и зарубежных исследований.

относятся гидротермальные системы северного о. Новой Зеландии. Новозеландские геологи не выделяют геотермальные районы, но в пределах вулканической зоны Таупо выделены вулканические центры, с которыми связаны группы гидротермальных систем. Поэтому новозеландские вулканические центры можно сравнивать с геотермальными районами Камчатки.

Геотермальные районы первой группы приурочены к трогам или грабен-синклиналям. В плане характерным признаком всех структурных трогов является их чечевицеобразная форма и ориентировка длинной оси вдоль вулканической области. Эти черты присущи почти всем структурным трогам восточной части Тихоокеанского вулканического кольца.

Паужетский и Семячикский геотермальные районы расположены в различных частях структурных трогов. Семячикский район находится в наиболее расширенной его части, Паужесткий — расположен в южном окончании структурного трога Южной Камчатки (рис. 2).

Осадочный чехол в Паужетском и Семячикском геотермальных районах в пределах опущенного блока структурного трога сложен терригенными породами различного гранулометрического состава: от грубообломочных туфоконгломератов и псефитовых туфов до мелко- и тонкообломочных алевритов и аргиллитов. Для верхней части разрезов характерны резкие фациальные переходы в горизонтальном и вертикальном направлениях. С глубиной в строении разрезов начинают преобладать песчанистые и более тонкообломочные терригенные осадки морского происхождения. На последних этапах развития структурных трогов продолжают формироваться эффузивно-пирокластические и эффузивные образования. Однако следует отметить, что объемы этих образований резко увеличиваются по сравнению с ранними этапами развития района. К ним относятся постройки активных или недавно действующих вулканов, экструзии, потоки спекшихся туфов, пемзовые отложения. Для последних этапов также характерны вулкано-тектонические поднятия, которые сложены туфогенно-осадочными породами и сериями кислых экструзий небольшого размера.

Наиболее высокотемпературные современные гидротермальные системы Паужетского и Семячикского районов приурочены к кольцевым вулкано-тектоническим депрессиям и кальдерам. Многие исследователи (Пийп, 1937; Апрельков, 1961; Зубин и др., 1971) полагают, что эти структуры развились из крупного вулкана или нескольких вулканических построек, в которых произошло образование кальдеры взрывного типа или кальдеры опускания. В последнем случае предполагается, что блок земной коры опускался постепенно по кольцевым тектоническим разломам, которые рассекали структуры вулканов. В последующем впадина была заполнена кратерно-озерными осадками, в настоящее время играющими роль водовмещающих толщ и водоупорных горизонтов гидротермальных систем, расположенных внутри кольцевой структуры. Эта концепция рассматривает возникновение гидротермальных систем в известной мере как результат случайного стечения обстоятельств. Согласно другой точке зрения (Белоусов и др., 1971), не только вулканизм определяет заложение кольцевой структуры. Перед об-

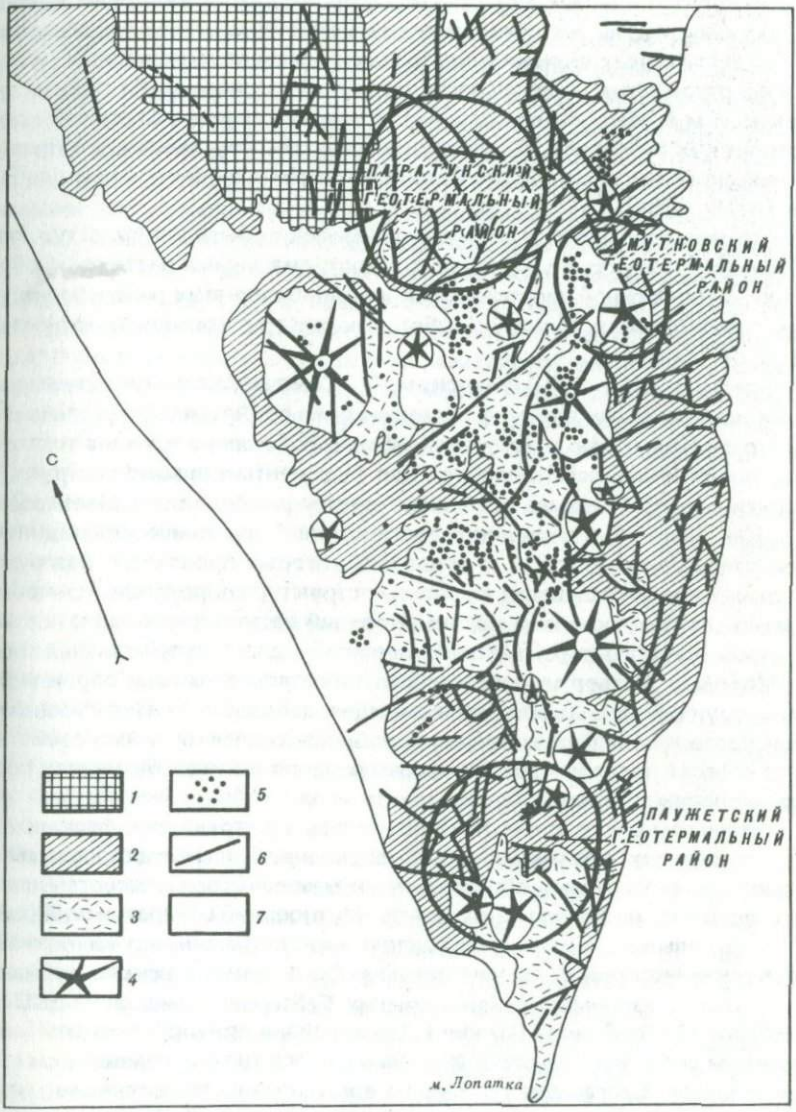


Рис. 2 Геологические позиции Паратунского, Мутновского и Паужетского геотермального районов. Составил Ф.Ш. Кутырев

1 — породы мелового и домелового фундамента; 2 — породы *палеоген-неогенового* возраста; 3 — вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы плейстоцен-голоценового возраста; 4 — стратовулканы; 5 — зона ареального вулканизма Южной Камчатки и побочные моногенные вулканы; 6 — разломы; 7 — прибрежные и озерные отложения

разованием вулканической кольцевой структуры происходит тектоническая подготовка: поднятие этого участка и последующее заложение кольцевого разлома, вдоль которого располагаются вулканические образования — от полигенных вулканов центрального типа до экструзивных куполов. Гидротермальная деятельность является закономерным процессом, возникающим в результате внедрения в верхние горизонты земной коры магматических расплавов. В строении кольцевых комплексов в вулкано-тектонической депрессии Таупо-Роторуа отмечаются аналогичные особенности (Healy, 1964).

Отсутствие однозначных решений проблемы кольцевых структур, расположенных в структурных трогах с гидротермальными системами, обусловлено недостаточной геологической изученностью этих районов; отсутствием необходимых буровых работ как внутри кольцевых структур, так и за их пределами.

Термопроявления в Паужетском и Семячикском геотермальных районах приурочены к вулкано-тектоническим поднятиям или кольцевым структурам. Кольцевые и дуговые хребты в собственно вулкано-тектонических поднятиях рассматриваются как рудименты кольцевых структур, образованных при взрыве вулканов центрального типа (Мелекесцев, 1967). Как правило, в вершинной части вулкано-тектонических поднятий расположены паровые струи, у подножий которых происходит разгрузка термальных вод. Образование кольцевых структур сопровождается проявлением кислого вулканизма в виде экструзий дацит-липаритового состава и выбросов кислого пирокластического материала (пемз, игнимбритов и т.д.). Молодые (четвертичные) толщи относительно рыхлой пирокластики и продукты их размыва, заполняющие депрессии, имеют мощность 1 км и более и обладают довольно хорошими коллекторскими свойствами, что создает предпосылки для формирования в этих отложениях пластовых скоплений термальных вод.

К геотермальным районам, локализующимся в структурно-фациальных зонах, сложенных преимущественно дислоцированными осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями мезозойского и палеоген-неогенового возраста, на Камчатке относятся Мутновский и Паратунский районы. Геотермальные районы этой группы распространены по Тихоокеанскому вулканическому кольцу и в пределах Средиземноморского вулканического пояса, например, район Больших Гейзеров Калифорнии (США), Лардерелло, Монте-Амиата (Италия). Такие районы приурочены к глыбово-складчатым сооружениям горст-антиклинального типа, обрамляющим грабен-синклинали. Слагающие их породы представлены терригенными, реже хемогенными образованиями геосинклинального типа. В Мутновском геотермальном районе, который пространственно сопряжен с Начикинской складчато-глыбовой зоной, в составе толщ присутствует значительная доля вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований.

Мощность формаций, слагающих геотермальные районы этой группы, измеряется сотнями метров, зачастую достигая на отдельных участках десятка километров (Гриб и др., 1976; McNitt, 1961).

В большинстве случаев вулканогенно-осадочные образования палеоген-неогенового возраста ранее подвергались действию высокотермальных

гидротерм, поэтому процессы современного метаморфизма носят наложенный характер. Среди гидротермальных изменений пород наиболее распространена пропилитизация. Эти процессы существенно повлияли на фильтрационные свойства пород. На ранних этапах развития района породы обладали поровой проницаемостью, которая впоследствии исчезла под воздействием их гидротермального изменения. Толщи были разбиты в результате диагенеза и тектонических подвижек плотной сеткой усадочных трещин и зон дроблений. Тектоника этих районов характеризуется интенсивными складчато-глыбовыми дислокациями. Отдельные структуры этих зон имеют большие линейные размеры, достигающие в ширину десятков километров, в длину нескольких десятков километров. Линейность геологических структур в пределах зоны подчеркивается соответствующим расположением источников в пределах геотермальных районов. В Паратунском геотермальном районе намечаются две линии термальных источников: одна вытянута вдоль левого борта долины р. Паратунки (Нижнепаратунские, Среднепаратунские и Карымчинские источники); другая на западе — линия Начикинских, Больше-Банных, Мало-Банных и Карымшинских терм.

Сильно дислоцированные осадочные и вулканогенно-осадочные комплексы пород, которые в большинстве своем играют роль водовмещающих толщ, слагают нижний структурный ярус в геотермальных районах этой группы. Средний структурный ярус представлен в основном молодыми или новейшими вулканогенными образованиями различного химического состава от базальтов до риолитов. Кислый и андезитовый вулканизм проявляется в виде экструзий и экструзивных массивов. Последние слагают водоразделы и имеют очертания правильных конусов, обелисков, гребней, массивов неправильной формы, куполов или рядов куполов.

Базальтовый вулканизм проявляется в виде разрозненных моногенных образований с небольшими лавовыми потоками, в истоках которых расположены шлаковые конусы.

Верхний структурный ярус состоит из рыхлых или слабоуплотненных новообразований, заполняющих структурные депрессии, и представленных морскими, гляциальными, флювиогляциальными и аллювиальными отложениями различного гранулометрического состава — от илов до вулканников. Мощность этого яруса в некоторых местах достигает 200 м.

Генезис структурных депрессий связан с образованием грабенов, заложенных на крыльях сводовых поднятий по крупным долгоживущим разломам. Длинные оси наложенных грабенов ориентированы в различных направлениях вдоль оси сводовой структуры, перпендикулярно к ней и под некоторыми углами. Заложение грабенов происходит по породам нижнего структурного яруса. В некоторых из них наблюдаются экструзии кислого состава, имеющие в плане эллипсоидальную форму. Длинная ось эллипса располагается субпараллельно оси грабена.

В геотермальных районах второй группы локальные нарушения характерны для периферии внедрившихся экструзий, они отличаются большой интенсивностью. В некоторых случаях блоки осадочных пород около контактов экструзий поставлены "на голову". Часто на вершинной части экструзивного тела наблюдаются высоко поднятые блоки вмещающих

пород. Амплитуды сбросов и взбросов составляют несколько десятков и даже первые сотни метров.

В геологических разрезах геотермальных районов второй группы также присутствуют спекшиеся туфы и игнимбриты. В некоторых случаях устанавливается четкая взаимосвязь спекшихся туфов с кислыми экструзиями. Обычно извержения пирокластических потоков, из которых впоследствии образуются спекциеся туфы, предваряют выжимание куполов, венчающих экструзии. Действующие вулканы имеются в Мутновском геотермальном районе — это вулканы Вилючинский, Мутновский и Горелый.

Термопроявления в геотермальных районах второй группы располагаются вдоль определенных термальных линий. Термальные линии структурно приурочены к ранее описанным грабенам, выполненным образованиями верхнего структурного яруса. Основными водовмещающими толщами являются дочетвертичные комплексы метаморфизованных, дислоцированных вулканогенно-осадочных образований. Они имеют более разнообразный петрохимический и литологический состав, чам толщи, заполняющие грабены, и представлены туфами, туфобрекчиями, аргиллитами, алевролитами, песчаниками, конгломератами. Открытая пористость этих толщ очень мала, и поэтому условия для локализации подземных вод создаются в секущих трещинных зонах. В обрамлении грабенов на продолжении подобных зон прослеживаются поля гидротермальноизмененных пород. В пределах грабенов термальные воды мигрируют из областей смежных поднятий. Как показывает опыт геологоразведочных работ на Паратунской гидротермальной системе (Паратунский геотермальный район), грабен является очагом разгрузки, а формирование и сток термальных вод происходят в пределах восточного крыла сводовой мегаструктуры.

Важнейшей особенностью геологического строения большинства участков с развитыми гидротермальными системами является наличе литологических или тектонических экранов, способствующих образованию и сохранению скоплений термальных вод. Такую роль играют горизонты слабопроницаемых пород, перекрывающие и подстилающие более проницаемые пласты. В очагах разгрузки гидротерм вследствие газоотделения, подземного вскипания и, наконец, просто охлаждения происходит заполнение трещин и пустот минеральными новообразованиями, что приводит к изоляции, "самозакупорке" каналов циркуляции термальных вод. Таким образом, даже в хорошо проницаемых породах возникают локальные водоупоры.

Распределение поверхностных термопроявлений контролируется положением пластовых водоносных горизонтов или водовмещающих трещинных зон относительно базисов дренирования и гидродинамическими условиями в системе.

Геологическое строение Паужетского геотермального района

За время многолетних исследований Паужетского района был собран большой геологический материал в основном по Паужетскому месторождению термальных вод. С особой тщательностью изучались северо-западное подножье Камбального хребта (очаг разгрузки Паужетской гидро-

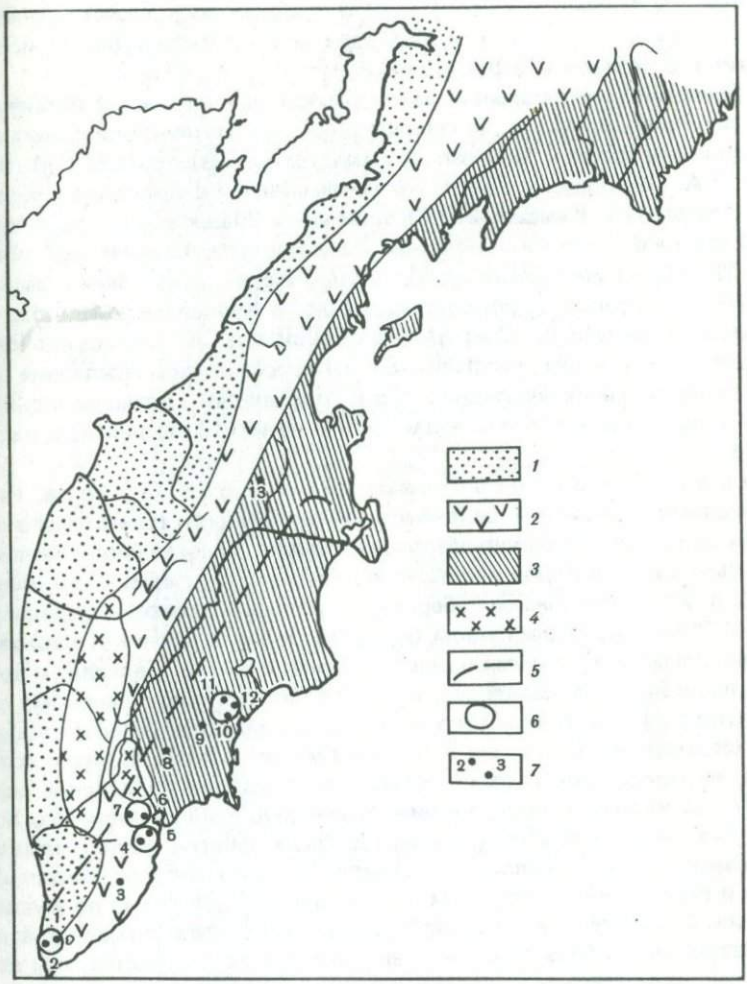


Рис. 3. Главные структурно-фациальные зоны Камчатки в течение палеоген-неогенового времени (по Г.М. Власову, В.А. Ярмолюку)

1 — Западно-Камчатская зона; 2 — Центрально-Камчатская зона; 3 — Восточно-Камчатская зона; 4 — Срединный массив; 5 — граница Восточно-Камчатской вулканической зоны; 6 — геотермальные районы; 7 — гидротермальные системы (см. рис. 1)

термальной системы) и западный склон вулкана Кошелева. Общие геологические позиции современных гидротермальных систем района были выяснены на основе традиционного геокартирования мелкого и среднего масштабов. В результате этих исследований были установлены комплексы пород, слагающих Паужетский геотермальный район, их возрастные взаимоотношения, региональные и локальные геоструктуры и предложены принципиальные схемы истории развития Южной Камчатки. Анализ материала, полученного при бурении скважин на Паужетских и

Кошелевских термальных источниках, и определение времени формирования некоторых комплексов пород дали возможность уточнить историю развития геологических структур района.

Паужетский геотермальный район расположен на южной оконечности Камчатского полуострова, на границе двух структурно-фациальных зон — Западно-Камчатской и Центрально-Камчатской, выделенных Г.М. Власовым и В.А. Ярмолюком (1964). В совокупности с вулканами Желтовским, Ильинским, Камбальным, Кошелева и Машковцева он является частью южного окончания Восточно-Камчатской вулканической области (рис. 3). На сравнительно небольшом участке представлен широкий комплекс осадочных, туфогенно-осадочных и вулканических пород — от базальтов и андезитов современных вулканов и палеовулканов до риодацитов, слагающих экструзивные новообразования. Последние этапы развития района верхнечетвертичного и голоценового времени характеризовались массовым образованием пирокластики и эффузивов кислого состава.

Породы палеоген-неогенового возраста. Наиболее древними породами в районе южной оконечности Камчатского полуострова являются туфогенно-осадочные породы палеоген-неогенового возраста. Выходы этих пород на дневную поверхность отмечаются в обрывах долины р. Хакыцын (южное побережье Курильского озера) в среднем течении р. Этамынк; в восточном борту котловины, часть которой занята Курильским озером; у северо-западного подножья хр. Беляева; в бортах р. Инканюш и руч. Водопадного, и далее на юг по Тихоокеанскому побережью этого района. Кроме того, на Паужетской терминальной площадке двумя скважинами (глубиной 800 и 1200 м) вскрыт разрез, низы которого (550 м) представляют собой неогеновые терригенные морские осадки (рис. 4). Датировка этих отложений произведена в обнажениях по р. Хакыцын и Тихоокеанскому побережью, где была найдена фауна пелеципод. В остальных случаях аналогии устанавливались по литолого-петрографическим и структурно-текстурным признакам пород, а также по условиям залегания. В обнажениях в районе Курильского озера и в разрезе, вскрытом скважинами, образования неогенового возраста представлены песчаником, крупно-, средне- и мелкозернистым (зеленовато-серого, серого и темно-серого цвета) сцементированным вторичным цементом. Уменьшение величины зерен наблюдается в восточном и юго-восточном направлениях. Обломки в нем сложены темноцветными породообразующими минералами и базальтами. Порода изменена вторичными процессами, характер изменения, судя по комплексу вторичных минералов, соответствует средне-температурной пропилизации.

Нами описано (снизу вверх) обнажение на восточном склоне Камбального хребта, которое может служить опорным разрезом для осадочных отложений неогенового возраста этой части Паужетского геотермального района. В урезе р. Правый Этамынк обнажается толща грубозернистых песчаников (размер зерен 1—2 мм) видимой мощностью 47 м. Цвет пород от светло-бурого до темно-серого, породы содержат включения органических остатков, которые выше по разрезу исчезают. Толща песчаников сильно трещиновата, трещины диагенетические и тектонические; залегание

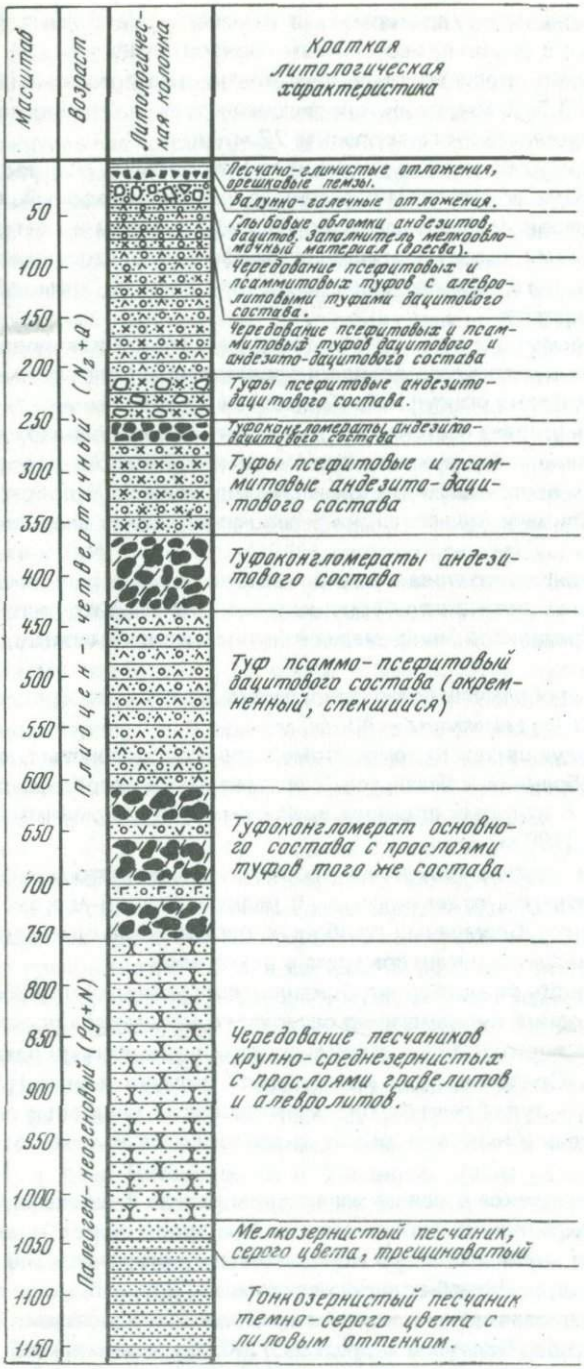


Рис. 4. Геологический разрез Паужетской гидротермальной системы по скважине ГК-1 (глуб. 1200 м)

3176

Республиканская Академия Наук АН Армении Библиотека

нарушенное. Песчаники гидротермально изменены. На размытой поверхности этих пород с угловым несогласием горизонтально залегает горизонт монотонных бурых косослоистых песчаников, равномерно-зернистых с размером зерна 0,5—1 мм, разбитых системой редких трещин различного направления; мощность этого горизонта 72 м.

Выше по разрезу обнажается горизонт конгломератов мощностью 10 м. Контакт с нижним горизонтом песчаников резкий, неровный. Обломки различных размеров (максимально до 30 см), окатаны и сложены андезитами и базальтами. Разрез неогеновых осадочных образований венчается лавами андезитового состава, мощность которых в этом обнажении превышает 100 метров.

Около р. Инканюш в устье руч. Водопадного (мыс Филюшова) осадочные образования неогенового возраста представлены более полным разрезом, который детально описан Н.А. Храмовым (рис. 5, см. вкл.).

Нижняя часть разреза неогенового вулканогенно-осадочного комплекса хорошо представлена в разрезах п-ова Инканюш. В высотах, сплошь обнаженных обрывах восточной и южной части полуострова, в пологой (не боле 10°) моноклинали, падающей на северо-запад, снизу вверх выступают пачки пород.

1. Песчано-конгломератовая пачка, состоящая из неравномерно чередующихся пластов зеленовато-бурых хорошо слоистых крупнозернистых песчаников и гравелитов, линз мелкогалечных конгломератов. Видимая мощность 80 м.

2. Лавы и туфобрекчии базальтового состава с линзами и карманами того же перемытого материала — 40—60 м.

3. Пачка чередующихся туфоконгломератов, грубослоистых, крупнообломочных туфобрекчий и базальтов. В составе пачки преобладают конгломераты, гальки в которых сложены исключительно обломками андезитов и базальтов (180 м).

4. Песчаники крупнозернистые и гравелиты зеленовато-серые, хорошо слоистые, с плитчатой отдельностью, с редкой фауной маком и мактр.

5. Пачка крупнообломочных глыбовых туфобрекчий базальтового состава с пластом валунного конгломерата в основании.

Общая мощность разреза п-ова Инканюш составляет около 350—400 м.

Верхняя половина вулканогенно-осадочного комплекса прослеживается на участке к востоку от оз. Курильского и в разрезах по рекам Инканюш, Утюжной, Орешкова, где преобладают вулканогенные грубообломочные породы — туфобрекчии, туфоконгломераты, глыбовые лавы. Слоистые пачки туфогенных песчаников и алевролитов имеют подчиненное значение.

Для всего комплекса в целом характерны резкая фациальная изменчивость по простиранию, выклинивание одних типов пород и переход в другие. Видимая мощность всего комплекса составляет не менее 1500 м.

С осадочной терригенной толщей неогенового возраста коррелируются вулканогенные образования цоколей гор Шумной и Ключевской (Апрелков, 1961; Аверьев, Белоусов и др., 1965). К образованиям этого возраста относятся вулканогенные породы юго-западной части хр. Беляева, горы Самки, агглютинаты и лавы базальтового состава мыса Инканюш и

района бассейнов Первой, Второй, Третьей и Четвертой речек на Охотском побережье (см. рис. 5).

Вулканогенные образования неогенового возраста представлены базальтовыми лавами и грубообломочной пирокластикой. Эти породы слагают положительные структуры, достаточно заметные в современной макроструктуре района. В большинстве случаев они имеют абсолютные отметки в несколько сотен метров. Горы и хребтики, сложенные вулканитами палеоген-неогенового возраста, представляют собой останцы потухших вулканов. Некоторые из них, подобно хр. Беляева, имели, по-видимому, несколько центров извержений. Максимальная видимая мощность этих образований колеблется от первых сотен до 1000 м и более.

Породы четвертичного возраста. Детальное исследование района южной оконечности Камчатского полуострова началось с его центральной части, с бассейна р. Озерной. Здесь на Камбальном хребте были обнаружены туфогенно-осадочные породы кислого состава, впоследствии выделенные С.Е. Апрелковым в паужетскую свиту (1961). В этот период еще не проводились работы по определению возраста паужетской свиты, и разными авторами она датировалась по-разному. Так, например, В.В. Аверьев и В.И. Белоусов (1965) считали эти породы четвертичными, а С.Е. Апрелков датировал верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовым временем (Апрелков, 1961). В последующем были проведены палинологические исследования и верхние горизонты паужетской свиты были отнесены к верхнему плейстоцену. В соответствии с этим породы паужетской свиты, слагающие северные отроги Камбального хребта, датируются нами четвертичным периодом. Возраст остальных пород района южной оконечности Камчатского полуострова устанавливался по их взаимоотношениям с разрезами паужетской свиты, а иногда — с неогеновым осадочным комплексом или литолого-петрографическим признакам.

Паужетская свита (плейстоцен). Полные разрезы паужетской свиты вскрываются скважинами, пробуренными на Паужетских источниках и в коренных обнажениях северной части Камбального хребта (рис. 6). Верхние 450 м толщи представлены туфами дацитов и риолитов различного гранулометрического состава. В разрезах, вскрытых скважинами, в юго-восточном направлении от Паужетских термальных источников, вплоть до восточного склона Камбального хребта, преобладают грубообломочные разновидности туфов. В северном направлении в верхней части разрезов мощность тонкообломочных туфов постепенно увеличивается до 100 м и более. Породы паужетской свиты встречены в обнажениях северной части Камбального хребта, в обрывах долины р. Озерной, у озер Витаминного и Ульянова. Далее на север, в южных отрогах Голыгинских гор, на осадочных неогеновых породах нами они не обнаружены. По-видимому, паужетская свита в этом направлении выклинивается. В восточном направлении она протягивается до осевой части Камбального хребта. Далее паужетская свита фациально переходит в туфоконгломерат, распространение которого ограничивается восточными отрогами Камбального хребта. Ввверх по течению р. Правой Паужетки, начиная от Паужетских источников, свита, также фациально изменяясь, выклинивается.

В разрезах, вскрытых буровыми скважинами, и в ручьях северо-западного склона Камбального хребта туфогенно-осадочная 400-метровая толща паужетской свиты подстилается горизонтом литокристаллокластических туфов дацитового состава. Кроме того, этот горизонт прослеживается в верховьях руч. Левый Этамынк у 3-й группы Северо-Камбальных паровых струй (см. рис. 6). Раньше его коррелировали с горизонтом спекшихся туфов Голыгинских гор (Аверьев и др., 1965; Апрелков, 1961). Однако литолого-петрографические характеристики, химический состав этих горизонтов туфов отличаются. В образцах, взятых у обнажений руч. Левый Этамынк, обломочную массу цементирует метаколлоидный кварц. В разрезах по скважинам и руч. Светлому цемент представлен не вулканическим спекшимся стеклом, а аморфным кремнеземом, гидрослюдами и шабазитом (Белоусов, 1963, 1965, 1971). Условия образования горизонта литовитрокристаллокластических туфов описываются в третьей главе.

Среди отложений паужетской свиты скважинами вскрыты четыре горизонта туфоконгломератов различной мощности. Обломки в них представлены базальтами и андезитами. Более мощные горизонты туфоконгломератов расположены в нижней части разреза. Максимальная замеренная мощность одного из этих горизонтов (третий сверху) 140 м. Мощность остальных (последовательно сверху вниз) — 10—30—80 м. Характерным является постепенное уменьшение мощности горизонтов в юго-восточном направлении. На расстоянии одного километра они уменьшаются примерно вдвое. Очевидно, что область сноса для туфоконгломератов находилась на месте гор Шумной и Ключевской, которые в период их формирования представляли собой действующие вулканы.

Нижнеплейстоценовые и среднеплейстоценовые образования. Одновременно с туфогенно-осадочной паужетской свитой формировался лавово-пирокластический комплекс в районах гор Шумной, Ключевской, Явинского хребта, Орлиного Крыла, северо-западной части хр. Беляева, по Первой, Второй, Третьей, Четвертой речкам на Охотском побережье южной оконечности Камчатки. Положение и характер изменения мощностей горизонтов туфоконгломератов в разрезе паужетской свиты в долине р. Паужетки позволяют предполагать, что лавово-пирокластические образования базальтового и андезитового составов гор Шумной и Ключевской сформировались в нижнеплейстоценовое время (см. рис. 5). В северо-западной части хр. Беляева разрез нижнеплейстоценовых образований двучленный. Нижние 200 м разреза представлены грубообломочными пропилитизированными туфами андезитового состава, а верхняя часть разреза — андезитами мощностью 100—200 м. Здесь нижнеплейстоценовый комплекс залегает на неогеновых вулканомиктовых песчаниках.

В районе Первой, Второй, Третьей и Четвертой речек нижнеплейстоценовый вулканогенный комплекс также представлен в основном лавами и пирокластикой базальтового и андезитового состава.

Верхнеплейстоценовые и голоценовые вулканогенные образования. В осевой части Камбального хребта разрез паужетской свиты венчают туфоконгломераты андезитового и ба-

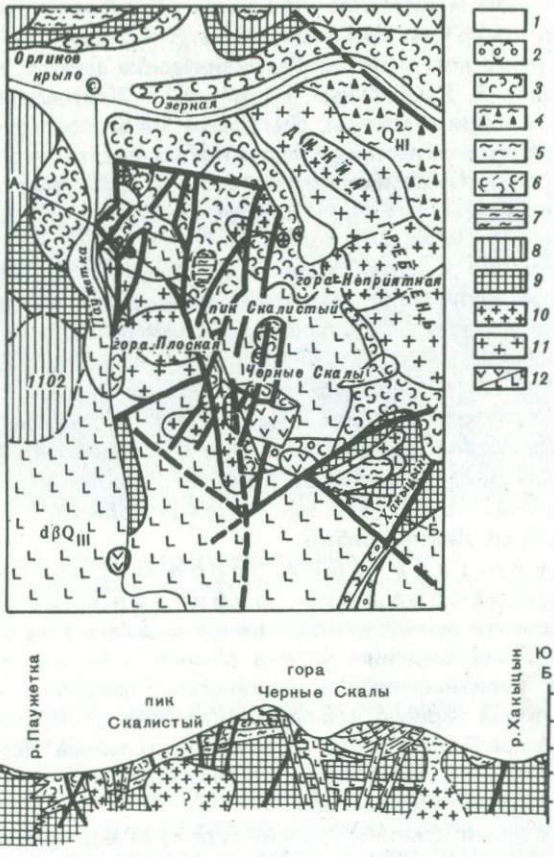


Рис. 6. Геологическая карта Камбального хребта. Составил В.И. Белоусов

1 — голоцен, аллювиальные отложения; 2 — голоцен, морены; 3 — голоцен-пемзовые отложения; 4 — верхний плейстоцен, пирокластические взрывные отложения вулкана Дикий Гребень; 5 — верхний плейстоцен, игнимбриты и спекшиеся туфы риодацитов; 6 — средний и нижний плейстоцен, псефитовые и алевро-пелитовые туфы дацитов паужетской свиты; 7 — нижний плейстоцен, литокристаллокластические окремненные туфы дацитов; 8 — нижний плейстоцен, лаво-пирокластический комплекс андезито-базальтовых вулканов; 9 — плиоцен-средний миоцен, вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы фундамента; 10 — голоцен, экструзивные купола риодацитов; 11 — голоцен, лавовые потоки риодацитов; 12 — плейстоцен-голоцен, лаво-пирокластический комплекс пород андезито-базальтового состава

зальтового состава, а в районе Черных Скал и пика Скалистого развиты тесно связанные с ними вулканиты в основном андезитового состава. Мощность этих образований в среднем 400–500 м: по простиранию она резко меняется. Разрез вулканитов характеризуется сложным переслаиванием лав и пирокластики. Исходя из соотношений паужетской свиты с вулканитами Черных Скал на Камбальном хребте, возраст последних следует определить как верхнеплейстоценовый. По нашему мнению,

с ними сингенетичны поздние вулканиты южной части Камбального хребта, включая конус Камбального вулкана. В верхнем плиоцене и, вероятно, несколько ранее долгоживущие вулканические центры, такие, как вулканы Кошелевский, Камбальный, Ильинский и Желтовский, уже существовали. Вулканогенные породы, слагающие эти макроструктуры, представлены лавами и пирокластикой базальтового, андезитового и риолитового состава. На заключительных этапах развития этих структур в голоценовое время происходили излияния потоков базальта, в некоторых случаях — внедрение экструзивных куполов.

Одновременно с этим в конце верхнеплейстоценового и в голоценовое время произошли массовые извержения кислого материала с образованием таких вулканогенных макроструктур района, как Дикий Гребень, экструзии риодацитов Камбального хребта и Голыгинских гор, пирокластические потоки (с горизонтами спекшихся туфов) в Голыгинских горах и на восточном и южном бортах впадины Курильского озера (см. рис. 5). В этот же период в Паужетском геотермальном районе отмечается формирование пемзовых отложений и туфогенно-осадочных пород, залегающих между долиной р. Озерной и северной границей хр. Дикий Гребень.

Условия залегания пород Паужетского геотермального района и его глубинная структура по геологическим и геофизическим данным. Все породы этого района по происхождению можно разделить на два взаимосвязанных комплекса: вулканогенный и вулканогенно-осадочный. Источником поступления пород первого комплекса являются глубокие подкорковые и корковые недра Паужетского геотермального района. Источником образования второго комплекса являются вулканогенные породы, с которыми он пространственно тесно связан.

Вулканогенный комплекс района порожден эндогенными силами, энергией земных недр данного района, и характер возрастных и фациальных взаимоотношений слагающих его пород определяется процессами, происходящими на больших глубинах. Главная трудность изучения закономерностей развития процессов магмообразования и передачи магмы с глубоких горизонтов на поверхность Земли — это отсутствие достаточно прямой информации.

В Паужетском геотермальном районе весь ход развития земной коры от плиоцена до настоящего времени определялся долгоживущими вулканическими структурами, которые выражены на поверхности Земли Кошелевским, Камбальным, Ильинским и Желтовским вулканами (рис. 7). На месте этих аппаратов или вблизи них на протяжении по крайней мере второй половины неогена и всего четвертичного периода непрерывно (в геологическом масштабе времени) извергались магматические расплавы, сформировавшие горные породы разнообразного состава — от базальтов до риолитов. Вулканические аппараты, которые мы видим сегодня, не в полной мере отражают структуру долгоживущих вулканических центров, но более или менее точно определяют характер их развития на протяжении четвертичного периода. Пространственно к этим центрам тяготеют массивы изверженных пород базальтового, андезитового и кисло-

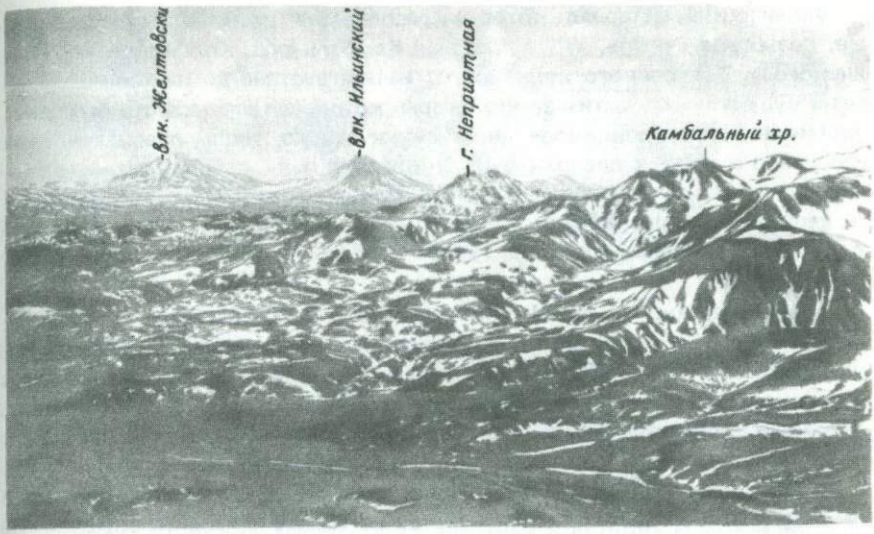


Рис. 7. Северная часть Паужетского геотермального района
На переднем плане — долина р. Паужетки и северо-западный склон Камбального хребта; на заднем плане — вулканы Желтовский, Ильинский, вулканический массив Дикий Гребень с экструзивным куполом горы Неприятной. Фото А.Л. Самойленко

го состава, объемы которых достаточно значительны, но уступают общей массе вулканов района.

Характерной особенностью Паужетского вулканогенного комплекса, на наш взгляд, является строгая локализация изверженных пород в пределах геотермального района. В разрезах вблизи границ их распространения можно наблюдать фациальные переходы от лав базальтового состава к грубым отложениям, которые на удалении сменяются все более мелкообломочным вулканомиктовым материалом (рис. 8).

В период верхнего плиоцена, нижнего и среднего плейстоцена площадь распространения эффузивных образований резко увеличивается. Возникает значительное количество центров, с которыми связаны излияния различного химического состава. Этот период характеризуется расширением площади суши и переходом от островной дуги к субконтиненту.

Затем в голоценовое время вновь происходит уменьшение количества центров извержений, в особенности в районе расположения вулканов Ильинского и Желтовского. Вулканические центры Кошелевский и Камбальный до последнего времени характеризуются несколькими центрами извержений (рис. 8). В голоценовое время происходило образование больших объемов эффузивов кислого состава (дацитов и риолитов), пространственно связанных с Камбальным вулканом. Возникла многокупольная структура Дикого Гребня и экструзии в северной части Камбального хребта; в южной части хребта расположен ряд вулканических аппаратов Камбального вулканического центра (см. рис. 5).

Фактический материал, которым располагает автор в настоящее время, позволяет считать, что в пределах Камбального, Кошелевского, Ильинского и Желтовского вулканов от начала неогена до настоящего времени существуют участки земной коры, которые являются структурами, удобными для проникновения вулканического тепла, магматических расплавов и газов к поверхности; они играют роль каналов, пронизывающих земную кору и сообщающихся глубокими горизонтами земной коры и верхней мантии. Эти структуры нами определены как долгоживущие вулканические центры (Белоусов и др., 1971; Белоусов, Сугробов, 1976).

Вулканогенно-осадочный комплекс пород в Паужетском геотермальном районе, как описывалось в предыдущих разделах главы, обнажается на Тихоокеанском побережье в бухте Вестник и на мысе Инканюш. Разрез этого комплекса вскрыт скважинами на Паужетском термальном поле. Комплекс представлен терригенными литифицированными осадочными породами и в меньшей степени пирокластикой различного химического и гранулометрического состава. Гранулометрический состав комплекса изменяется от валунных конгломератов до тонких аргиллитов. Исходные породы тесно связаны с осадочным комплексом, так как они представляли собой вулканогенные образования. По фациальным изменениям в вулканогенно-осадочном комплексе пород можно определить, что областями сноса исходного материала служили вулканические структуры, которые существовали на месте развития долгоживущих вулканических центров. Вулканогенно-осадочные породы были широко развиты на площади района в неогеновый период и занимали пространство между вулканами—островами. По мере удаления от вулканов осадочный материал характеризовался все большей сортированностью. Образование вулканогенно-осадочного комплекса Паужетского геотермального района происходило в морских условиях, подобных тем, которые в настоящее время характерны для Центральных Курил, где находятся малые вулканические острова. В проливах между островами существуют сильные течения, которые разносят осадочный материал на значительные расстояния (см. рис. 8).

С конца верхнего плиоцена площадь распространения вулканогенно-осадочного комплекса пород района начинает сокращаться вследствие роста островов. Вблизи них формируются валунные конгломераты, которые приобретают широкое площадное распространение. Возникают новые острова-вулканы, фундаментом для которых являются породы вулканогенно-осадочного комплекса различного возраста. Такая тенденция приводит к резкому сокращению образования морских вулканогенно-осадочных пород. В плейстоцене и голоцене на территории Паужетского геотермального района происходит образование в основном осадочных пород озерного происхождения в замкнутых котлованах, унаследованных от морских бассейнов и заливов неогенового периода. В разрезах появляются грубообломочные образования, неокатанная пирокластика; толща характеризуется резкими фациальными переходами, которые отражают неоднородность, свойственную вулканогенному комплексу пород (см. рис. 8, *б, в, г*).

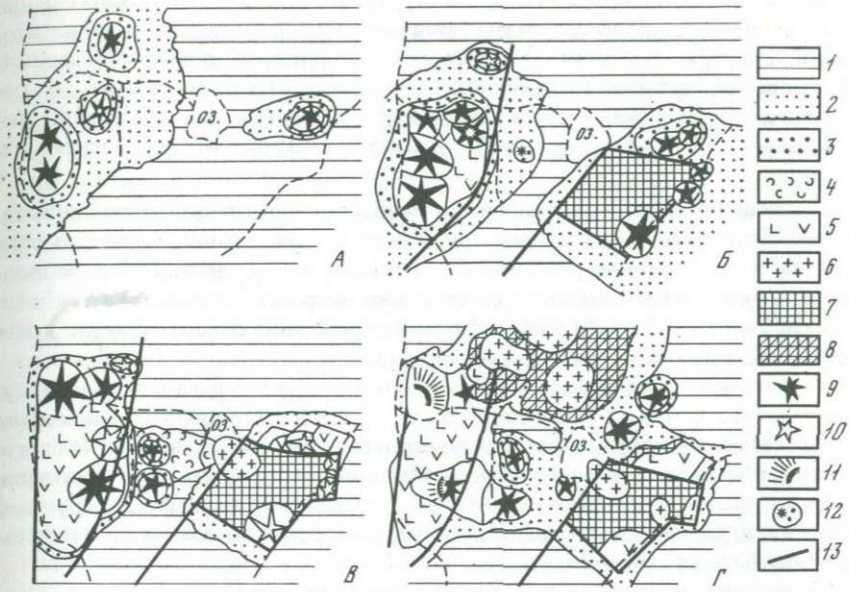


Рис. 8. Этапы развития Паужетского геотермального района на юге Камчатки. Составил В.И. Белоусов

А — палеоген-неогеновый этап; Б — плиоценовый этап; В — верхнеплиоценовый — нижнеплейстоценовый этап; Г — плейстоценовый этап; 1 — тонко- и мелкообломочные фации; 2 — среднеобломочные фации; 3 — грубообломочные фации; 4 — отложения паужетской свиты; 5 — зона поднятия, образовавшаяся за счет аккумуляции лаво-пирокластического материала андезито-базальтовых вулканов; 6 — районы проявления кислого вулканизма; 7 — зона палеоген-неогенового поднятия; 8 — зона плейстоценового понятия, синхронного с проявлениями кислого вулканизма в Голыгинских горах; 9 — активные вулканы; 10 — потухшие вулканы; 11 — вулканы, извергшиеся в субаэральных условиях; 12 — подводные вулканы; 13 — главные разрывные нарушения

В разное время в описываемом районе производились региональные геофизические исследования. К ним относятся структурные региональные геофизические работы Лаборатории института вулканологии ДВНЦ АН СССР, руководимой С.Т. Балестой (Балеста и др., 1976): сейсморазведочные работы, магнитотеллурическое зондирование и гравиметрические работы среднего масштаба. Эти работы были спланированы в полном соответствии с целью изучения глубинной структуры Паужетского геотермального района.

Геофизические исследования (КМПВ, гравиметрия, МТЗ) позволили получить разрез земной коры по широтному профилю: пос. Озерная — Курильское озеро — Тихий океан. Разрез подтвердил существование Паужетской депрессии на участке Орлиное крыло — Курильское озеро. В пределах депрессии глубины домелового (V_r = 5,0–5,3 км/с) и кристаллического (V_r = 5,5–6,0 км/с) фундаментов составляют соответственно 3,5 и 5,5 км, в то время как на западном участке профиля они равны 2 и 4 км, а на восточном — около 1 и 3 км.

Анализ соотношения мощностей отдельных слоев и амплитуды смещения границ раздела по разломам приводит к предположению о существовании прогиба на месте Паужетской депрессии в домеловое время. Образование депрессии произошло в послеэоценовое время, в результате обнаружения свода, связанного с тектоно-магматической активизацией. Реликты сводовой структуры отчетливо прослежены в разрезе.

В пределах депрессии уверенно выделяется проводящая неоднородность (осредненное значение суммарной продольной проводимости 650 $ом^{-1}$ в сравнении с 350 $ом^{-1}$ в районе пос. Озерной). Неоднородность может быть интерпретирована как коровый магматический очаг (на глубинах от 5 до 10 км) либо как обогащение флюидом горизонтов на глубинах в несколько километров.

Краткая история геологического развития Паужетского геотермального района. По данным, известным о Паужетском геотермальном районе, нельзя реконструировать геологическую обстановку палеогенового, мелового и более древних периодов, хотя это представило бы несомненный интерес. Но такую реконструкцию можно воспроизвести по аналогии с другими островными дугами, используя принцип актуализма.

Вулканизм различных типов и гидротермальная деятельность являются различными видами проявления тепловой энергии, которая в своем движении вверх производит определенную работу через сложный ряд фазовых превращений и дегазации магматических расплавов. Вынос большого количества расплавленного материала в районах развития долгоживущих вулканических центров свидетельствует о концентрированном переносе тепла через земную кору в вулканических областях. В количественном отношении этот вид энергии преобладает на всех этапах развития подобного центра. Таким образом, процесс переноса тепла магматическим расплавом (магматизм) является ведущим. В неогеновый, меловой и, возможно, более ранние периоды на месте современного Паужетского геотермального района существовал подводный вулканический хребет, увенчанный подводными вулканами. Автор считает, что вполне вероятными местами расположения подводных вулканов были долгоживущие вулканические центры Кошелевский, Камбальный, Ильинский и Желтовский.

Характер извержения вулканов, вершины которых находились на большой глубине в океане, был иным, чем у наземных вулканов или вулканов, находящихся на малой глубине. Поступающий раскаленный материал вступал в контакт с холодной водой. Если в силикатном расплаве находился растворенный газ, то при продвижении расплава на более верхние уровни земной коры за счет перепада давлений происходила частичная дегазация с образований пузырьков. Установлено, что в составе вулканических газов преобладают (до 90%) пары воды. Во время извержения подводного вулкана на большой глубине происходит остывание магматического расплава, а в пузырьках — конденсация паров воды. Расширение газов в расплаве должно мгновенно прекратиться. В результате происходит образование большого количества вспененной породы, подобной шла-

кам наземных вулканов. При извержении подводных вулканов трудно ожидать образование сколь-нибудь значительных количеств пеплового материала. При контактном взаимодействии лав и холодных океанических вод на поверхности лавовых потоков образуется большое количество контракционных трещин. Происходит образование вспененных лав, которые иногда обладают значительной пористостью. Возможно, что часть остывшей породы имеет объемный вес меньший, чем плотность океанической воды. В результате действия архимедовой силы эта часть вспененного лавового потока во время извержения должна подниматься к поверхности океана. Вследствие теплоотдачи от извергающегося материала в месте извержения подводного вулкана формируется поток нагретых океанических вод, направленный снизу вверх. Все вместе это должно выразиться в мощном выбросе пористого пемзовидного материала в смеси с океанической водой на значительную высоту над местом извержения подводного вулкана.

Такие условия извержения вулканического материала в подводном вулкане приводят к выводу о том, что аккумуляция рыхлого материала около подобных центров извержений или невозможна, или крайне ограничена. В связи с быстрой теплоотдачей растекание лавовых потоков у подводных вулканов происходит на небольшие расстояния. Все это приводит к предположению о том, что в предысторический период на месте современных островных дуг существовал подводный хребет, состоявший из отдельных столбообразных гор вулканического происхождения.

Когда эти сооружения достигали поверхности океана, перепад давлений значительно изменялся. Избыточное давление газов в верхней части лавовых столбов подводного вулкана позволяло выбросить при дегазации расплава значительное количество материала выше поверхности воды. При давлении, равном атмосферному, это приводило к мгновенному увеличению объема вулканических газов. Так как объем газов резко превышал объем жидкой лавы в канале, то извергались частицы лавы, которая на конечных этапах расширения газов служила оболочкой для газовых пузырьков. Создавались условия, подобные истечению двухфазных смесей, известных в технике под общим названием "газлифта". В этих условиях конденсация паров воды, входящих в вулканический газ, происходила в атмосфере с образованием микроскопических капелек тумана, которые относились в сторону от извержения.

Такое извержение, дополненное образованием вторичного пара, возникающего при контактировании раскаленных лав с океанической водой, приводит к образованию больших количеств рыхлого материала. В межпароксизмальные периоды происходит активная работа морских волн и атмосферных осадков; разрушается надводная часть постройки вулкана, образуются осадки, которые отлагаются вблизи вулканического аппарата.

Процесс формирования вулканического острова и островной дуги, как нам представляется, начинается с того, что в течение длительной истории развития островной дуги происходит присыпание столбообразной вулканической горы от подошвы до уровня моря. Образуется мощный вулка-

ногенно-осадочный комплекс пород. На поздних этапах развития этой структуры, доступных для непосредственного изучения и датирования общепринятыми в геологии методами геохронологии, история Паужетского геотермального района реконструируется нами в следующем виде.

В палеогене и неогене в данном районе существовала цепь вулканических островов. Вулканическая деятельность происходила преимущественно в субаэральных условиях. В позднеплиоценовое время формировались крупные андезито-базальтовые и андезитовые стратовулканы, наращивая ранее существовавшие вулканические центры. В настоящее время они практически полностью разрушены. В этот период происходило резко дифференцированное поднятие района, причем некоторые участки, особенно те, на которых располагались долгоживущие вулканические центры, поднимались более интенсивно. В результате возникла Паужетская вулкано-тектоническая впадина, занятая внутренним водным бассейном изометрической формы, в котором накапливались отложения паужетской свиты.

Как показывает анализ разрезов паужетской свиты, нижнеплейстоценовое время было временем активизации андезитового вулканизма на островах дуги. В результате увеличения поверхности островов произошло их слияние в один большой остров площадью в несколько сот квадратных километров (см. рис. 8). Абсолютные отметки вулканов достигали 1000 м и более.

На месте горы Шумной был вулкан с кратерным озером, в котором происходила газо-гидротермальная деятельность. Продолжалась также деятельность вулкана-острова, располагавшегося на месте хр. Беляева. На поднятом блоке Тихоокеанского побережья Паужетского геотермального района возник ряд небольших вулканов. В конце плейстоценового времени на месте южной части Камбального хребта образовались андезито-базальтовые вулканические острова. Деятельность этих вулканов продолжалась до конца верхнего плейстоцена, что устанавливается по взаимоотношениям вулканогенных образований с осадочными породами паужетской свиты. В конце верхнего плейстоцена — начале голоцена на месте Кошелевского вулкана возник ряд вулканических аппаратов и экструзивных куполов.

Кислый площадный вулканизм получил особенно широкое развитие в пределах северо-западного склона Камбального хребта, где в конце верхнего плейстоцена была остаточная впадина. В это время произошло внедрение крупных экструзивных тел кислого и андезитового состава в районе Голыгинских гор, сформировались потоки спекшихся туфов, пемзовые отложения долины р. Озерной, Курильского озера и северных отрогов Камбального хребта. В результате этих процессов возникла современная макроструктура Голыгинских гор — крупное молодое поднятие в северной части района (см. рис. 8).

Несколько позднее, в начале голоцена, происходит формирование пемзовых отложений. Имеющийся геологический материал, фациальный и структурный анализ позволяют нам утверждать, что генезис пемз долины р. Озерной связан с кислыми вулканическими образованиями Голыгинс-

ких гор и Дикого Гребня; они пространственно тяготеют к этих участкам района и имеют близкий к ним химический состав. Пемзовые отложения в других частях района (по речкам Северной, Ильинской, Инканюш и Хакыцын) тесно пространственно связаны с образованиями кислого состава этих участков, что указывает на извержение пемз из многих центров. Эти выводы подтверждаются данными экспедиции А.А. Питаде, проводившей специальное изучение пемз в 1932 г.[1]

На заключительных этапах геологической истории района южной оконечности Камчатского полуострова происходит образование уникальных по своему характеру вулкано-тектонических поднятий Дикого Гребня и Камбального хребта.

Дикий Гребень сформировался в голоценовое время и представляет собой вулканическое сооружение, сложенное лавами среднего и кислого состава (от андезитов до риолитов). Его центральная вершина — гора Неприятная — представляет собой купол, от которого на юго-восток отходит лавовый поток. По двум радиальным направлениям от горы Неприятной протягиваются два коротких хребтика, представляющие собой экструзии по разломам. Их внедрение вызвало нарушение залегания вмещающихся толщ.

Другое вулкано-тектоническое поднятие — Камбальный хребет. Большинство исследователей считают, что это брахиантиклинальная складка, сформировавшаяся в позднечетвертичное время. Однако это лишь принципиальная схема этой структуры, а в действительности этот участок отличается сложными взаимоотношениями туфогенно-осадочных пород и прорывающих их экструзивных тел андезито-дацитового, дацитового и риолитового состава, различного объема и внедрявшихся неодновременно. Амплитуда поднятия, судя по положению кровли паужетской свиты, составляет около 700 м.

Вулканическая деятельность в Паужетском геотермальном районе закончилась в позднеголоценовое время трещинными излияниями базальтов, которые сформировали небольшие по объему лавовые и шлаковые конусы, отдельные потоки. Новейшие центры извержений располагаются в непосредственной близости от кислых экструзий и современных термопроявлений Кошелевского и Камбального вулканов.

Гидротермальная деятельность являлась непременным спутником вулканической жизни Паужетского геотермального района; последняя пространственно охватывала вулканические постройки и вулканогенно-осадочный комплекс пород.

Самые поздние этапы знаменуются возникновением высокотемпературных гидротермальных систем, связанных с Кошелевским и Камбальным долгоживущими вулканическими центрами, которые представлены несколькими центрами извержений магматического материала, рассеянными неравномерно на площади их проявления.

---

[1] *Питаде А.А.* Краткие дополнительные данные к предварительному отчету о результатах работ Озерновско-Голыгинской пемзовой геологоразведочной группы Камчатской базы Дальгеотреста, 1932, 55 с. (Отчет).

Краткая характеристика геологического строения некоторых геотермальных районов современных вулканических областей

Начальная стадия исследования термопроявлений в областях современного вулканизма ограничивалась исследованием гидротермальных систем, где в основном рассматривались проблемы гидрогеологического и геохимического характера. Главная цель этих исследований — получение термальной воды и пара — ограничивала необходимый комплекс методов изучения гидротермальной деятельности. Интенсивная эксплуатация гидротермальных систем привела к проблеме оценки ресурсов подземного тепла, и в связи с этим возникла острая необходимость в определении характера теплового питания в глубоких недрах гидротермальных систем, количества эндогенного тепла, состояния теплоносителя; возникла потребность в изучении источников геотермального тепла в верхних частях земной коры областей современного вулканизма.

Геотермальные районы областей современного вулканизма являются теми объектами, которые дают возможность изучить эти проблемы; в этой работе привлечен материал по некоторым термальным районам мира. Автор принимал личное участие в изучении ряда геотермальных районов Советского Союза, в связи с чем обеспечивается единый подход в изложении материала по разным объектам, описанным в литературе.

Семячикский геотермальный район. Изучением этого района на протяжении многих лет (начиная с 30-х годов нашего столетия) занимались многие исследователи. Первые систематические работы на гидротермальных системах проведены Б.И. Пийпом, В. И. Влодавцем и С.И. Набоко. Результаты их работ являются основополагающими. Особый интерес к Семячикскому геотермальному району, который был выделен В.В. Аверьевым (Аверьев и др., 1969) в отдельную структурную единицу, проявился в 60-х годах. Главными объектами служили широко известные гидротермальные системы Узона, Долины Гейзеров и вулканического массива Большого Семячика. По инициативе В.В. Аверьева были организованы две экспедиции в этот район с целью изучения геологических позиций гидротермальных систем района и оценки их тепловой мощности. В настоящее время начиная с 1971 г. продолжаются детальные работы на отдельных объектах. Цель этих работ — проведение детальных геолого-гидрогеологических исследований и установление взаимосвязей гидротермальных систем Семячикского геотермального района. Эти исследования проводятся на базе крупномасштабных топографических и аэрофотографических материалов.

Семячикский геотермальный район занимает значительную часть грабен-синклинали Восточной Камчатки, длина которой составляет 350 км, максимальная ширина — до 60 км (рис. 9), длинная ось грабен-синклинали ориентирована в северо-восточном направлении. По оценке Э.Н. Эрлиха (1973), амплитуда опускания ее центральной части равна 1,5 · 3,0 км. С запада, юга и севера описываемая структура обрамлена поднятиями Восточного хребта, Шипунского и Кроноцкого полуостровов. Восточная часть грабен-синклинали Восточной Камчатки открыта к океану. Опущенная часть этой структурной впадины заполнена неоген-

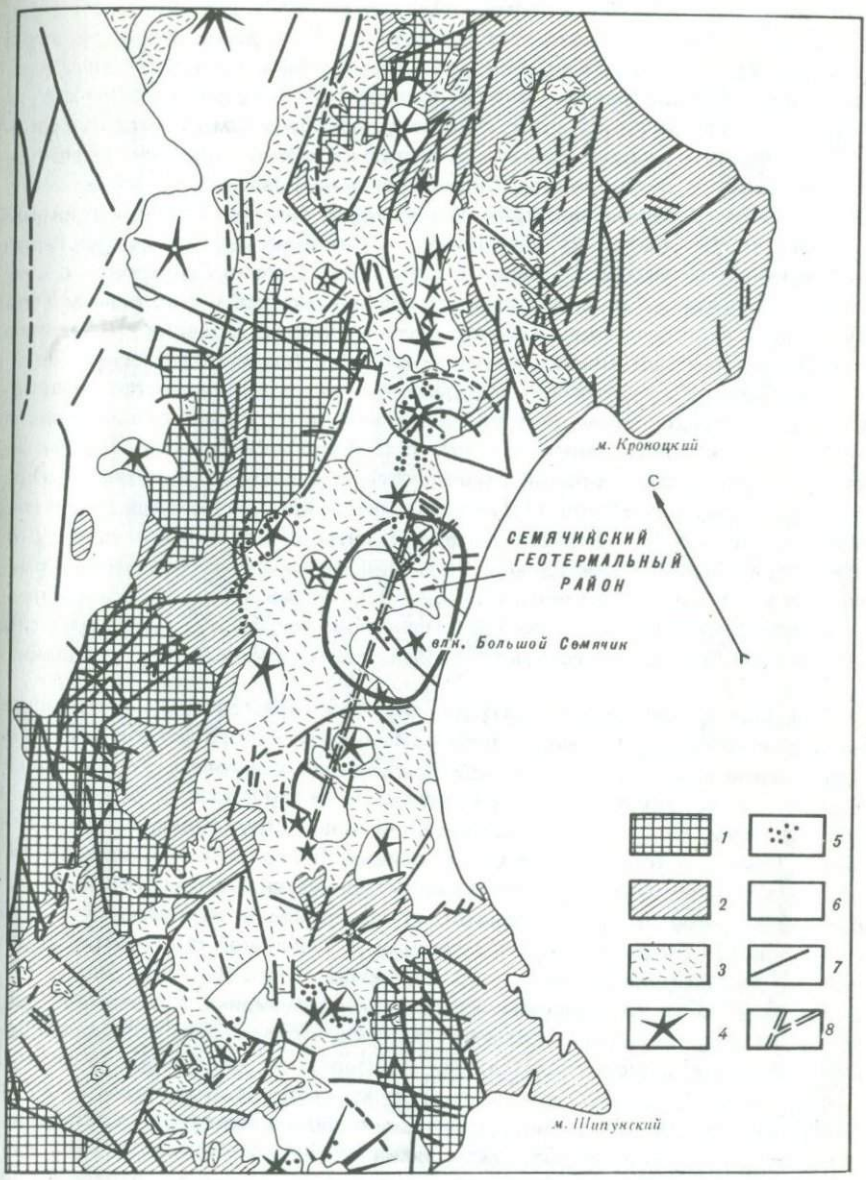


Рис. 9. Геологические позиции Семячикского геотермального района. Составил Ф.Ш. Кутыев с участием В.И. Белоусова

1 — породы мелового фундамента; 2 — породы палеоген-неогенового возраста; 3 — вулканогенные и вулканогенно-осадочне породы плейстоцен-голоценового возраста; 4 — стратовулканы; 5 — побочные извержения и базальтовые излияния ареального типа; 6 — прибрежные и озерные отложения; 7 — разломы; 8 — направления глубинного тектоно-магматического разлома в Семячикском геотермальном районе

четвертичными вулканогенными и вулканогенно-осадочными отложениями, которые фациально взаимно замещаются. В пределах этой структуры располагаются вулканы Карымский, Тауншиц, Унана, Узон, Кихпиныч, Крашенинникова и на севере — вулкан Кроноцкий. К вулканическим структурам этого же порядка автор считает целесообразным отнести вулканический массив Большого Семячика, частью которого являются стратовулканы Зубчатка и Бурлящий. Гидротермальные системы Семячикского геотермального района пространственно тесно связаны с тремя вулканическими структурами (из названных) — Семячикская — со структурой вулканического массива Большого Семячика; Долина Гейзеров — с вулканом Кихпиныч; Узонская гидротермальная система — с вулканом Узон. Вулканы Кихпиныч, Узон и вулканический массив Большого Семячика представляются нам аналогичными долгоживущим вулканическим центрам Паужетского геотермального района. Они характеризуются неравномерным распределением центров извержений магматического материала на последних этапах своего развития. С ними тесно связан ареальный кислый вулканизм, который проявляется в различных формах: в виде ряда экструзивных излияний с образованием лавовых потоков значительной протяженности, покровов и потоков спекшихся туфов и пемз. Для этих образований характерны извержения больших вулканических продуктов в относительно короткие промежутки времени и широкое распространение их по площади. Пространственно они тяготеют к вулканическим структурам, которые участвуют в строении Семячикского геотермального района.

Северное обрамление структуры Семячикского геотермального района рассечено системой трещин, протягивающейся на юго-запад от вулкана Крашенинникова и фиксированной шлаковыми конусами. Эта линейная система трассируется также риодацитовыми экструзиями и разрывными нарушениями. Она находит свое продолжение в структурах, расположенных в Семячикском геотермальном районе. В верховьях долины р. Гейзерной эта региональная структура характеризуется густой сеткой мелких разломов с общей ориентировкой, совпадающей с направлением этой структуры. В среднем и нижнем течении р. Гейзерной она контролирует выходы кислых экструзий (сопка Гейзерная, плато Круглое, Широкое). В центральной части Большого Семячика экструзивные купола риодацитов, поля гидротермально измененных пород и термальные площадки располагаются на южном продолжении описываемой линейной структуры.

В районе р. Гейзерной к последней примыкает с востока под углом 40° линейная структура подобного же строения, вдоль которой расположены голоценовые экструзии риодацитов, южного склона Кихпинычского долгоживущего вулканического центра и современные центры, извергающие базальты на его северо-западном склоне, включая конус Савича (рис. 10).

В результате первой экспедиции В.В. Аверьевым была изучена Долина Гейзеров, составлена схематическая геологическая карта масштаба 1:10 000 и сделаны рекогносцировочные маршруты в пределах Узонской структуры. На основании этих работ сделан вывод о существовании двух гидротермальных систем — Узонской и Гейзерной, которые структурно и гидрогеологически разобщены. Геологическое строение Гейзерной гид-

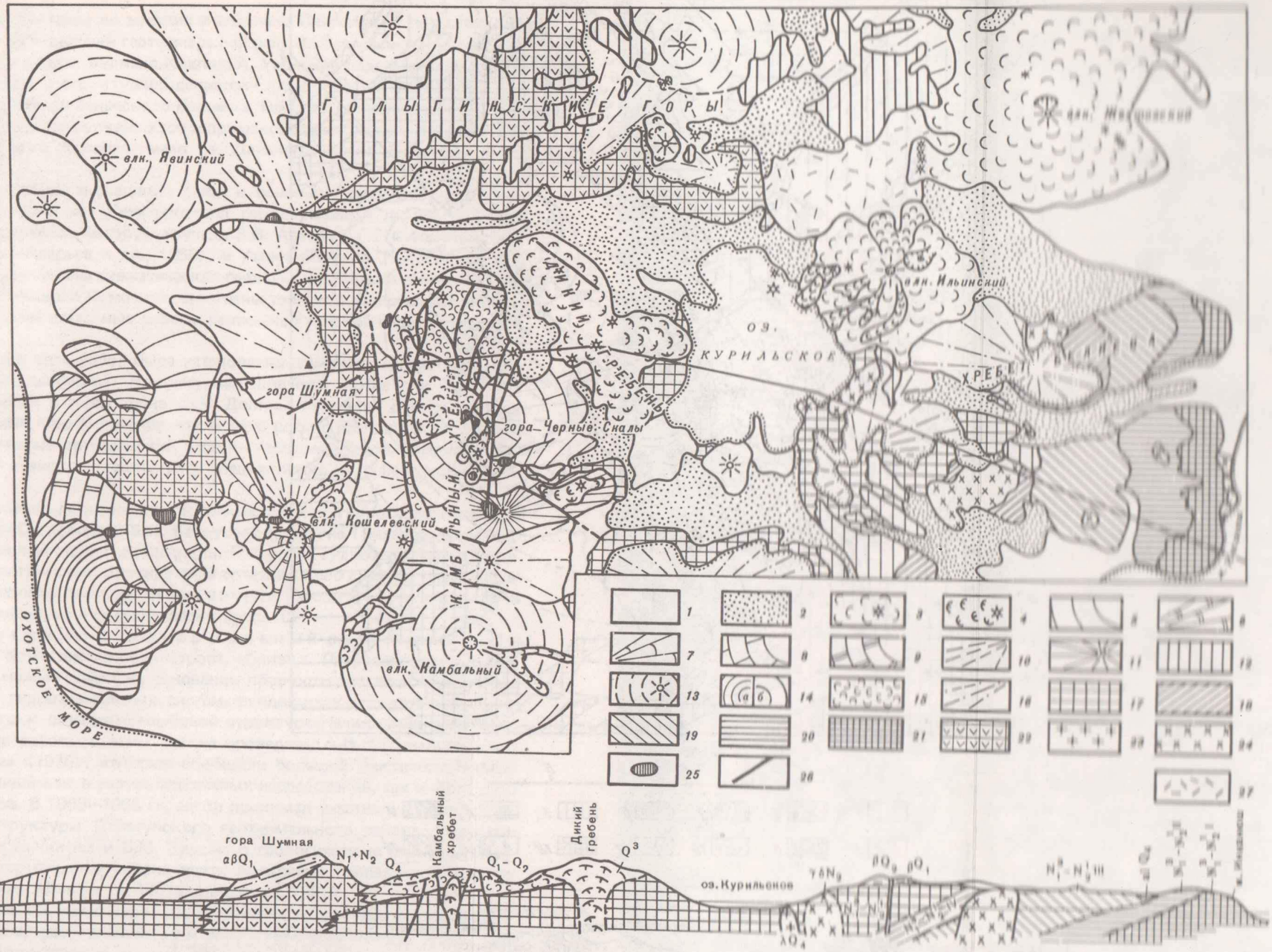


Рис. 5. Схематическая геологическая карта Паужетского геотермального района. Составили В.И. Белоусов, В.Л. Леонов, Н.А. Храмов с использованием материалов предыдущих исследований

1 – Q_4 — голоцен-аллювиальные, пролювиальные и ледниковые отложения; 2 – Q_4 — голоцен, пемзо-пирокластические отложения; 3 – Q_4 — голоцен, базальты, андезито-базальты действующих вулканов; 4 – Q_3–Q_4 — верхний плейстоцен-голоцен, дацитовые риолитовые экструзивные купола и их лавовые потоки; 5 – Q_3–Q_4 — верхний плейстоцен-голоцен, андезиты Восточно-Кошелевского вулкана; 6 – Q_3–Q_4 — верхний плейстоцен-голоцен, андезито-базальты Центрально-Кошелевского вулкана; 7 – Q_3 — верхний плейстоцен, андезиты вулкана Валентин; 8 – Q_3 — верхний плейстоцен, андезито-базальты вулкана Черные Скалы; 9 – Q_2–Q_3 — средний, верхний плейстоцен, андезиты Западно-Кошелевского вулкана; 10 – Q_2 — средний плейстоцен, базальты Древне-Кошелевского вулкана; 11 – Q_2 — средний плейстоцен, андезито-базальты Камбального хребта; 12 – Q_2 — средний плейстоцен, игнимбриты и спекшиеся туфы риодацитов и риолитов (голыгинский горизонт); 13 – Q_1+Q_2 — нижний, средний плейстоцен, базальты и андезито-базальты; 14 – Q_1 — нижний плейстоцен. Лавы и туфы базальтов (а) и андезито-базальтов (б); 15 – $N_2^3+Q_2$ — верхний плиоцен-средний плейстоцен, туфы дацитов (паужетская свита); 16 – $N_2^3+Q_1$ — верхний плиоцен-нижний плейстоцен. Наземные лаво-туфовые отложения древних вулканов (алнейский комплекс); 17 –21 – $N_2^3+N_2^1$ — верхний миоцен — нижний плиоцен. Морские осадочно-вулканогенные отложения (вилючинско-паратунский комплекс): V — пачка преимущественно конгломератов и песчаников, реже туфобрекчий и лав базальтов; IV — пачка туфов и лав базальтов, туфо-конгломератов; III — пачка туфобрекчий и туфоконгломератов; II — пачка грубообломочных туфов и лав базальтов; I — пачка песчаников, конгломератов, реже туфов; 22 – N_1+N_2 — нерасчлененные, преимущественно вулканогенные, отложения; 23 — субвулканическая интрузия долеритов Кошелевского вулканического массива; 24 – N_2 — плиоцен, субвулканические интрузии диоритов и диоритовых порфиритов; 25 — зоны современных гидротерм и гидротермально-измененных пород; 26 — разрывные нарушения, 27 — плейстоцен-голоцен, рыхлые отложения различного генезиса

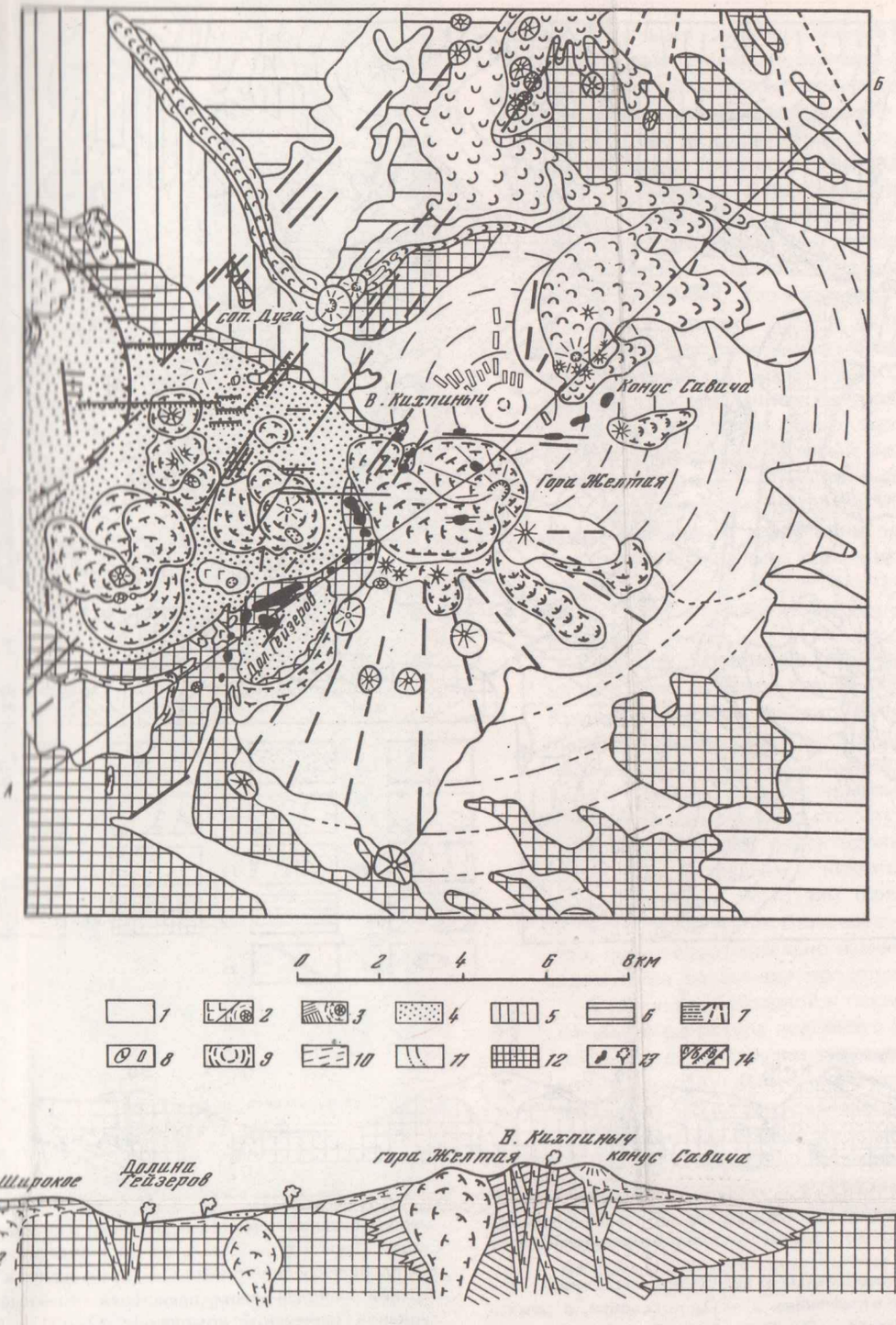


Рис. 10. Геологическая карта Гейзерной гидротермальной системы Кихпинычского долгоживущего вулканического центра. Составили В.И. Белоусов, В.Л. Леонов

1 — верхний плейстоцен—голоцен, аллювиальные, делювиально-пролювиальные и ледниковые отложения; 2 — голоцен, базальты, андезиты; 3 — средний плейстоцен, дациты, риолиты; 4 — верхний плейстоцен, озерные отложения; 5—6 — средний и верхний плейстоцен, игнимбриты, спекшиеся туфы; 7 — верхний плейстоцен, базальты; 8 — средний плейстоцен, дайки и моногенные лавовые вулканы базальтового состава; 9 — средний плейстоцен, базальты вулкана Кихпиныч; 10 — средний плейстоцен, базальты Горелого Плато; 11 — нижний, средний плейстоцен, покровы андезито-базальтов; 12 — плиоцен-нижний плейстоцен, туфогенно-лавовый комплекс базальтов и дацитов; 13 — геотермальные поля и поля измененных пород; 14 — разрывные нарушения: *а* — без видимых смещений, *б* — сбросы, сбросо-сдвиги, *в* — кольцевой сброс Узонской депрессии

ротермальной системы во многом аналогично Паужетской гидротермальной системе (Паужетский геотермальный район). Тепловое питание происходит в южной части вулкана Кихпиныч. Узонская гидротермальная система приурочена к структурной депрессии, образованной вулканом Узон, и имеет характер артезианского бассейна. Область теплового питания располагается в районе вулкана Узон и примыкающих к нему вулканических аппаратов (сопка Красная, маар оз. Дальнего, сопка Белая и высота 907,0 м).

Работами второй экспедиции были в основном охвачены две гидротермальные системы Семячикского геотермального района: система Большого Семячика, которую изучали В.В. Аверьев, Г.Е. Богоявленская и Е.А. Вакин (Аверьев и др., 1969), и Узон-Гейзерная (Вулканизм . . ., 1974). Была составлена схематическая геологическая карта вулканического массива Большого Семячика, выявлены тепловая разгрузка и химизм гидротерм. Более детальные работы велись на Узонской гидротермальной системе.

В результате этих работ была установлена единая кольцевая вулканотектоническая депрессия (структурная впадина) в районе Узонских термопроявлений и термопроявлений Долины Гейзеров. В связи с этим было высказано предположение, что в этом районе располагается единый Узонско-Гейзерный артезианский бассейн термальных вод. Следует отметить, что этот тезис, по мнению ряда специалистов, нуждался в подтверждении.

Последующими детальными геологическими и гидрогеологическими работами В.М. Сугробова и В.И. Белоусова в Долине Гейзеров были подтверждены данные первой экспедиции. Гейзерная гидротермальная система имеет геологическое строение типа артезианского склона, тесно связана с долгоживущим вулканическим центром Кихпиныч не только общей историей развития, но и гидравлически (рис. 10).

Паратунский геотермальный район расположен в южной части Камчатского полуострова, вблизи г. Петропавловска. Выделяется в отдельный район на основании общности геолого-структурных особенностей гидротермальных систем, входящих в этот район, и приуроченности его к складчато-глыбовой структуре Начикинского грабена. Геологические работы в этом районе проведены А.И. Сережниковым и В.М. Зиминым (1976), которые обобщили большой фактический материал, полученный как в результате личных исследований, так и большого круга геологов. В 1963—1966 гг. автор принимал участие в изучении геологической структуры Паратунского геотермального района. Представления А.И. Сережникова и В.М. Зимина о геологическом строении Паратунского геотермального района почти полностью совпадают с нашими представлениями (Белоусов, 1967а; Beloussov, 1967).

Паратунский геотермальный район относится, по нашей классификации, к районам, расположенным в структурно-фациальных зонах, сложенных преимущественно дислоцированными и вулканогенно-осадочными образованиями мезозойского и палеоген-неогенового возраста.

В соответствии со схемой Г.М. Власова и В.А. Ярмолюка (1964) Паратунский геотермальный район приурочен ко внутренней вулканичес-

кой дуге Камчатского полуострова, которая в настоящее время представляет собой сложно построенный южно-камчатский антиклинорий (см. рис. 3). Принципиальная схема геологического строения антиклинория представляется в виде сочетания ряда блоковых поднятий вулканогенно-осадочных и интрузивных пород с молодыми вулканическими зонами, включающими в себя реликты более древних блоков.

А.И. Сережников (Сережников, Зимин, 1976) выделяет ряд структур в районе развития гидротермальных систем, объединенных в Паратунский геотермальный район, и на сопредельных участках (рис. 11).

Метаморфическая зона Ганальского хребта сложена складчатой вулканогенно-осадочной толщей верхнего мела, прорванной экструзивными телами диорит-гранодиоритового состава.

Начикинская складчато-глыбовая зона представлена палеогеннеогеновыми эффузивными и эффузивно-обломочными породами, возникшими в условиях островной дуги при разрушении древних вулканических центров андезито-базальтового состава. Породы, как правило, смяты в пологие куполовидные складки, раздроблены разрывными нарушениями и прорваны субвулканическими интрузиями. Породы пропилитизированы или изменены до вторичных кварцитов.

Верхнекарымчинская вулканическая зона относится к образованиям с широким проявлением площадного кислого и субкислого вулканизма. Форма проявлений самая разнообразная — от даек до куполов и экструзивных массивов. А.И. Сережниковым выделяются два типа вулканизма в этой зоне: первый — средний миоцен и миоценовый, второй — верхнеплейстоцен-нижнеголоценовый. На последнем этапе происходило извержение лав базальтового состава с образованием шлаковых конусов.

Нижнекарымчинская вулканическая зона примыкает с юго-запада к Верхнекарымчинской зоне. Она выделена на основании широкого распространения базальтового вулканизма. На последних этапах формирования этой зоны в плейстоцен-голоценовое время произошли площадные извержения, которые привели к выравниванию расчлененного рельефа с образованием плато или лавовых вулканов исландского типа.

Толмачевская область ареального базальтового вулканизма расположена к югу от вышеописанных вулканических зон. Заполнена грубообломочными отложениями. Области сноса располагались на месте современных Верхне- и Нижнекарымчинских вулканических зон. Массовые излияния лавовых потоков базальтового состава из многих центров перекрыли грубообломочные осадки в короткий промежуток времени с верхнего плейстоцена до первой половины голоцена.

Паратунский геотермальный район объединяет гидротермальные системы долин рек Паратунки и Карымшины; Больше-банную, Мало-банную, Начикинскую и Карымчинскую.

Гидротермальные системы Паратунского геотермального района приурочены к поднятию, ядро которого расположено вдоль р. Быстрой (левый приток р. Паратунки). Ось поднятия ориентирована в меридиональном направлении. Его ядро сложено вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями палеоген-неогенового возраста. Гидротермальные системы располагаются на погружающихся крыльях поднятия,

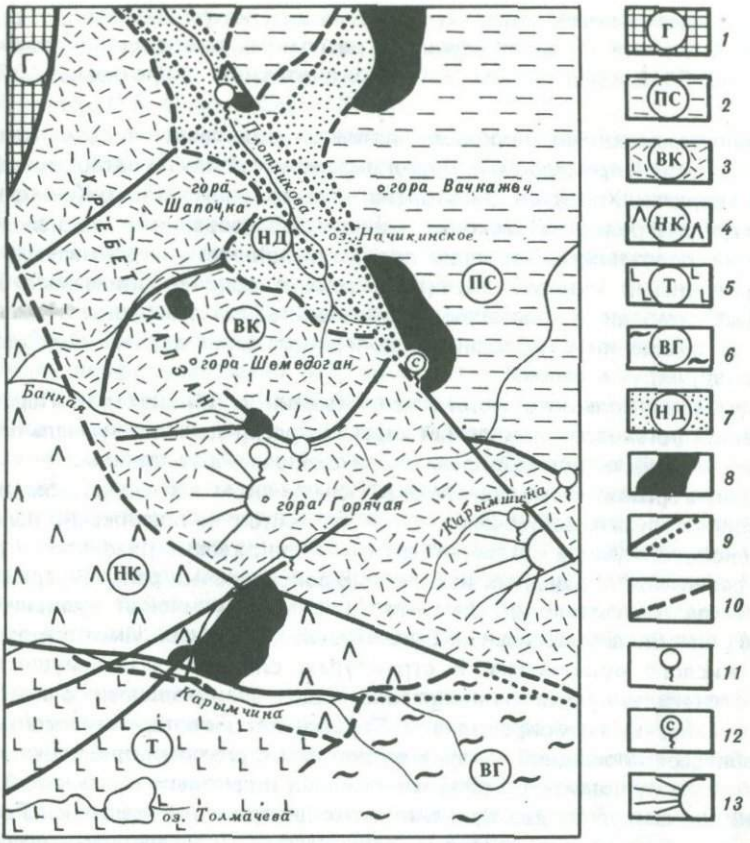


Рис.11. Геолого-тектоническая схема Паратунского геотермального района. Составили А.И. Сережников, Ю.А. Краевой, Ю.Ф. Манухин

1 — метаморфическая зона Ганальского хребта; 2 — Начикинская складчато-глыбовая зона; 3 — Верхнекарымчинская вулканическая зона; 4 — Нижнекарымчинская вулканическая зона; 5 — Толмачевская область ареального базальтового вулканизма; 6 — северная окраина вулкана Горелого; 7 — Начикинская депрессия; 8 — наиболее крупные интрузии; 9 — важнейшие разрывные нарушения; 10 — границы структурных зон; 11 — группы термальных источников; 12 — источники углекислых сульфатных вод; 13 — долгоживущие вулканические центры

которые осложнены разрывными нарушениями субмеридионального простирания, по которым произошло опускание блоков. В настоящее время эти участки являются долинами рек и заполнены рыхлыми плейстоцен-голоценовыми континентальными осадками. Крылья поднятия прорваны экструзиями риодацитового состава четвертичного возраста. Очаги разгрузки гидротермальных систем Паратунского геотермального района располагаются в долинах рек и тесно сопряжены с современной речной сетью. Термопроявления на молодых экструзиях или вблизи них отсутствуют за единичными исключениями. К долине р. Паратунки приуро-

чен сосредоточенный выход термальных вод на склоне сопки Горячей, который связан с экранирующим разломом, выводящим термальную воду с большой глубины из высоконапорной гидротермальной системы.

Водовмещающими породами является комплекс сильно трещиноватых и водонепроницаемых пород вилючинской свиты палеоген-неогенового возраста. Характер фильтрации – трещинно-жильный. Как правило, в очаге разгрузки происходит минералообразование в вышележащих рыхлых отложениях. Пористые породы заполняются кремнистыми гидратированными минералами, превращаясь в водонепроницаемые. Такой процесс приводит к постепенной изоляции места разгрузки термальных вод от смешения с холодными поверхностными водами подрусловых потоков рек.

Бурением большого количества скважин в долинах рек Паратунки и Банной установлен локальный характер распределения термальных вод и приуроченность их к молодым экструзивным образованиям.

Анализ развития вулканизма в Паратунском геотермальном районе позволяет сделать заключение, что этот участок на протяжении палеоген-неогенового периода и весь четвертичный этап характеризовался в основном развитием площадных излияний. В сопредельных районах, где имеются выходы мелового фундамента (нижнекарымчинская вулканическая зона), преобладает ареальный базальтовый вулканизм. Имеются проявления кислого вулканизма. В структурах, сложенных преимущественно палеоген-неогеновыми вулканогенно-осадочными толщами, с которыми тесно связаны термопроявления Паратунского геотермального района, преобладает площадной кислый вулканизм с редкими проявлениями базальтового вулканизма в виде моногенных шлаковых вулканов. А.И. Сережников выделяет два вулканических центра в районе сопки Горячей, около р. Банной и в районе р. Карымшины, которые характеризуются приуроченностью большого ряда последовательных извержений к ограниченному участку. Мы относим их к долгоживущим вулканическим центрам. Реконструкции этих вулканических центров и характер вулканизма в четвертичное время позволяют сделать предположение об устойчивости аномального теплового потока на этих участках в течение длительного периода времени (по-видимому, десятки миллионов лет, см. рис. 11). Извержение происходило из многих центров, которые группировались в единую линию, вытянутую вдоль современной Восточно-Камчатской вулканической зоны (см. рис. 2).

Мутновский геотермальный район выделен в отдельную геотермальную структурную единицу В.В. Аверьевым по материалам исследований Е.А. Вакина и И.Т. Кирсанова и др. (Вакин, 1968). Район расположен на восточном побережье Южной Камчатки в 70 км к югу от Петропавловска-Камчатского. Геолого-структурные позиции Мутновского геотермального района определяются его расположением на границе Южно-Камчатского антиклинория и Западно-Камчатской структурно-фациальной зоны (Власов, Ярмолюк, 1964), которая в этой части представлена грабен-синклиналями Южной Камчатки (Святловский, 1967; Эрлих, 1973).

Краткая геолого-структурная характеристика Мутновского геотермального района проведена нами по результатам работ Е.А. Вакина, И.Т. Кирсанова, Т.П. Кирсановой (1976), Е.Н. Гриб, В.Л. Леонова, Н.А. Храмова, И.В. Флоренского (1976).

В строении Мутновского геотермального района принимают участие два разновозрастных комплекса пород, разделенных крупным угловым несогласием (рис. 12): вилючинско-паратунский осадочно-вулканогенный комплекс (нижний — средний миоцен) и алнейский плиоцен-четвертичный существенно вулканогенный комплекс. Меньшее распространение имеют верхнечетвертичные и современные образования.

Вилючинско-паратунский осадочно-вулканогенный комплекс (N_1^{1-2}), развитый в бухте Жировой и Вилючинской, состоит из пяти пачек.

Нижняя, порфировая пачка (400 м) сложена лавами и туфами андезитов, реже базальтов. Присутствуют слоистые туфогенные конгломераты, песчаники и гравелиты. Выше по разрезу залегает песчаная пачка, которая прослеживается вдоль южного борта долины р. Жировой и по берегам одноименной бухты. Она представлена песчаниками, аргиллитами, алевропелитами, гравелитами с многочисленной фауной пелеципод; мощность ее 100 м. Средняя, вулканогенно-осадочная пачка (180 м) обнажается в цоколе северного борта долины р. Жировой и состоит из грубообломочных агломератовых туфов, туфобрекчий, лав андезитов, в меньшей степени из туфогенных песчаников, черных аргиллитов и окремненных пелитовых туфов.

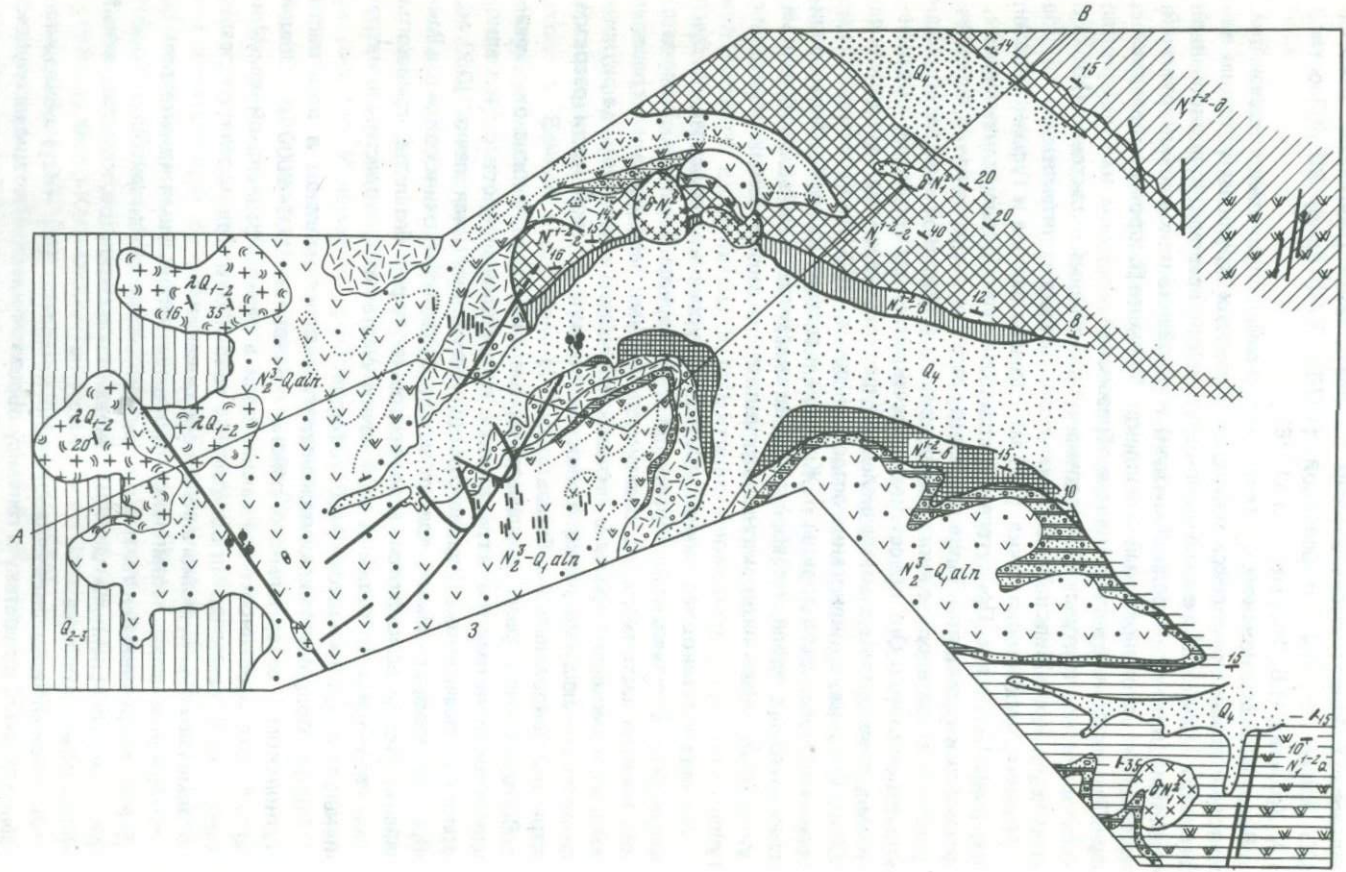
Песчано-аргиллитовая пачка (400 м) приурочена к водоразделу бухт Жировой и Вилючинской, обнажается на северном берегу р. Вилючинской. Нижняя часть разреза сложена туфогенными песчаниками и гравелитами, черными аргиллитами и песчаниками, образующими иногда ритмично переслаивающиеся пачки флишоидного типа. В этой части разрезов встречены пепловые туфы, базальты.

Верхнюю часть разреза слагают черные аргиллиты, иногда окремненные, с карбонатными конкрециями, с прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников. Верхняя осадочно-вулканогенная пачка (350 м) образует водораздельный хребет между бухтой Вилючинской и р. Вайвайчик. Здесь обнажаются агломератовые туфы, базальты, гравелиты и конгломераты. В строении этой пачки участвуют межпластовые интрузивные тела, дайки и штоки альбитофиров.

Общая мощность вилючинско-паратунского комплекса в этой части Мутновского геотермального района составляет 1800—2000 м. Общая характерная особенность его заключается в резкой фациальной изменчивости всех пачек по простиранию, особенно в тех частях разрезов, которые сложены вулканогенными образованиями.

Отложения этого комплекса прорваны небольшими (диаметром до 1,5 км) интрузивными телами и штоками диоритов и диоритовых порфиритов, многочисленными дайками андезитов и базальтов, комагматичных эффузивам комплекса.

Алнейский осадочно-вулканогенный комплекс ($N_2^3 - Q_1$) объединяет разнообразные по составу и генезису образования, залегающие на глубоко эродированном складчатом основании вилючинско-паратунского ком-


B
A
Q_4
$N_2^{1-2}-Q$
δN_2^1
N_2^{1-2}
$N_2^3-Q_1aln$
λQ_{1-2}
Q_{2-3}
3
14
15
20
40
16
12
8
35
10

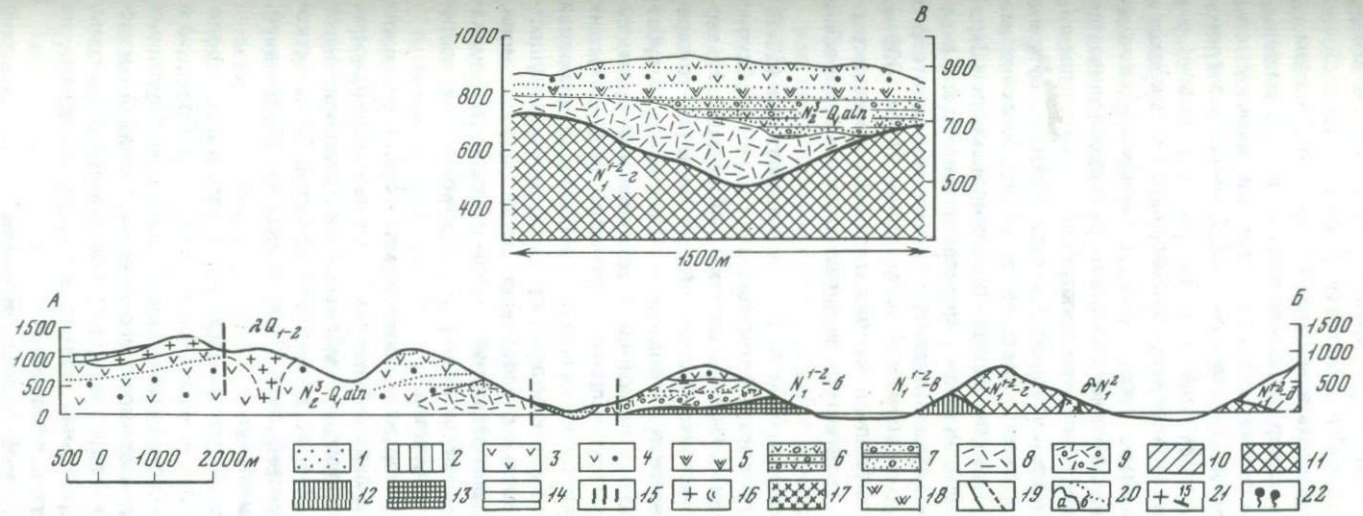


Рис. 12. Геологическая карта бассейна р. Жировой. Составили В.Л. Леонов, Е.Н. Гриб, Н.А. Храмов, И.В. Флоренский

1 — аллювиальные отложения современных речных долин; 2 — платоигнимбриты вулкана Горелого (Q_{2-3}), алнейский осадочно-вулканогенный комплекс ($N_2^3 - Q_1$); 3 — оливиновые андезито-базальты; плагиоандезиты; 4 — крупноглыбовые туфоконгломераты, лавобрекчии, лавы; 5 — двупироксеновые андезито-базальты; 6 — несортированные конгломераты, туфы, туфобрекчии смешанного состава; 7 — сложные крупновалунные конгломераты; 8 — роговообманковые спекшиеся туфы и игнимбриты (пачка Б); 9 — кварц-биотитовые кристаллокластические туфы (пачка А), Вилючинско-Паратунский вулканогенно-осадочный комплекс (N_2^{1-2} *а—д*); 10 — верхняя вулканогенно-осадочная пачка (N_1^{1-2} *д*); 11 — песчано-аргиллитовая пачка (N_1^{1-2} *г*); 12 — средняя вулканогенно-осадочная пачка (N^{1-2}_1 *в*); 13 — песчаная пачка (N_1^{1-2} *б*); 14 — нижняя порфиритовая пачка (N_1^{1-2} *а*); 15 — дайки базальтов, андезито-базальтов ($\alpha\beta Q_1$); 16 — экструзивные купола и потоки липаритов, дацитов, Q_{1-2}; 17 — диориты, диоритовые порфириты (δN_1^2); 18 — зоны гидротермально измененных пород; 19 — разрывные нарушения; 20 — границы; *а* — стратиграфических подразделений, *б* — фациальных разновидностей пород; 21 — элементы залегания; 22 — термальные источники; А—Б — реконструкция естественного разреза по левому борту р. Жировой

плекса. Делится он на две части: нижнюю-дацито-липаритовую толщу (500 м) и верхнюю — глинисто-конгломератовую, лавово-пирокластическую (более 1000 м). Первая развита в центральной части описываемого района и протягивается с юга на север, выполняя впадину в древнем рельефе вилючинско-паратунского комплекса. В ее составе принимают участие широко распространенные породы кислого состава. Глинисто-конгломератовая толща приурочена к прибрежной части долины р. Жировой; она залегает на размытой поверхности вилючинско-паратунского комплекса и представлена песчаником, глинами, суглинками, валунными конгломератами и песками. Лавово-пирокластическая часть разреза прослеживается в центральной и западной частях района, распространяясь в юго-западном направлении в сторону верховий р. Мутновской и слагает разрезы вулкана Жировского. Нижняя часть разреза, представленная грубослоистыми агломератовыми туфами, в промежутке между Нижнежировскими и Верхнежировскими термальными источниками рассекается зоной даек андезитового, андезито-базальтового, реже андезито-дацитового и дацитового состава. Мощность лавово-пирокластической части толщи более 1000 м. К этой толще относятся экструзивные купола кислого состава в верховьях р. Жировой, которые частично перекрываются игнимбритовыми потоками вулкана Горелого.

Подводя итоги вышеописанному, Н.А. Храмов и его соавторы (1976) полагают, что вулканизм в Мутновском геотермальном районе интенсивно проявлялся на всем протяжении его неоген-четвертичной истории. На первом этапе, соответствующем времени формирования вилючинско-паратунского комплекса, вулканическая деятельность проявлялась в субаэральных условиях, в обстановке островной вулканической дуги, существовавшей в неогеновой геосинклинали Камчатки и Курильских островов. Алнейский осадочно-вулканогенный комплекс фиксировал следующий этап вулканической деятельности, протекавшей преимущественно в наземных условиях, хотя и в непосредственной близости моря. Судя по характеру залегания, распределению фаций и мощностей вулканогенных образований, центры извержения располагались в зоне современной постройки Мутновского вулкана.

По составу вулканические продукты обоих комплексов в основном объеме отвечают андезитам и андезито-базальтам. Кислые разновидности, представленные спекшимися туфами, игнимбритами, экструзиями, имеют подчиненное распространение. Все эти типы пород относятся к известково-щелочной, высокоглиноземистой серии вулканических образований, типичной для формации островных дуг.

Последний этап вулканической деятельности выразился в формировании крупных современных построек вулканов Мутновского, Горелого и Вилючинского, пемзовых и игнимбритовых покровов и экструзивных куполов. С развитием структуры Мутновского вулкана, который согласно нашим описаниям относится к долгоживущим вулканическим центрам, связана современная гидротермальная деятельность, происходящая на постройке вулкана и в сопредельных участках.

В связи с этим автор считает необходимым привести краткое описание структуры самого вулкана Мутновского и геолого-структурных позиций

термопроявлений, составленное по данным Е.А. Вакина, Н.Т. Кирсанова, Т.П. Кирсановой (1976).

Вулкан Мутновский в отличие от соседних вулканов Горелого, Жировского и Вилючинского имеет сложное строение, которое обусловлено в основном большим количеством центров извержений лав и пирокластики различного состава. Здесь наблюдается миграция центрального кратера, много центров побочных извержений в виде шлаковых конусов, кислых экструзий и трещинных извержений игнимбритов. Многоактные центры группируются в зоне субмеридионального простирания, которая определена первыми ее исследователями как северо-мутновская вулкано-тектоническая зона. Она прослеживается от главной вершины вулкана Мутновского по его северному склону и уходит за пределы вулканической постройки в долину р. Жировой. С этой зоной и связывается современная гидротермальная активность Мутновского геотермального района.

Е.А. Вакин предложил оригинальную схему развития гидротермальной деятельности в этом районе, где основным подводящим каналом эндогенного тепла является северо-мутновская вулкано-тектоническая зона, предположительно связанная с глубинным долгоживущим разломом. По нашему мнению, нет необходимости противопоставлять северо-мутновской вулкано-тектонической структуре вулкан Мутновский, который является составной частью вулкано-тектонической зоны (рис. 13).

Геотермальные районы вулканической зоны Таупо в Новой Зеландии. Многие исследователи, изучавшие геологическую структуру вулканической зоны Таупо, подчеркивали, что это структура опускания. Первые исследователи определяли ее как вулкано-тектоническую депрессию. Позднее ее относили к структурным опусканиям по разломам нормального типа, происшедшим в результате вулканической деятельности.

Вулканическая зона Таупо протягивается с юго-запада на северо-восток и ограничена региональными разломами, которые четко выделяются в рельефе. Длина ее около 300 км. По этим разломам происходило извержение самых молодых игнимбритов, расположенных в северо-восточной части Роторуа (рис. 14). Зона опускания имеет неодинаковую ширину — на концах 16 км, а в центральной части — до 40 км. В ее центральной части расположены вулканические центры Окатаина, Мароа и Таупо. С юго-востока эти районы граничат с большим блоком пород фундамента, который перекрыт тонким плащом игнимбритов, образующих плато Кайнгароа. В центральной части зоны Таупо широко развит риолитовый вулканизм, а в ее суженных частях располагаются андезитовые вулканы. С вулканическими центрами средней части зоны Таупо связаны гидротермальные системы.

Предполагается, что молодые риолитовые экструзии вулканического центра Мароа являются результатом внедрения кислых расплавов по кольцевой структуре. Эта структура трактуется как кальдера опускания, граница которой трассируется на западе и юго-западе экструзиями, которые образуют кольцевой хребет, названный Мокайским кольцевым комплексом. Северная часть комплекса экструзивов частично разбита разломами в результате кальдерного опускания, на западе комплекс

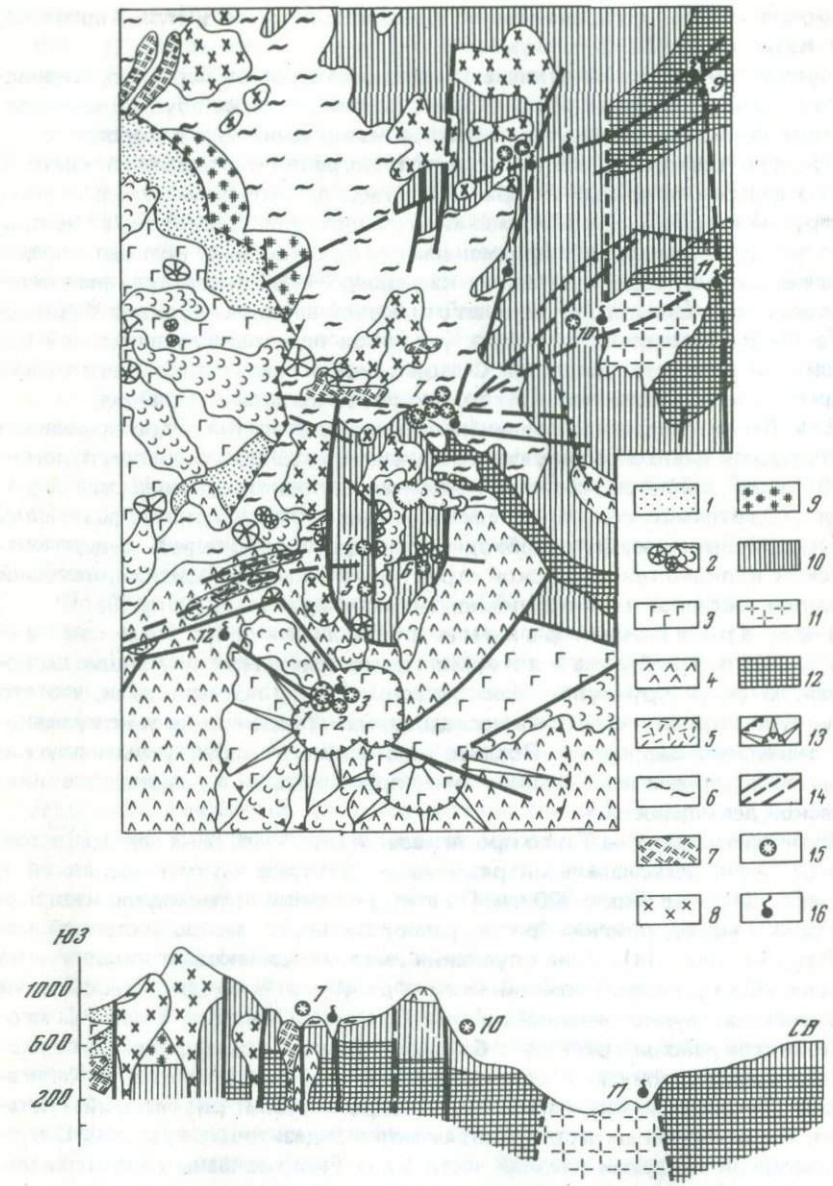


Рис.13. Схема геологического строения Северо-Мутновского геотермального района. Составили И.Т. Кирсанов, Е.А. Вакин

1 — аллювиально-пролювиальные отложения (Q_4); 2 — шлаковые конусы и потоки базальтов (Q_4); 3 — туфы и лавы преимущественно андезитового и андезитового и андезито-базальтового состава (Q_{3-4}); 4 — туфы и лавы преимущественно андезитового и андезито-базальтового состава (Q_3); 5 — пемзы (Q_{3-4}); 4 — игнимбриты и спекшиеся туфы андезито-дацитового состава (Q_{2-3}); 7 — экструзии липаритов (Q_{3-4}); 8 — экструзии и лавы дацитового и липаритового состава (Q_{2-3}); 9 — ан-

представлен риолитовыми дайками, которые предположительно развиты на конусе древнего стратовулкана.

Кальдера Роторуа образована поздними опусканиями в вулканическом центре Окатаина.

Формирование вулканической зоны Таупо в результате резких дифференцированных движений с образованием грабенов и кальдер указывает, по мнению новозеландских исследователей, на продолжение коровых процессов. А. Стейнер и Р. Кларк (Healy, 1965) на основании петрохимических исследований пришли к выводу о существовании двух родоначальных магм — базальтовой и риолитовой. Последние образовались в результате плавления с образованием тонгарирских лав промежуточного состава путем их смешения или контаминации.

Большие количества кислых пород указывают на большие объемы плавлений в сиалическом слое земной коры. А. Стейнер и Р. Кларк полагают, что базальтовая магма находится в зоне контакта с вышележащим сиалическим материалом и привносится в него плавлением. Конвекция расплава происходит в том случае, если вязкость его в результате плавления под действием аномального теплового потока уменьшается в достаточной степени. Предполагается, что такой процесс обеспечил бы как перенос больших количеств тепла, так и создал бы условия для физического перемешивания двух родоначальных магм с образованием полного спектра химических составов смешанных лав от базальтов до риолитов. Возможно, конвекция обеспечивалась серией силлов.

Следовательно, там, где возможен этот процесс, андезиты могли бы формироваться на более глубоких уровнях, чем риолиты.

Андезитовые вулканы Тонгарирского вулканического центра, расположенного в южной части вулканической зоны Таупо, по представлениям Д. Грегга (Healy, 1965), располагаются на глубинных разломах, что подтверждается данными о большой мощности земной коры и отсутствием резких контрастных тектонических движений. Подтверждением этому служит извержение наиболее основного материала вулканом Руапеху, который находится в юго-западной части зоны Таупо, чем доказывается более глубокое заложение зоны плавления в этом направлении.

В своей сводной работе Д. Хили при описании структур, связанных с проявлениями кислого вулканизма в вулканической зоне Таупо, делает ссылку на работы, проведенные В.Н. Маклеодом, Р. Джакобсоном и Р. Блэком (Healy, 1965), которые изучили около 40 кольцевых комплексов в Северной Нигерии (Африка). В качестве главного аргумента в необходимости таких корреляций следует указать возможность иссле-

---

дезито-дациты древнего массива вулкана Горелого (Q_{1-2}); 10 — базальты, андезито-базальты и туфы алнейской серии ($N_2 - Q_1$); 11 — интрузия диоритов (N_1); 12 — вулканогенно-осадочные отложения и эффузивы березовской, вилючинской и паратунской свит ($Pg_3 - N_1$); 13 — вулкано-технические нарушения, уступы кратеров и кальдер; 14 — разрывные нарушения; 15 — термальные поля; 16 — горячие источники (1 — активная воронка вулкана Мутновского, 2 — донное фумарольное поле, 3 — *Верхнее фумарольное поле*, 4, 5, 6 — Северо-Мутновские источники, 7, 8, 9 — Жировские источники, 10 — термальное поле Жировского вулкана; 11 — Войновские источники)

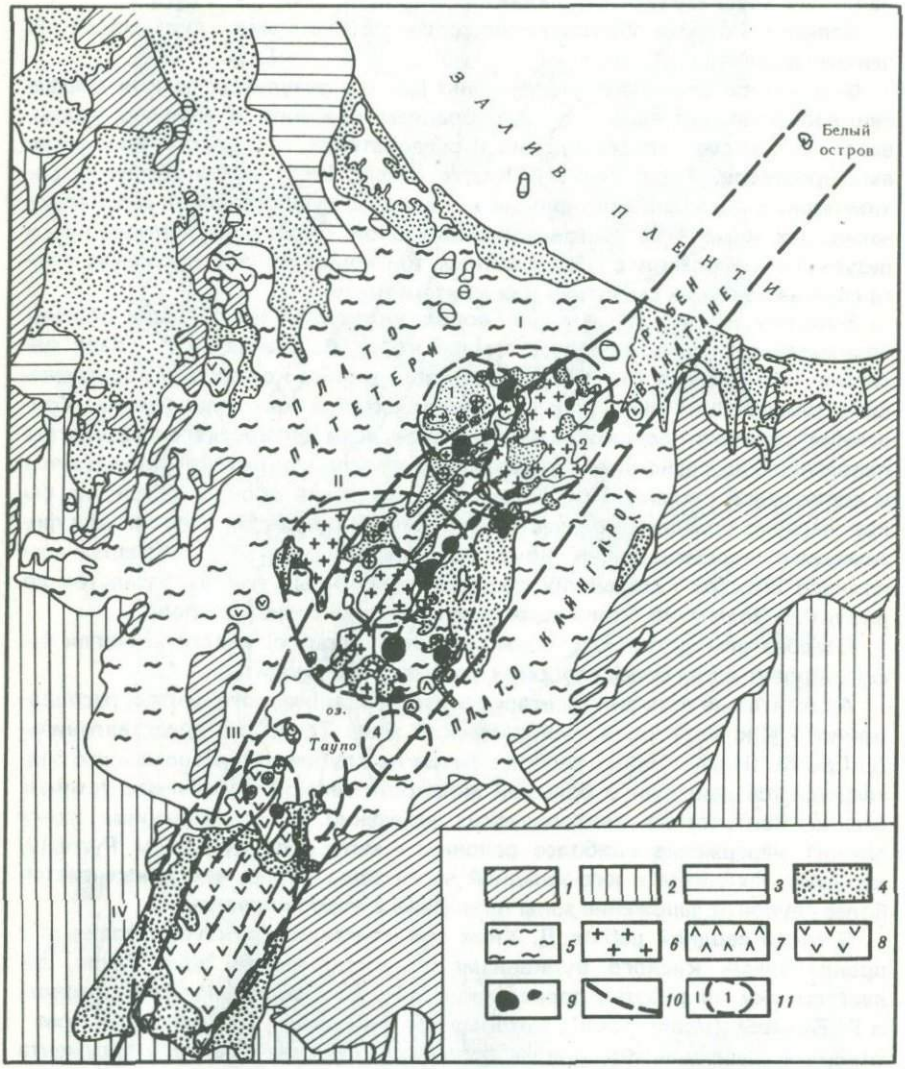


Рис. 14. Геологическая карта Центрального вулканического района Северного острова Новой Зеландии

1 — недифференцированные граувакки; 2 — третичные морские осадочные породы; 3 — плиоцен, нижний плейстоцен, андезиты и дациты; 4 — третичные и четвертичные континентальные и прибрежные отложения; 5 — плейстоцен—голоцен, спекшиеся туфы, игнимбриты, пемзы; 6 — плейстоцен—голоцен, риолиты; 7 — плейстоцен—голоцен, дациты; 8 — плейстоцен—голоцен, базальты и андезиты современных вулканов; 9 — геотермальные поля; 10 — глубинные разломы; 11 — вулканические центры

дований глубоких частей таких структур в эрозионных врезах древних формаций, где можно наблюдать не только корни кольцевых структур, но где есть возможность видеть в разрезах последовательность этапов их развития на достаточно длительном отрезке времени.

Эти авторы отмечают, что в развитии кольцевых комплексов наблюдаются два периода вулканизма, сопровождаемые интрузивной активностью. В ранний период происходят извержения риолитовых лав и туфов различного характера по кольцевым разломам. Последующий этап характеризуется большими ареальными извержениями с образованием лавовых плато. Этот этап сопровождается кальдерными опусканиями вдоль кольцевых разломов. Лавы, расположенные внутри кальдер, сохраняются длительное время в виде эрозионного фрагмента и, как предполагают авторы, игнимбриты в результате эрозии удаляются из окружающих районов. Стратовулканы и кольцевые дайки редко участвуют в структуре кольцевых компонентов. Блоки внутри кольцевых структур наклонены в различные стороны. Многие кольцевые дайки расширены и на небольшой глубине встречены гранитные инъекции. Они расположены между опущенными блоками и вышележащими вулканическими образованиями и связанными с ними осадками, бо́льшая часть которых представлена озерными отложениями. Основные и средние вулканические породы присутствуют в небольшом объеме, их внедрение и извержение предшествуют внедрению гранитов. Джакобсон, Маклеод и Блэк подчеркивают тесную связь и последовательность вулканизма и субповерхностных гранитных внедрений и большое разнообразие структур и тектонических процессов, связанных с внедрением гранитов кальдерных опусканий. Некоторые кольцевые структуры имеют полигональную форму, обусловленную строением внутреннего ядра. Все кольцевые структуры образуют широкое поле, в которм более молодые породы рассекают более древние. Площадь их колеблется от 2,5 до 900 км^2.

Исследования кольцевых структур в других районах мира, по мнению Д. Хили, дополняют общую картину лишь деталями.

В отношении вулканической зоны Таупо он считает, что ее особенности определяются развитием кольцевых структур и кальдерных опусканий. Все эти структуры приурочены к структурному трогу. В отличие от ранее описанных структур Нигерии глубинное строение вулканической зоны Таупо, завуалированное молодыми, еще не эродированными образованиями, расшифровывается косвенными методами. Сопоставляя поверхностные проявления вулканизма и глубинную структуру зоны Таупо, ряд новозеландских исследователей приходят к выводу о формировании кислых пород вследствие плавления сиалической части земной коры.

Геологическое строение геотермальных районов Тосканы (Италия). Геологическое строение геотермальных районов Тосканы и Монте Амиата в Италии известны широкому кругу исследователей, занимающихся изучением геотермальных полей. По нашей классификации, этот район относится ко второй группе; краткое описание геологических структур дано по публикациям Дж. Маринелли (Marinelli, 1969).

Геотермальные районы Тосканы изучались с начала XX в. На первых этапах исследований изучение термопроявлений этого района было связано с попыткой промышленного извлечения борной кислоты, а затем с целью извлечения геотермального пара для электростанций. В связи с этим получен большой фактический материал, который был обобщен только в последние годы. К настоящему времени получены данные о геологическом строении района Карбали, расположенного на юге геотермального района Лардерелло (Тоскана), где имеются обнажения разрезов, слагающих этот район.

Р. Мацканти и А. Лаццоровито (Marinelli, 1969) в последние годы проделали большую работу по изучению разрезов 300 скважин, пробуренных в Лардерелло, что дало возможность установить происхождение современной структуры геотермального района, которая, по мнению Дж. Маринелли, самым тесным образом влияет на формирование геотермальных полей.

В западной части провинции Тоскана обнажаются малые гранитные штоки миоценового и верхнеплиоценового возраста, по мнению большинства исследователей, еще не полностью остывшие. Их корневые части располагаются под геотермальными полями Лардерелло. В качестве признака магматического происхождения этих штоков указывается на присутствие борной кислоты в термах этого района.

Д. Гогуэл (Marinelli, 1969), признавая гипотезу теплового питания гидротермальных систем Лардерелло, предполагал, что бóльшая часть терм представлена водами поверхностного происхождения. Позднее Дж. Маринелли (Marinelli, 1963) интерпретировал геологическую структуру района в свете гипотезы Д. Гогуэла.

Известно, что куполоподобные интрузии могут создавать большие опускания в верхней части перекрывающих их образований. Эти явления хорошо изучены для соляных куполов и рассмотрены рядом исследователей в применении к гранитным штокам. Эти опускания типичны в районах тектонических поднятий и часто оконтуриваются кольцевыми разломами. Такие структуры образуются вследствие влияния движущихся пластических масс на осадочные породы, обладающие дифференцированными упругими свойствами.

Геотермальный район Лардерелло, как и Монте Амиата, по мнению Дж. Маринелли, является типичным примером грабена над глубоко залегающим гранитным штоком. Маршезини (Marinelli, 1969), изучая геологическую структуру Лардерелло с помощью материалов аэрофотосъемки, пришел к этому же выводу. Более полные данные получены в результате геологических исследований.

На рис. 15 представлены геологические разрезы поверхностных и глубинных частей района Лардерелло. На разрезе легко установить возраст начала внедрения интрузивного тела и последующего вершинного обрушения. Начало подъема района Лардерелло определяется концом миоцена. Высокая отрицательная гравитационная аномалия этой зоны позволяет предполагать, что этот процесс еще не завершен.

Дж. Маринелли считает, что интерпретация геологической структуры имеет большое значение в изучении геотермальных процессов. Поднятая

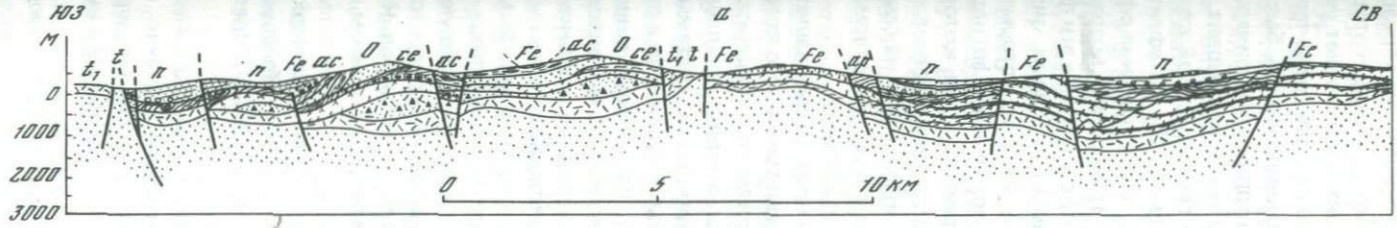
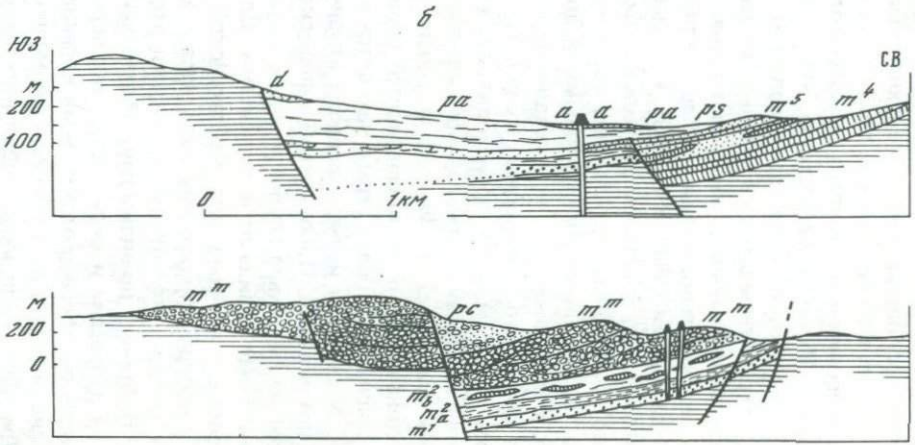


Рис. 15. Геологический разрез через геотермальный район Лардерелло (а). Составлен Е. Джианнини и А. Лазаротто

t, t_1 — породы фундамента и ангидритовая серия; ce, O — Тоскана, терригенные осадки мезозойского и третичного возраста; ac, Fe, ap — флишевая толща; n — неогеновые трансгрессивные терригенные осадки

Геологические разрезы верхней трансгрессивной толщи терригенных осадков нижнего плиоцена (б). Составлены А. Лазаротто и Р. Мазанти

d, a — фундамент неогеновых трансгрессивных формаций; m^1; m^2_a, $m^2_в$ — озерные отложения верхнего миоцена; m^4, m^5 — Массинианская ангидритовая формация, озерные отложения и отложения лагуны; pc, pa, pS — морские конгломераты (pc), известняки (pS) и сланцы с фауной (pa) (нижний плиоцен)



часть, окружающая грабен, где отсутствует водопроницаемый горизонт, является проницаемой для поверхностных вод, бóльшая часть которых инфильтруется в структурную впадину. Внедрение интрузии создает условия для проникновения вверх больших количеств тепла с флюидом-теплоносителем. Можно предположить, что первичная трещиноватость быстро может исчезнуть в результате заполнения трещин вторичными минералами, если гранитные штоки в результате новых подвижек ее не обновят.

Несколько по-иному объясняют происхождение геологической структуры геотермального района Лардерелло Р. Каталди, Дж. Стефани и М. Тонджиорджи (Marinelli, 1969), которые считают, что обрушения сформировались под действием диапировых формаций триасового возраста. Однако эта гипотеза недостаточно обоснована, так как в Тоскане эти формации представлены ангидритовыми и доломитовыми породами, значительно более тяжелыми, чем осадочные породы, т.е. такими, которые не могут образовать диапировый купол. Тем более перемещение ангидрит-гипсовых масс не может происходить при высоких температурах, которые имеются в недрах геотермального района Лардерелло, вследствие гидратации этих пород. Г. Факка и Ф. Тонани (Facca, Tonani, 1961) на основе термодинамических закономерностей показали, что в недрах геотермального района Лардерелло термы находятся в жидком состоянии.

Дж. Маринелли изучал процессы вторичного минералообразования по разрезам скважин. Породы карбон-пермского и средне-триасового возраста, слагающие самые глубокие части разреза, представлены кварцитами, песчанистыми сланцами и филлитами. Для них характерны комплексы минералов, типичные для Вайракейской гидротермальной системы, в недрах которой гидротермы находятся в жикой фазе. В кварцитах и сланцевых породах кальциевые минералы отсутствуют. Кальциевые минералы в трещинах, по-видимому, образовались из растворов, мигрировавших из депрессии и циркулирующих вследствие свободной конвекции; эти растворы обогащаются солями кальция при прохождении через вышележащие ангидрит-доломитовые формации. Только таким путем, по мнению Дж. Маринелли, можно объяснить жилки ангидрита в кварцитах.

Термальные воды геотермального района Лардерелло циркулируют в породах верхнего триаса. Последние представлены мощной ангидритовой серией, в которой присутствуют прослои доломитов и известняков. Часть этой толщи переработана в брекчию, сцементированную кальцитом, что указывает на сильное гидротермальное растворение.

Все автохтонные и аллохтонные формации, которые слагают верхний водонепроницаемый слой геотермального района Лардерелло, объединены во флишевую толщу, представленную сланцами и песчаниками с кремнеземом, мергелистыми известняками и офиолитами.

Благодаря слабой проницаемости они, как правило, не подвергаются гидротермальному метаморфизму. Только серпентиниты частично превращаются в тальк, пирофиллит, брукит и хлорит. Отмечен ряд вторичных минералов (вайракит) во флишевых отложениях лишь на границе в нижележащей продуктивной толще.

Выше по разрезу в геотермальном районе Лардерелло залегают миоцен-плиоценовые обломочные фации пород, которые хорошо представлены

в обнажениях. Эти породы под действием поверхностной гидротермальной деятельности изменены на глубину до нескольких десятков метров.

Дж. Маринелли считает, что гидротермы в недрах района Лардерелло находятся в жидкой фазе. Однако он предполагает существование паровых ловушек под водонепроницаемым слоем, которые в период эксплуатации геотермальными скважинами увеличиваются в объеме или могут образоваться вновь.

Геотермальный район Солтон Си (Юго-Восточная Калифорния, США) не может быть отнесен ни к одной из выделенных нами групп геотермальных районов. В связи с этим нам представляется полезным привести некоторые данные об одном из наиболее исследованных и тем не менее загадочных геотермальных районов мира. Описание составлено по работам Л. Маффлера и Дж. Уайта (Muffler, White, 1969). Район находится в юго-восточной части Калифорнии (Империал Велли) около оз. Солтон Си. Он приурочен к осевой части трога Солтон, который является северным продолжением структурного трога, занятого Калифорнийским заливом (рис. 16). Трог Солтон заполнен осадочными породами, главным образом илом и тонкозернистым песком, представляющими собой отложения долины р. Колорадо, и грубообломочными породами в краевых частях трога. Залегание отложений этой структуры усложняется Сан-Андреасской системой разломов, протягивающихся в северо-западном направлении. Наиболее древние отложения трога условно датируются миоцен-плиоценовым временем.

По данным сейсмических исследований максимальная мощность этих отложений в осевой части трога составляет более 6000 м. Калифорнийский залив находится на пересечении Восточного Тихоокеанского поднятия и Северо-Американского континента. Аномальный тепловой поток Восточно-Тихоокеанского поднятия в этом районе распространяется на континент. Тепловой поток, замеренный в центральной и южной частях Калифорнийского залива, в среднем составляет 3,3 мкал/см^2/сек, более чем вдвое превышая среднеокеанический тепловой поток. Распространяется ли этот тепловой поток на сушу в северном направлении, пока не ясно, но совершенно определенно, что он направлен вдоль трога Солтон. Здесь выделяются два района, где значения теплового потока выше нормальных в 4—10 раз. Эти районы расположены в зоне развития позднекайнозойских осадков дельты р. Колорадо и регистрируются на поверхности широким развитием четвертичного вулканизма и современной гидротермальной деятельности. Одним из таких районов является Серро Прието в Мексике, где риодацитовый вулкан располагается на аллювии дельты р. Колорадо. На восток и юг от него распространяются горячие источники и грязевые котлы. Второй район — это Солтон Си, где тепловой поток равен 7 мкал/см^2/сек. Аномальный тепловой поток подтверждается наличием риолитовых экструзий четвертичного возраста, горячими источниками и выходами углекислого газа (см. рис. 16). Риолитовые экструзии представлены пятью куполами, возраст одного из них 16 000 лет. На экструзиях имеются парогазовые струи. Поверхностные термопроявления в геотермальном районе Солтон Си слабые и общий дебит источников

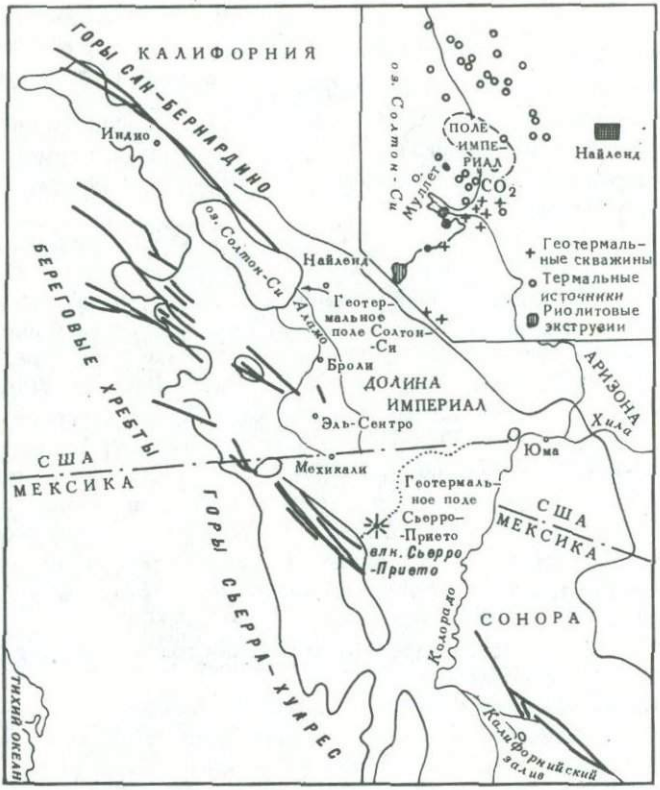


Рис. 16. Схема расположения геотермального района Солтон Си, США (Muffler, White, 1969)

составляет около 1,25 л/сек. Основная часть поверхностной разгрузки термальных вод происходит в 1,5 км к юго-востоку от о. Муллет. Этот участок находится на дне оз. Солтон Си. Термопроявления группируются вдоль двух направлений северо-западного простирания, по-видимому связанных с глубокими разломами, которые дренируют глубинные гидротермы к поверхности.

Газовые поля, где добывался углекислый газ в 1934—1954 гг., в настоящее время не эксплуатируются. Здесь было пробурено 54 скважины глубиной 150—200 м.

Осадочные толщи структурного трога Солтон по химическому и минералогическому составу сходны с позднекайнозойскими отложениями региона. Осадки представлены обломками кварца, кальцита, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, доломита, монтмориллонита, иллита, каолинита и акцессорных минералов. Этот комплекс минеральных обломков указывает на их происхождение, а анализы приводят к выводу, что основная масса осадочных пород трога Солтон образуется при разрушении пород района верхней части бассейна р. Колорадо.

Разрез скв. № 1 Вильсон подтверждает эти выводы. Скважина расположена вблизи осевой части трога Солтон и вскрывает разрез на глубину 4300 м. Верхняя часть разреза (900 м) интерпретируется как отложения дельты р. Колорадо. От глубины 900 до 3000 м отложения близки по характеру к отложениям дельты, но имеют некоторые особенности. Разрез пород, залегающих глубже 3000 м, аналогичен разрезам, вскрытым скважинами в геотермальном районе Солтон Си на глубинах более 600 м.

По данным Л. Маффлера и Дж. Уайта (Muffler, White, 1969), характер гидротермальных изменений пород, вскрытых скважинами № 1 Вильсон и в геотермальном районе Солто-Си, хорошо коррелируется как по температурам, так и по минералогическому составу.

Сравнительный анализ геологического строения *некоторых геотермальных районов*

В первом разделе главы — о геологических позициях геотермальных районов—была предварительная классификация по возрастному принципу геотермальных районов, расположенных в молодых структурно-фациальных зонах вулканических областей и сложенных преимущественно вулканогенно-осадочными образованиями плиоцен-четвертичного возраста, и геотермальных районов, локализованных в структурно-фациальных зонах, сложенных преимущественно дислоцированными осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями мезозойского и палеоген-неогенового возраста.

Из описанных районов к первой группе относятся: Паужетский, Семячикский, геотермальные районы вулканической зоны Таупо (Новая Зеландия). Во вторую группу относим геотермальные районы: Паратунский, Мутновской, Лардерелло.

Среди прочих широко известных геотермальных районов, по нашему мнению, к этой же группе относятся Большие Гейзеры Калифорнии (США). Геотермальный район Солтон Си (Калифорния), несмотря на достаточную изученность, трудно отнести к какой-либо из выделенных нами групп. Характер водовмещающих и водоупорных горизонтов позволяет отнести его к геотермальным районам первой группы, но отсутствие долгоживущих вулканических центров, аналогичных развитым в Паужетском, Семячикском районах, и связь их с редкими экструзиями риодацитов вынуждают проводить аналогию с Паратунским геотермальным районом или геотермальным районом Тосканы (Италия).

Сравнительный анализ геологического строения геотермальных районов позволяет сделать вывод, что формирование гидротерм, их температурный режим и солевой состав зависят от двух причин — от коллекторских свойств водовмещающих комплексов и водоупорных горизонтов и от условий теплового питания в корневых частях гидротермальных систем.

В вулканических областях диагенез осадков, воздействие на них гидротермальных растворов, вызывающих метаморфизм, и тектоническая активность в короткие промежутки времени изменяют коллекторские свойства толщ. В связи с этим фактор времени играет исключительную

роль в развитии гидротермальных процессов. Кроме того, вулканический процесс как источник тепла для гидротерм проявляется во времени неравномерно; форма его проявления изменяется от трещинного вулканизма и кислого ареального вулканизма центрального типа, сопровождающегося извержением дифференцированного глубинного вещества.

Таким образом, разделение геотермальных районов на группы по возрастному принципу нам представляется целесообразным и такая классификация имеет генетический смысл.

Общей особенностью описываемых геотермальных районов является их связь с вулканизмом. Гидротермальные системы этих районов тесно ассоциированы с кислым вулканизмом, дающим самые разнообразные продукты от эффузивов до переотложенной пирокластики. На эту связь указывали многие исследователи районов современной гидротермальной деятельности (Allen, Day, 1935; Healy, 1964; Аверьев, 1966; и др.). Однако в последние годы проводится более глубокое изучение взаимосвязи гидротермальной деятельности и вулканизма. Ряд исследователей, используя количественные данные о теплопотерях некоторых гидротермальных систем и магматических расплавов, извержение которых происходило сингенетично, рассчитал, что мощности этих процессов примерно одинаковы. Кислый вулканизм, имея вполне определенную глубинную связь с современными гидротермальными системами, тем не менее не может обеспечить тепловой энергией их продолжительную деятельность. Оба эти процесса должны получать тепловую энергию от какого-то единого, более мощного источника (Banwell, 1963; Аверьев, 1966). Таким процессом является андезито-базальтовый вулканизм, который в геотермальных районах проявляется в деятельности долгоживущих вулканических центров.

Прямая связь гидротермальной деятельности с долгоживущими вулканическими центрами существует в ряде геотермальных районов: Паужетском, Семячикском и Мутновском. Скрытая связь устанавливается для Паратунского геотермального района и для геотермальных районов вулканической зоны Таупо (Новая Зеландия). Геотермальные районы Солтон Си (США) и Лардерелло (Италия) не имеют такой связи, хотя проявления современного или молодого вулканизма установлены или предполагаются по геологическому строению пограничных районов.

Широкое проявление андезито-базальтового вулканизма в ряде геотермальных районов Камчатки в течение длительного периода их геологической истории свидетельствует о значительной тепловой мощности этих районов. Это подтверждает наличие долгоживущего источника тепла в глубоких недрах таких геотермальных районов, способного в их пределах создавать и обеспечивать длительную деятельность крупных гидротермальных систем. Характерной особенностью долгоживущих вулканических центров, с которыми связана деятельность современных гидротермальных систем, является миграция каналов, по которым извергаются магматические расплавы. Некоторые из них одноактные, т.е. извержение по ним происходило один раз; другие каналы существовали более длительное время. В последнем случае образовывались вулканические аппараты сложного строения, во многом похожие на вулканы центрального типа. Каналы

Рис. 17. Вулкан Камбальный и южное окончание Камбального хребта. Фото А.Л. Самойленко

располагались чаще всего вблизи друг от друга, хотя и не объединялись в едином жерле. В этом случае долгоживущие вулканические центры имели вид коротких горных хребтов, аналогичных Камбальному хребту в Паужетском геотермальном районе (рис. 17).

В Паратунском геотермальном районе в плейстоцен-голоценовое время вулканизм проявлялся в виде кислых экструзий и моногенных вулканов, изливавших базальтовые лавы. Они равномерно распределялись по площади, являясь частью зоны ареального вулканизма Южной Камчатки (см. рис. 10). Однако в миоцен-плиоценовое время в этом геотермальном районе существовали структуры, геологически аналогичные долгоживущим вулканическим центрам. Их отмирание произошло в конце плиоцена — начале плейстоцена и выразилось в полной децентрализации в расположении подводящих каналов. По существу характер извержений на этих участках стал таким же, как и в зоне ареального вулканизма. Эти данные указывают на единство ареального вулканизма и вулканов центрального типа. Долгоживущие вулканические центры, для которых характерно образование вулканических аппаратов центрального типа, образуются в пределах зон ареального базальтового вулканизма вследствие концентрации эруптивных каналов на ограниченной площади. Как мы полагаем, этому способствуют некоторые особенности геологической истории развития каждого данного района.

Сравнение геологического строения Паратунского геотермального района с геологическим строением Паужетского, Семячикского и Мут-

новского районов показывает, что они находятся на разных этапах развития.

Паратунский геотермальный район тесно связан с зоной ареального базальтового и кислого вулканизма Южной Камчатки и, по-видимому, последний служит в настоящее время главным источником *теплового питания* для его гидротермальных систем.

Таким образом, как и зоны ареального базальтового вулканизма, долгоживущие вулканические центры являются геологическими структурами, которые подводят глубинное тепло Земли от уровня верхней мантии к ее поверхности, поэтому оба типа структур имеют один и тот же порядок. Однако по отношению к зонам ареального вулканизма долгоживущие центры имеют вторичное происхождение. На основании этого вывода нам кажется справедливым предположение, выдвинутое В.В. Аверьевым (Белоусов, Сугробов, 1976) при определении геотермального района, что в последнем объединяются близрасположенные гидротермальные системы, объединенные *единым аномальным фронтом теплового потока*. Другими словами, долгоживущие вулканические центры, тесно связанные с зонами ареального вулканизма, концентрируют тепловые потоки в верхней части земной коры. Если отсутствуют условия для образования долгоживущих вулканических центров, то в геотермальном районе тепловой поток должен быть выше среднеземных значений в несколько раз. В связи с этим нам кажутся показательными значения тепловых потоков, полученные в районе Калифорнийского залива (3,3 мкал/см^2/сек) и в геотермальном районе Солтон Си (США) (7 мкал/см^2/сек (Muffler, White, 1969).

В формировании гидротермальных систем выявлена определяющая роль осадочных и вулканогенно-осадочных толщ, которые являются водовмещающими комплексами и водоупорными горизонтами. Роль водоупорных горизонтов в возникновении и деятельности гидротермальных систем изучена многими исследователями (Facca, Tonani, 1963, 1967; Healy, 1964; Белоусов, 1967а; Beloussov, 1967): на этапе зарождения гидротермальной системы необходим верхний водоупор, регулирующий поступление вод метеорного происхождения. *В дальнейшем термальные воды* воздействуют на изменение коллекторских свойств водовмещающих комплексов и водоупорных горизонтов таким образом, что создаются условия для саморегулирования термического режима в недрах гидротермальных систем.

Осадочные и вулканогенно-осадочные толщи в геотермальных районах аккумулируют тепло, идущее от уровней верхней мантии, и препятствуют его быстрому выходу на поверхность Земли в концентрированном виде.

Как уже отмечалось выше, общим признаком геотермальных районов является широкое развитие кислого вулканизма. На первых этапах изучения современных гидротермальных систем большинство исследователей указывало на *прямую связь гидротерм и проявлений кислого* вулканизма. Считалось, что магматические тела кислого состава, которые сформировались в пределах площади современной гидротермальной системы, являются главными причинами, породившими их. В дальнейшем с получением фактического материала о тепловой мощности современных гид-

ротермальных систем и возрасте их геологической структуры было установлено, что реальные массивы изверженных пород кислого состава не могут обеспечить их существования своими запасами тепла.

Расчеты Банвелла (Banwell, 1963) показали, что для обеспечения тепловой энергией современных гидротермальных систем необходимо существование на небольшой глубине долгоживущих магматических очагов, в которых были бы условия для свободной конвекции, необходимой для поддержания непрерывного теплового питания глубоких недр гидротермальных систем. Магматический расплав экструзивных тел дацитового и риолитового состава, как правило, характеризуется большой вязкостью. При малых тепловых потерях он превращается в застывшие обелиски или лавовые потоки большой мощности, характеризуясь высокой газонасыщенностью в первых извергнутых порциях. Количества тепла в изверженном расплаве недостаточно, чтобы обеспечить тепловое питание современных гидротермальных систем. Поэтому кислый вулканизм не может играть роль источника тепловой энергии для мощных современных гидротермальных систем.

В.В. Аверьев (1966) указал, что гидротермы и кислый вулканизм являются глубинной реакцией на андезито-базальтовый вулканизм. Этот вывод, как нам кажется, актуален и на современном уровне наших заний.

Глава II

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ

Определение гидротермальных систем, приведенное во введении, акцентирует внимание на динамике гидротерм. Гидротермальные системы — это "высокотемпературные водонапорные системы, возникающие в земной коре при внедрении в водоносные слои глубинного *теплоносителя надкритического* водного флюида или расплава" (Белоусов, Сугробов, 1976). Не каждая высоконапорная система, расположенная вблизи высокотемпературных аномалий, какими являются вулканы или долгоживущие вулканические центры, может привести к образованию гидротермальной системы. Последние возникают на геологических структурах определенного типа. Геологическое строение влияет не только на динамику воды (создание высоконапорных гидрогеологических систем требует особого строения геологического разреза и особых условий залегания водовмещающих горизонтов), но и оказывает активное воздействие на возникновение условий аккумуляции тепла в недрах гидротермальных систем. Таким образом создаются условия для возникновения высокотемпературного режима, и фильтрующаяся холодная вода превращается в теплоноситель.

Изучение условий теплового питания гидротермальных систем привело многих исследователей к выводу, что плотность тепловых потоков значительна, но недостаточна для того, чтобы в любой геологической структуре, склонной к формированию водонапорной системы, они могли образоваться. Гидротермальная система возникает только при условии замедленного водообмена и при чрезвычайно малых тепловых потерях на путях миграции водного потока. Геологическое строение участков, где формируются гидротермы, должно обладать элементами, которые регулируют поступление холодных вод метеорного происхождения в недра гидродинамической системы и обеспечивают их замедленную циркуляцию. Такие геологические структуры, по нашему мнению, играют роль активного посредника в период образования гидротермальной системы. Гидротермы, имея высокую температуру и фильтруясь по породам, постепенно насыщаются растворенными элементами и газами. Находящееся в условиях пластового давления и высокой температуры при приближении к пониженным участкам рельефа гидростатическое давление изменяется вблизи очагов разгрузки. Это приводит к изменению параметров термальных вод в недрах системы. В результате происходит нарушение химических равновесий, что приводит к усилению реакций раствор—порода. Эти

процессы оказывают существенное влияние на изменение геологического строения участков развития гидротермальных систем.

Первые исследования на гидротермальных системах были сосредоточены на изучении парогидротерм, их термодинамических параметров, химической специализации, особенностях динамики. В дальнейшем в связи с необходимостью получения больших дебитов парогидротерм, высоких параметров началось изучение геолого-структурных условий их формирования и динамики. Над этой проблемой работали итальянские геологи Р. Бургасси, Г. Факка, Ф. Тонани (Burgassi, 1961; Facca, Tonani, 1961, 1963, 1967), новозеландские исследователи Л. Гранж, Г. Гриндли, Дж. Хили (Grange, 1955; Grindly, 1961; Healy, 1964), американские — Дж. Макнитт (McNitt, 1961).

На Камчатке геологическим строением гидротермальных систем занимались В.В. Аверьев (1961, 1965, 1966), Е.А. Вакин, И.Т. Кирсанов, Т.П. Кирсанова (1976), А.И. Сережников, В.М. Зимин (1976), Э.Н. Эрлих (1973), В.И. Белоусов (1967а, б, 1971; Белоусов, Сугробов, 1976; Белоусов и др., 1976; Beloussov, 1967; Vakin e.a., 1971).

Объем работы не позволяет автору привести описание всех гидротермальных систем, изученных к настоящему времени. Однако нами была предпринята попытка систематизировать многие из них и сгруппировать по особенностям геологического строения. Были выделены Вайракейский тип геологических структур, Паратунский и два подтипа: Лардерелло и Больше-Банный (Белоусов, 1967а, 1967б; Beloussov, 1967). Особенности геологического строения каждой группы гидротермальных систем отражались в своеобразии их гидрогеотермических характеристик.

В настоящем разделе представлены наиболее характерные гидротермальные системы.

Гидрогеотермическая характеристика гидротермальных систем

Водоносные системы, к которым приурочена гидротермальная деятельность, имеют относительно небольшие размеры, что обусловлено достаточно четким ограничением геологических структур, с которыми они связаны (кальдеры, наложенные и унаследованные грабены и т.п.), или локальным распространением водовмещающих литологических комплексов. Наличие в верхних пластах этих геологических структур относительно непроницаемых отложений придает им гидрогеологически закрытый характер. Особенно это характерно для районов вулкано-тектонических депрессий. Приуроченные к ним водоносные системы в гидродинамическом отношении соответствуют малым артезианским бассейнам и артезианским склонам, формирующимся при инфильтрации атмосферных осадков. По характеру циркуляции воды этой системы относятся к трещинному и пластово-трещинному типам напорных (артезианских) вод, так как обводненные породы обладают трещинной и поровой проницаемостью, а перекрывающие и подстилающие породы являются слабопроницаемыми и играют роль водоупоров.

Мощность обводненных комплексов пород, по данным разведочного бурения на Паужетском и Больше-Банном месторождениях, достигает

200—500 м, а мощность перекрывающих их водоупоров составляет 50—150 м. Проницаемость водовмещающего туфогенного комплекса пород, слагающих гидрогеологические структуры закрытого типа, невелика и составляет, по данным лабораторных исследований и опытных выпусков, из одиночных скважин $1 \cdot 10^{-2} - 5{,}6 \cdot 10^{-4}$ дарси. Эффективная проницаемость водоносных пластов, определенная на основании длительных опытных выпусков, как правило, превышает величину, измеренную в лаборатории, отражая, видимо, как поровую, так и микро- и макротрещинную проницаемость в сумме. На Паужетском месторождении, например, проницаемость водовмещающих псефитовых туфов, рассчитанная по данным опытной эксплуатации, изменялась от 0,26 до 0,44 дарси.

В гидротермальных системах, приуроченных к Паратунскому геотермальному району и сходных с ним, поровая проницаемость плотных пород ничтожна, и циркуляция воды или пара происходит по системе разломов и трещин. Проницаемость пород в зоне водопритока для таких систем можно представить на примере Больше-Банного месторождения. По данным лабораторных исследований, проницаемость встреченного здесь псаммитового окварцованного туфа — $(3—14) \cdot 10^{-4}$ дарси, андезита с волосовидными трещинами — $(7—9) \cdot 10^{-5}$ дарси. Эффективная же проницаемость обводненных пород этого района приближается к проницаемости пород Паужетского месторождения.

Температура на глубине в гидротермальных системах Камчатки изучена на Паужетском, Больше-Банном, Паратунском и Кошелевском месторождениях. Температурными измерениями охарактеризован разрез до глубины 1200 м. Максимальная температура в этом интервале глубин зарегистрована на Кошелевском месторождении (+231°С). Все термограммы имеют выпуклую форму по отношению к оси глубин, показывая интенсивное нарастание температуры в верхней зоне, обычно отвечающей водонепроницаемой толще. Температурный градиент в ней достигает величины 50—70°С/100 м. В обводненных породах температурный градиент резко уменьшается. Распределение температуры по площади зависит от характера обводненности и геологического строения конкретного участка и связано с передвижением воды под действием градиента напора (вынужденной конвекцией) и свободной конвекцией. В обводненной толще температура распределяется довольно равномерно, постепенно уменьшаясь к границе потока гидротерм. В водоупорной кровле она распределяется в соответствии с условиями кондуктивной теплопередачи, а крутизна термограммы определяется теплофизическими свойствами пород и их мощностью. Все температуры, измеренные в скважинах, меньше значений для кривой насыщения пара. Очевидно, пароотделение происходит лишь в приповерхностных условиях или трещиноватых зонах, где снижается гидростатическое давление. В толще пород, вмещающих высоконагретые воды и пар, температура с глубиной остается постоянной или постепенно увеличивается. Максимальная температура в геотермальных районах зафиксирована на глубине 1320 м мексиканского месторождения Серро-Прието (+354°С). Только на отдельных участках гидротермальных систем температура уменьшается с глубиной. Обычно такая инверсия

температур характерна для гидротермальных систем, циркуляция воды в которых происходит в трещинно-поровом коллекторе (например, в Паужетской системе), и вызвана латеральной миграцией парогидротерм. Температурная аномалия в зоне разгрузки представляет собой наведенное тепловое поле, связанное с движением гидротерм (Сугробов, 1964).

Величина температур в недрах систем Камчатки и зарубежных геотермальных месторождений варьирует в значительных пределах, что объясняется различием их геологического строения. Анализ геологического строения современных гидротермальных систем мира позволил установить геоструктурные элементы, оказывающие существенное влияние на процесс их формирования. К ним относятся коллекторские свойства водовмещающих пород, характер водоупорных горизонтов и морфология их подошвы. Особенно велика роль верхнего водоупора в становлении высокотемпературного режима в недрах гидротермальных систем (Белоусов, 1967а, б). Горизонты плотных слабопроницаемых пород в период формирования, т.е. нагревания водоносных горизонтов эндогенным теплоносителем до наступления теплового равновесия в гидротермальной системе, играют роль теплоизолятора. В период же деятельности гидротермальной системы, когда процесс теплообмена приближается к стационарному, верхний водоупорный горизонт регулирует поступление метеорных вод в недра гидротермальной системы, тем самым создавая условия для поддержания высоких температур. В тех случаях, когда коллекторские свойства водовмещающих пород характеризуются высокими коэффициентами проницаемости, а тектонические условия способствуют интенсивному водообмену, формируются системы относительно низкотемпературных вод.

Взаимосвязь холодных и термальных вод, по крайней мере в верхних частях гидрогеологических структур, доказана результатами разведочного и эксплуатационного бурения, проводившегося в геотермальных районах. Особенно четко гидравлическая связь холодных (напорных и грунтовых) вод с высокотермальными водами выявлена в гидротермальных системах с поровой и порово-трещинной циркуляцией вод. Пластовое давление в гидротермальной системе определяется пластовым давлением, существующим в гидрогеологической структуре, в рамках которой она возникает. Пьезометрические уровни термальных вод согласуются с положением статистических уровней холодных напорных вод, изменяющихся по площади в соответствии с геоморфологической обстановкой. Абсолютные отметки пьезометрических уровней закономерно снижаются от возвышенных участков рельефа к долинам рек, озерам или морским берегам. Мощные очаги разгрузки обычных холодных вод приурочены к этим отрицательным формам рельефа. Например, разгрузка паужетских гидротерм осуществляется в долине р. Паужетки, а гидротермы Семячикской системы разгружаются вдоль берега океана. Следует отметить, что положение пьезометрической поверхности определяется не только пластовым давлением, но и температурой, сказывающейся в уменьшении объемного веса нагретой воды, благодаря чему возможна за счет увеличения разуплотненного столба воды разгрузка термальных вод на более

высоких отметках. Новозеландские исследователи ввели в связи с этим понятие о термоартезианском давлении.

Высокая температура увеличивает скорость фильтрации за счет понижения вязкости, вследствие чего слабопроницаемые породы для них оказываются коллекторами, а для холодных вод — относительными водоупорами. Особенно ярко влияние высокой температуры на движение гидротерм выражено в очагах разгрузки систем, на что обратил внимание В.В. Аверьев (1961). Разгрузка гидротерм интенсифицируется повышением статистического уровня из-за термоартезианского напора. Там, где пьезометрические уровни располагаются ниже поверхности, разгрузка гидротерм осуществляется за счет пароотделения. Возможность вскипания воды определяется конкретной геолого-гидрогеологической обстановкой на участках термальных полей и прежде всего высокой температурой в недрах гидротермальных систем и величиной гидростатического давления. Вскипание воды при снижении гидростатического давления в области разгрузки, кроме того, приводит к самопроизвольной откачке воды паром, когда тепловая энергия гидротерм вследствие расширения пара частично преобразуется в механическую энергию поднимающейся пароводяной смеси в канале источника или вскрывшей их скважины.

Относительная высокая динамичность гидротерм, которая не изолирована от окружающих холодных вод, способствует интенсификации водообмена в единой гидрогеологической структуре. Восходящее движение или движение нагретых водных масс в субгоризонтальном потоке в приповерхностных условиях обусловливает более глубокое проникновение инфильтрационных холодных вод к основанию гидротермальных систем из-за различия в плотностях холодных и горячих вод. Таким образом, на участках гидротермальных систем циркуляция вод отвечает условиям свободной конвекции, а возникшие в их верхних частях ограниченные напорные потоки гидротерм усиливают перемещение тепла в ее недрах.

Вскипание гидротерм в приповерхностных условиях является причиной того, что разгрузка гидротерм проявляется в различных формах. В гидротермальных системах, в верхних частях которых имеется относительно проницаемый пласт, вмещающий перегретые (по отношению к атмосферному давлению) воды и перекрывающийся водоупором (закрытая система), характер термальной активности определяется в зависимости от положения пьезометрического уровня. Если пьезомертическая поверхность находится над поверхностью Земли (обычно область разгрузки водонапорной системы), наблюдаются преимущественно горячие или кипящие источники и гейзеры, паровые струи и участки нагретой ими почвы (Паужетское термальное поле, Долина Гейзеров, Больше-Банное поле и др.). Там, где пьезометрические уровни устанавливаются ниже поверхности, отмечаются только выходы пара в виде отдельных струй или рассредоточенного парения (участки парящей земли). Выходящий пар, как правило, является "вторичным", и его температура соответствует точке насыщения при данном атмосферном давлении. Обычно участки с выходами пара приурочены к возвышенностям микрорельефа. Если пар, выделившийся с верхнего уровня подземных вод, выходит в понижение, заполненное поверхностными водами, то образуются кипящие или гря-

Таблица 1

Естественная тепловая мощность известных гидротермальных систем Камчатки

Гидротермальные системы и термальные поля	Тепловая мощность, 10^3 ккал/сек	Удельный вынос тепла, ккал/сек·км^2	Автор обследований
Долина Гейзеров	70	2000	В.В. Аверьев
Кальдера Узон	64	580	В.В. Аверьев Г.Н. Ковалев Г.Ф. Пилипенко
Паужетская	25	1600, для поля 15 км^2 620, для поля 40 км^2	В.В. Аверьев, В.М. Сугробов
Кошелевская	75	—	Е.А. Вакин
Большой Семячик	75	880	В.В. Аверьев, Е.А. Вакин, Г.Н. Ковалев

зевые котлы и озерки, от которых непрерывно отделяется пар. Как правило, они характеризуются почти полным отсутствием стока.

В гидротермальных системах, в верхних частях которых развиты плотные трещиноватые породы (относительно открытые системы), поверхностные термопроявления представляют собой главным образом паровые струи, горячие и кипящие котлы. Последние часто имеют вид источников, хотя формируются вследствие внедрения парогазовых струй в поверхностные или грунтовые воды и подобны проявлениям гидротермальных систем закрытого типа на участках низкого положения пьезометрической поверхности.

Масштаб современной гидротермальной деятельности можно оценить по тепловой мощности гидротермальных систем в естественных условиях. Тепловая мощность гидротермальных систем или термальных полей в настоящее время определяется по суммарному выносу тепла источниками, паровыми струями или фумаролами, теплоотдачей с участков рассредоточенных выходов пара ("парящая земля"), теплоотдачей с поверхности нагретых пород, кондуктивным потоком на участках термальных полей, теплоотдачей с поверхности теплых озер и кипящих котлов. Методика измерения тепловой мощности наиболее сложных по условиям теплоотдачи проявлений была разработана В.В. Аверьевым — "Теплоотдача с поверхности парящей земли", Г. Даусоном и Р. Фишером (Dawson, 1964; Dawson, Fisher, 1964). Г.Н. Ковалев описал методы определения выноса тепла специфическими термопроявлениями — термальными озерами — и теплоотдачи с поверхности нагретой почвы (Ковалев, 1966). В табл. 1 приведены данные по тепловой мощности термальных полей и гидротермальных систем, при определении которых с той или иной степенью точности учтены все ее составляющие, включая скрытую разгрузку высокотермальных вод.

Наибольшую тепловую мощность на Камчатке имеют Кошелевская (75 тыс. ккал/сек) и Семячикская системы (74 тыс. ккал/сек). В этом отношении они сходны с гидротермальными системами Новой Зеландии.

В.В. Аверьев (1966) обратил внимание на близость этих цифр по порядку величин к величинам, характеризующим тепловую мощность фумарольной активности отдельных вулканов и определенным пока в диапазоне $4{,}5 \times 10^5$ ккал/сек (вулкан Мутновский) — $0{,}2 \cdot 10^5$ ккал/сек (вулкан Авачинский).

Удельный вынос тепла (отношение тепловой мощности гидротермальных систем к площади их формирования) позволяет сравнить интенсивность гидротермальной деятельности в различных районах. Характерно, что в гидротермальных системах удельный вынос тепла имеет одинаковый порядок и превышает среднепланетарные кондуктивные теплопотери в десятки и даже сотни раз. Некоторое расхождение в величинах удельного выноса тепла между отдельными системами объясняется, по-видимому, различным отношением исследователей к ограничению площадей генерации и трудностью их точного оконтуривания. Так, например, В.В. Аверьев удельный вынос тепла в гидротермальных системах называл *интенсивностью теплового питания и связывал его с площадью*, на которой происходят инфильтрация и нагрев атмосферных вод. Эта площадь, как правило, имеет четкие геологические границы и соответствует площади водонапорных систем. Оценив возраст гидротермальной системы по данным об эволюции геологической структуры подобных районов величиной порядка $n \cdot 10^4$ лет, В.В. Аверьев указал, что общий вынос тепла индивидуальными системами за все время их существования должен соответствовать $10^{15} - 10^{16}$ ккал.

Химический состав гидротерм Камчатки типичен для вод районов активного вулканизма. Табл. 2 дает представление об их основных гидрохимических типах, встречающихся в каждой из изученных в этом отношении систем. Первый тип представляют собой воды термальных (как правило, кипящих) источников, наиболее близко отражающие глубинный состав растворов, циркулирующих в системах. Ко второму типу относятся воды теплых источников, располагающихся на периферии очагов разгрузки и возникающих вследствие восходящих перегретых вод и последующей конденсации гидротермального пара в приповерхностной части разреза. К третьему типу относятся естественные конденсаты парогазовых струй, заполняющих бессточные котлы, и, наконец, к четвертому — конденсаты вторичного пара.

Разнообразие химического состава поверхностных проявлений гидротермальной активности связано, во-первых, с дифференциацией химического состава гидротерм в очагах их разгрузки благодаря фазовым переходам при их вскипании (Аверьев, 1961), а во-вторых, с приповерхностными изменениями состава глубинных струй вследствие смешения с грунтовыми водами. Классическим примером поверхностей гидрохимической аномалии, связанной с разгрузкой гидротермальной системы, служит Узонское термальное поле (Пилипенко, 1971). Проявленная здесь концентрическая зональность вод позволяет проследить все стадии химической дифференциации перегретых терм в очаге их разгрузки — от слабощелочных хлоридных натриевых в центре участка разгрузки, через группу смешанных вод разнообразного химического состава к слабокислым сульфатным водам периферийных участков.

Таблица 2

Сравнительная характеристика химического состава вод гидротермальных систем Камчатки

Система	Тип воды			
	I	II	III	IV
Паужетская	Источник Парящий I	Источник Южный	Воронка с термальной водой на II Восточно-Камбальном поле	Паровая струя на Верхнем термальном поле
	$M_{3,2}$	$M_{0,5}$	$M_{1,8}$	$M_{0,09}$
	T = 100°	T = 50°	T = 70°	T = 98°
	pH = 8,2	pH = 5,8	pH = 2,5	pH = 8,0
Кальдера Узон	Источник Гейзеритовый	Источник Последний	Источник на Западном термальном поле	Паровая струя на Восточном термальном поле
	$M_{2,1}$	$M_{1,2}$	$M_{3,0}$	$M_{0,05}$
	T = 84°	T = 55°	T = 96°	T = 95°
	pH = 8	pH = 7,0	pH = 2,1	pH = 8,0
Долина Гейзеров	Гейзер Великан	Источник на участке Нижних Гейзеров	Источник на участке Верхних Гейзеров	
	$M_{1,8}$	$M_{0,6}$	$M_{1,2}$	
	T = 100°	T = 68°	T = 98°	
	pH = 7,6	pH = 7,2	pH = 3,5	
Семячикская	Источники Нижнесемячикские	Источник в Межгорной котловине	Паровая струя вулкана Бурлящий	Паровая струя вулкана Центральный Семячик
	$M_{1,7}$	$M_{2,1}$	$M_{0,9}$	$M_{0,3}$
	T = 49°	T = 55°	T = 95°	T = 98°
	pH = 6,5	pH = 7,5	pH = 2,3	pH = 8,0
Северо-мутновская и Жировская	Источники Нижнежировские	Источник на Верхнежировском термальном поле	Источники Дачные	
	$M_{0,8}$	$M_{1,0}$	$M_{0,8}$	
	T = 100°	T = 58°	T = 96°	
	pH = 7,9	pH = 7,1	pH = 4,0	

Изучение солевого и газового состава вод поверхностных источников и паровых струй позволяет реконструировать первоначальный состав гидротермальных растворов. Такой балансовый расчет был сделан В.В. Аверьевым и В.И. Кононовым (Аверьев и др., 1965) для определения глубинного состава гидротерм Узонской и Гейзерной систем. Оказалось, что на глубине в несколько сот метров, где существование гидротерм возможно лишь в жидкой фазе, резко усиливается роль соединений углерода и серы, которые в этих условиях занимают в составе растворов равноправное положение с ионом хлора или выступают на первый план. Для окончательной реконструкции глубинного состава гидротерм необходимо учитывать взаимодействие их с окружающими породами в процессе фильтрации и, в частности, выпадение минеральных новообразований.

Геологическое строение некоторых гидротермальных систем

На первых этапах изучения гидротермальных систем в областях современного вулканизма внимание было обращено на различный температурный режим в их недрах. Одни гидротермальные системы имели температуры значительно выше 100° С — точки кипения воды при атмосферном давлении, другие — ниже. В связи с этим возникли первые попытки разделить гидротермальные системы на высокотемпературные и низкотемпературные. Такое деление имело практическое значение, так как высокотемпературные гидротермальные системы оказались удобными для получения геотермального пара, образующегося при выводе перегретых гидротерм на поверхность Земли скважинами, а низкотемпературные гидротермальные системы использовались для теплофикационных целей.

В качестве примера ниже приводится описание Паужетской высокотемпературной и Паратунской низкотемпературной гидротермальных систем.

Геологическое строение Паужетской гидротермальной системы и ее краткая гидрогеотермическая характеристика. В результате разведки Паужетского месторождения термальных вод и исследований термальных полей Камбального хребта было показано, что Паужетские кипящие источники и паровые струи на склонах и в осевой части хребта Камбального представляют собой проявление единой гидротермальной системы (Сугробов, 1966; Белоусов, Сугробов, 1971). Поверхностная гидротермальная активность обусловлена наличием напорных термальных водоносных комплексов, приуроченных к туфогенно-осадочной толще палеоген-неоген-четвертичного возраста. Наиболее полный разрез ее вскрыт 1200-метровой скв. ГК-1 (см. рис. 4). Разрезы по скважинам хорошо коррелируются. Исключение составляет разрез, вскрытый скв. К-3 (Белоусов и др., 1965).

К наиболее древним породам, вскрытым бурением на разведанном участке Паужетского месторождения, относится монотонная толща тонкозернистых песчаников миоценового возраста, залегающая на глубине 1050 м. Выше по разрезу залегает вулканомиктовый песчаник средней плотности, зеленого цвета, среднезернистый, сложен обломками базальтов и андезитов, кристаллов плагиоклаза, авгита. Цемент хлоритовый. По

обломкам развиты процессы вторичного минералообразования, хлоритизация и цеолитизация. Химический состав указывает на андезитовый и базальтовый состав материнских пород.

Над песчаниками залегает паужетская свита. Она начинается с туфоконгломерата, который в свою очередь перекрывается литокристаллокластическими туфами дацитов. Эти горизонты мы объединяем в единую толщу.

Литокристаллокластический туф дацитов имеет светло-серый цвет. Он прочно сцементирован, массивный, с кристалловитрокластической структурой. Сложен обломками кристаллов плагиоклаза, кварца, роговой обманки, авгита. Мелкообломочная масса, сцементированная вторичным цементом, преобладает. В ней рассеяны редкие округлые обломки базальтов и андезитов. Размеры их достигают 4–5 см. Толща литокристаллокластических туфов имеет общую мощность 270 м (190 м — спекшиеся туфы и 80 м — туфоконгломераты). Полностью она была вскрыта роторной скважиной и скв. ГК-1. Выше указывалось, что с этими туфами сопоставляются туфы, обнажающиеся около 3-й группы Северо-Камбальных паровых струй (руч. Левый Этамынк) и по руч. Светлому (см. рис. 6).

Выше по разрезу залегает туфоконгломерат. Это плотная массивная порода, состоящая из слабоокатанных обломков андезитов и базальтов. Заполняющая межобломочное пространсто масса состоит из мелких обломков пород и кристаллов размером от алевритовых до песчаных частиц. Цемент карбонатно-хлоритовый. По трещинам развиты цеолит и кальцит. По кристаллам плагиоклаза—хлорит и кальцит. Химический состав туфоконгломератов отвечает составу базальтов. Толща туфоконгломератов вскрыта многими скважинами. По данным бурения, ее мощность в пределах разведанного участка колеблется от 70 до 140 м.

Выше туфоконгломераты перекрыты толщей псефитовых туфов, подстилаемых маломощной пачкой разнозернистых слоистых песчаников. Эта толща является главной составной частью паужетской свиты, выделенной С.Е. Апрелковым. На разведанном участке ее нижняя часть сложена туфами андезито-дацитового и дацитового состава литовитрокристалличеcкой структуры. Псефитовый туф состоит из обломочной и цементирующей частей: первая представлена обломками пемз, кристаллов плагиоклаза, авгита, кварца, пепловых частиц и в меньшей мере андезитов и базальтов. Цемент вторичный цеолитовый, карбонатно-цеолитовый. В нижней половине разреза толщи обломки андезитов и базальтов составляют существенную долю от общего количества обломков. Вверх по разрезу их содержание и размер постепенно уменьшаются до полного исчезновения. В пределах разведанного участка в толще псефитовых туфов вскрыты два горизонта туфоконгломератов, мощность которых в пределах участка меняется от первых метров до первых десятков метров. Верхняя и нижняя границы горизонтов резкие. Обломочная часть их представлена окатанными обломками андезитов и базальтов. Химический состав псефитовых туфов по разрезу не постоянен. Содержание кремнекислоты в пробах псефитовых туфов с различных глубин более 60%. Вероятно, состав исходного материала отвечал составу риодацитов и, возможно, риолитов.

Мощность толщи псефитовых туфов в пределах разведанного участка колеблется от 180 до 240 м. Она уменьшается в южном направлении.

Мощность горизонтов туфоконгломератов уменьшается в восточном направлении, и в осевой части Камбального хребта они отсутствуют. Толща псефитовых туфов перекрывается алевропсаммитовым и алевропелитовым туфами дацитов. Это плотные массивные или слоистые породы серовато-зеленого цвета. Мощность их меняется в пределах разведанной площади довольно резко, увеличиваясь в северном направлении до 100 м. В строении разреза толщи псефитовых туфов отмечается общая тенденция к увеличению мощности тонкообломочных разновидностей туфогенно-осадочных пород паужетской свиты, что заставляет предполагать наличие фациальных изменений в этом направлении. Эта тенденция обнаруживается и в естественных обнажениях Камбального хребта.

На горизонте тонкообломочных туфов залегают пемзовые гравелиты, грубозернистые пемзовые песчаники. Мощность их изменяется от первых метров до первых десятков метров. Разрез в долине р. Паужетки венчается аллювиальными валунными песчаниковыми отложениями.

Породы паужетской свиты распространяются в восточном и юго-восточном направлениях от Паужетских термальных источников. Наиболее полные разрезы вскрыты в бортах ручьев Трудного и Светлого. Детальное описание разрезов приводится в наших работах (Белоусов, 1971; Белоусов, Сугробов, 1976).

Паужетская свита и подстилающие ее литокристаллокластические туфы дацитов нарушены субмеридиональной системой разломов, параллельной осевой части Камбального хребта. Слои паужетской свиты, западного опущенного блока падают в западном направлении под углами существенно бóльшими, чем уклон тальвега руч. Светлого, по которому можно наблюдать разрез толщи в северо-западном направлении.

При описании разреза, вскрытого скважинами, упоминалось, что здесь он венчается пемзовыми песчаниками, гравелитами. Мощность их составляет 20—30 м. Разрез этот в естественных обнажениях характерен для значительной площади, выходящей далеко за границы Камбального хребта. Непосредственно на породах паужетской свиты залегает прослой глины, обогащенной органикой. Мощность его колеблется от нескольких сантиметров до 1 м в нижнем течении р. Паужетки, где он замещается лигнитизированным торфом. Палинологический анализ показал, что торф датируется поздним верхним плейстоценом. Радиоуглеродный метод дает возраст около 8000 лет (образец ГИН—207—7170±80 лет, образец ГИН-211-8340±80 лет). Как правило, этот прослой перекрывается маломощным прослоем орешковой пемзы, выше которой залегает пемзовая труха различного гранулометрического состава. Мощность последней в пределах Камбального хребта колеблется от нескольких метров до десятков метров. В водораздельной части между ручьями Быстрым и Светлым паужетская свита перекрывается андезитами, по-видимому являющимися останцами лавовых потоков верхнеплейстоценового вулкана, располагавшегося в осевой части Камбального хребта (вулкан Черные Скалы) (см. рис. 6). Здесь часто можно наблюдать рыхлые отложения, перекрывающие образования паужетской свиты и состоящие из глыб андезитов и базальтов с существенной долей пемзового материа-

ла, содержание которого уменьшается с приближением к центральной части вулканического аппарата.

Для района Камбального хребта характерно широкое развитие молодых экструзивных образований риолитового и андезито-дацитового состава, которые играют существенную роль в формировании структуры Камбального хребта (см. рис. 6). Экструзии позднеплейстоценового и голоценового возраста занимают значительную часть его площади. Размеры их в плане колеблются от 0,01 до 8 км^2. Мелкие экструзии имеют куполовидную форму, более крупные представляют собой массивы, изометричные в плане, или слагают небольшие хребтики. Экструзии небольших размеров обычно окружены туфогенно-осадочными породами паужетской свиты. Как правило, горизонты вмещающих пород паужетской свиты в приконтактовых частях экструзий имеют нарушенное залегание и падают от контактов с экструзиями в стороны. В некоторых местах такое залегание осложняется разрывными нарушениями с малыми амплитудами, которые уменьшаются по мере удаления от экструзии. Экструзивные тела больших размеров, например, такие, как Плоская, производят более значительные нарушения в залегании паужетской свиты. Особенности характера нарушений, производимых экструзией Плоской, можно наблюдать в верховьях руч. Трудного и I группы Северо-Камбальных паровых струй. Амплитуда одного из сбросов вблизи контакта составляет более 100 м. На удалении 600–500 м амплитуда сброса уменьшается на 50 м. Описание экструзии Плоской приведено по данным Е.Н. Гриб (1974).

Экструзия Плоская занимает водораздельный участок между ручьями Трудным и Фумарольным (рис. 18). В плане она имеет изометрическую форму. Коренные выходы прослеживаются по периметру купола. Площадь купола 4,7 км^2, относительное превышение 700 м. С куполом связаны два лавовых потока (нижний и верхний), которые излились на северо-запад, перекрыв туфы паужетской свиты. Общая протяженность потоков 2,5–3,0 км. Мощность верхнего потока от 30–50 м во фронтальной части до 150 м в месте сочленения с куполом. Мощность нижнего потока 50–70 м (рис. 19). В строении купола наблюдается зональность, обусловленная текстурными особенностями слагающих пород. Юго-западная часть вершины купола сложена пемзовидными липарито-дацитами, которые у верхней кромки обрывов сменяются стекловатыми разностями с включениями сферолитов. Ниже наблюдаются грубополосчатые разности, которые представляют собой чередование прослоев светло-серых массивных (местами пузыристых) и сферолитовых липарито-дацитов с невыдержанными линзами обсидианового стекла и пемзовидных липарито-дацитов. Мощность прослоев от 0,5 до 2,0–3,0 м. Основание купола и потоки сложены раскристаллизованными липарито-дацитами с гофрированной флюидальной полосчатостью. В лавах экструзии различаются следующие структурные элементы: флюидальная полосчатость, сферолитовая полосчатость и трещиноватость. Флюидальная полосчатость обусловлена чередованием разноокрашенных и различных по текстуре прослоев. Более мощные полосы (шириной до 2,0–3,0 м) чередуются с более мелкими (от 1–2 мм до 20 см). В стекловатых лавах прослои отличаются один от другого

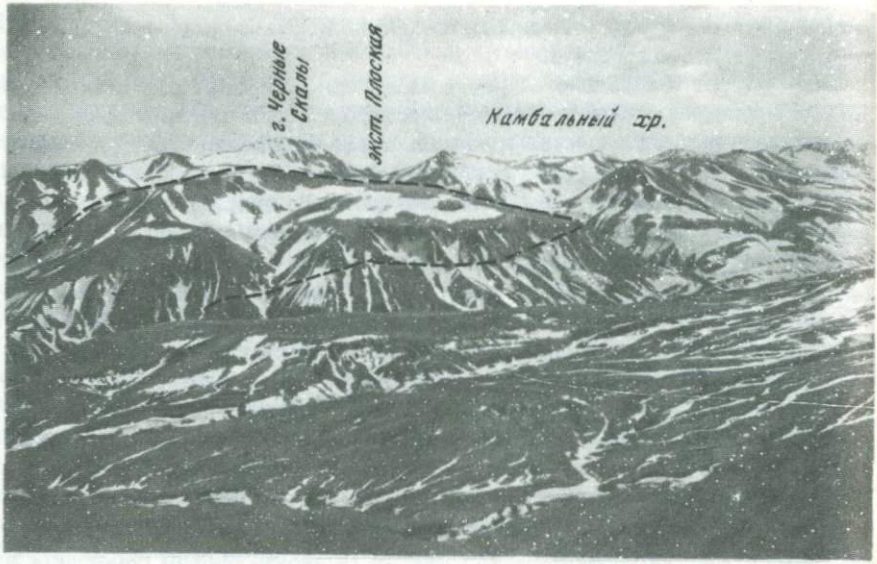


Рис. 18. Экструзия Плоская. Пунктирной линией обозначена граница экструзии и ее лавовых потоков. Фото А.Л. Самойленко

концентрацией непрозрачных кристаллов, сферолитов и фенокристаллов плагиоклаза. Иногда вдоль границ прослоев наблюдаются зоны, обогащенные мелкодробленым кристаллическим материалом. Линии течения облекают поры и фенокристаллы. Порфировые выделения роговой обманки обычно вытянуты длиной осью вдоль флюидальности. Фенокристаллы плагиоклаза в меньшей степени подчиняются этой закономерности.

Сферолитовая плосчатость характерна для стекловатых и грубополосчатых текстурных разностей липарито-дацитов, слагающих купол. Она проявляется в виде разноокрашенных полос, которые образуются чередованием прослоев, имеющих различное содержание сферолитов. Последние представляют собой изолированные сферические тела диаметром 1,0–5,0 мм и составляют 50–80% объема породы. Часто встречаются гроздевидные сростки и скопления сферолитов в виде полос, ориентированных вдоль текстуры течения стекла.

На конечных стадиях девитрификации при одновременном росте сферолиты группируются, образуя сферолитовую основную массу, характерную для грубополосчатых липарито-дацитов.

Третьим структурным элементом является трещиноватость, широко распространенная в пределах экструзии. Выделяются контракционные трещины, параллельные и перпендикулярные флюидальности, близкие к вертикальным, они обычно не проникают глубоко в недра купола или потока. Перпендикулярные трещины параллельны внешней поверхности купола и образуют систему концентрических поверхностей, формирующих луковичную структуру экструзии.

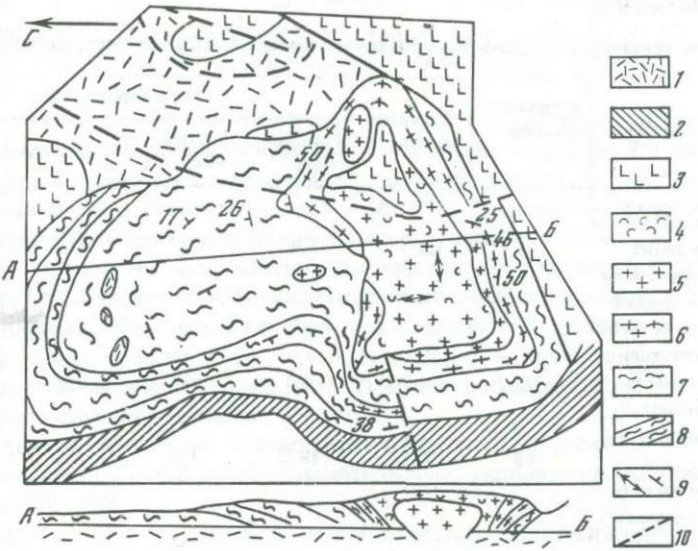


Рис. 19. Схематическая геологическая карта экструзии Плоской. Составила Е.Н. Гриб
1 — Q_{1-2} — псефитовый туф (паужетская свита); 2 — Q_3 — алевро-пелитовый туф (паужетская свита); 3 — базальт, андезито-базальт вулкана Черные Скалы; 4 — орешковая пемза риодацитового состава; 5 — стекловатые риодациты; 6 — грубополосчатые риодациты; 7 — верхний лавовый поток тонкофлюидальных риодацитов; 8 — нижний лавовый поток тонкофлюидальных риодацитов; 9 — углы падения флюидальности и полосчатости в риодацитах; 10 — разрывные нарушения; 11 — АБ — линия разреза

Простирание полосчатости липарито-дацитов в основном следует периметру купола, хотя некоторые замеры не согласуются с этим направлением (см. рис. 19). Углы падения полосчатости и флюидальности круто наклонены к центру купола (68–80°), при этом углы наклона постепенно уменьшаются к краевым частям, в нижних обнажениях составляют 5–10°. Пемзовидные разности на вершине купола залегают горизонтально.

В верхнем лавовом потоке отдельность имеет углы наклона 40–60°, большей частью в сторону купола, в нижнем — падение лав изменяется в сторону направления потока. Углы падения колеблются от 17 до 76°.

Граница между потоками нечеткая, устанавливается по наличию окисленной зоны и по внешнему облику пород. Нижний лавовый поток сложен массивными тонкофлюидальными дацитами коричневого цвета, верхний — светлоокрашенными липарито-дацитами, местами пористыми.

По петрографическому составу липарито-дациты экструзии Плоской относятся к гиперстен-роговообманковому типу пород, с незначительным преобладанием одного или другого темноцветного компонента. Окраска липарито-дацитов изменяется от палевых цветов в пемзовидных разностях до красно-бурых, серых, темно-серых, черных в сферолитовых, флюидальных и стекловатых разностях.

Липарито-дациты имеют ясно выраженную порфировую структуру, средневзвешенное содержание вкрапленников по зонам экструзии изменя-

Таблица 3

Количественно-минералогический состав липарито-дацитов экструзии Плоской

Тип породы	Количество шлифов	Основная масса	Вкрапленники			
			Плагиоклаз	Роговая обманка	Пироксен	Магнетит
Пемзовидный липарито-дацит	3	83,7	13,8	1,2	0,5	0,8
Стекловатый липарит темно-серого цвета (юго-западная часть купола)	6	80,2	16,6	0,7	0,9	1,6
Грубополосчатый липарито-дацит	17	77,5	19,3	1,2	0,7	1,3
Тонкополосчатый флюидальный липарито-дацит купола	8	82,4	14,5	1,3	0,6	1,2
Тонкофлюидальный липарито-дацит верхнего потока	12	82,3	14,2	1,4	0,6	1,5
Массивный тонкофлюидальный липаритодацит нижнего потока	4	80,1	18,2	0,4	0,4	0,9
Стекловатый липарито-дацит зеленовато-серого цвета (восточная часть купола)	2	79,7	15,5	3,5	0,1	1,2

ется от 16,3 до 22,5% (табл. 3). Наибольшее содержание вкрапленников плагиоклаза и темноцветных минералов отмечается в стекловатых и грубополосчатых липарито-дацитах купола и массивных тонкофлюидальных дацитах нижнего потока. Во флюидальных разностях, слагающих основание купола и верхний лавовый поток, количество вкрапленников уменьшается. Наименьшее их содержание наблюдается в пемзовидных липарито-дацитах.

Среди вкрапленников преобладает плагиоклаз. Содержание его в лавах экструзии достигает 13,8—19,3%; плагиоклаз встречается в виде трех генераций. К первой генерации относятся фенокристаллы, достигающие размеров 3,0—5,0 мм. Это зональные кристаллы длиннотаблитчатой формы с оплавленными и корродированными внешними зонами. Ядра содержат каплевидные, вытянутые вдоль трещин спайности включения стекла. По

составу ядра отвечают лабрадор-битовниту с содержанием анортитовой молекулы 60–70%. Промежуточные зоны содержат 45–58 и 30–40% An. Фенокристаллы первой генерации встречаются в нижнем лавовом потоке в основании купола.

Ко второй генерации относятся хорошо выраженные таблитчатые и лейстовидные незональные кристаллы размером от 1,0 до 2,5 мм. Внешние зоны их также оплавлены, однако поверхность большей частью чистая. Содержание анортитовой молекулы 30–41%. Плагиоклаз второй генерации более характерен для фаций купола и верхнего потока и в незначительном количестве встречается в нижнем лавовом потоке и в основании купола. Он образует также промежуточные зоны в фенокристаллах первой генерации. Изменение состава плагиоклаза – от основных в первых порциях лавы к более кислым в последующих – может служить косвенным признаком дифференциации магмы в подводящем канале или связано с процессом гибридизации.

К третьей генерации плагиоклаза относятся микролиты. Кристаллы очень мелкие (0,1–0,8 мм), призматические, удлиненные, с содержанием анортита 24–28%.

Из кристаллов плагиоклаза первой генерации были изготовлены препараты для определения температур гомогенизации включений. Выделяются двухфазные стекловатые включения (стекло + газ), комбинированные (стекло + газ + захваченный из расплава кристалл апатита) и раскристаллизованные. Они распределяются параллельно граням роста, по плоскостям спайности и по границам зон. Форма включений каплевидная, лоскутообразная, угловатая, трубчатая. При нагревании в раскристаллизованных включениях в интервале температур 950–1015° стали обособляться газовые пузырьки. По мере повышения температуры объединялись в один или два больших. При температуре 1340° газовые пузырьки превратились в едва заметные точки. Мелкие каплевидные стекловатые включения гомогенезировались при температуре 1334°. Полученные температуры свидетельствуют о кристаллизации фенокристаллов плагиоклаза на значительной глубине из очень бедных водой магм.

Из темноцветных минералов в экструзии Плоской присутствует роговая обманка (до 3,5%) и ромбический пироксен, относящийся к гиперстену (от единичных зерен до 2,5%). Максимальное содержание роговой обманки характерно для стекловатых липарито-дацитов восточного блока. По оптическим свойствам выделяются обыкновенная и базальтическая роговые обманки.

Структура основной массы отличается текстурными особенностями. Для соответствующих зон экструзии она обычно стекловатая, флюидальная, микрофельзитовая, микролитовая.

Стекла имеют черный, темно-серый и зеленовато-серый цвет. Для зеленовато-серых стекол восточного блока характерна отчетливо выраженная перлитовая отдельность. Ядра перлитовых обособлений имеют более темную окраску. В.В. Наседкин (1963), отметив эту особенность в перлитовых стеклах Мухор-Таллинского месторождения, указывает на меньшее содержание воды в ядрах по сравнению с окружающей массой, т.е. на меньшую степень гидратации.

Таблица 4

Средние химические анализы, %

Место отбора образцов	Количество анализов	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3
Нижний поток	3	65,88	0,61	16,65	2,18
Купол	16	70,02	0,47	14,88	1,40
Верхний поток	5	69,93	0,57	14,83	1,86
Текстурные разности пород, слагающих купол:					
Пемзовидные липарито-дациты	1	69,60	0,57	15,63	1,97
Стекловатые липарито-дациты	3	69,83	0,41	15,12	1,04
Грубополосчатые липарито-дациты	7	69,90	0,40	14,81	1,72
Тонкополосчатые флюидальные липарито-дациты	5	70,35	0,49	14,60	1,13

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории Института вулканологии ДВНЦ АН СССР, аналитики Г.П. Новоселецкая, Н.Р. Гусакова, Г.Ф. Князева, В.М. Солдатова.

В стеклах почти повсеместно развиты сферолиты. Поверхность их гладкая или бугорчатая. Отдельные бугорки представляют либо выступающую часть пучка, либо отдельный сферолит, сидящий на поверхности более крупного. Линии флюидальности пересекают крупные сферолиты, не изменяя своего направления, лишь незначительно изгибаясь, или обтекают сфероиды небольших размеров. Крупные расколотые сферолиты между отдельными пучками кристаллов содержат свежее прозрачное стекло со следами течения. Остаточное стекло каплевидной формы наблюдается также в интерстициях между сферолитами. Все это свидетельствует о том, что кристаллизация сферолитов началась до затвердевания стекла и продолжалась, когда стекло было уже в твердом состоянии.

Во флюидальных липарито-дацитах верхнего лавового потока и нижней кромки купола наблюдается микрофельзитовая структура основной массы. По основной массе часто развиты тридимит и кристобалит.

В табл. 4 приведены средние химические анализы пород как для потока и купола, так и для каждой текстурной разности липарито-дацитов. Они подтверждают существование двух фаз излияния, граница между которыми устанавливается по разрезу в химизме пород. Первая фаза по составу относится к дацитам, слагает основание купола и образует первый лавовый поток. Вторая фаза формирует собственно купол и верхний лавовый поток и соответствует по составу липарито-дацитам. Для нижнего потока характерно более низкое содержание SiO_2 и K_2O и более высокое Al_2O_3, CaO, Na_2O и суммы железомагнезиальных компонентов по сравнению с верхним потоком (см. табл. 4). В верхнем лавовом потоке отмечается возрастание степени окисленности железа от подошвы к кровле.

FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O
1,84	0,12	0,92	4,42	4,50	2,31	0,28	0,37
1,77	0,10	0,64	3,01	4,23	2,79	0,14	0,57
1,39	0,08	0,88	2,75	4,08	2,83	0,23	0,57
1,56	0,08	0,74	2,68	4,24	2,68	0,09	2,58
2,19	0,10	0,76	2,68	4,26	2,65	0,15	0,60
1,63	0,10	0,68	2,96	4,21	2,84	0,14	0,42
2,14	0,10	0,64	2,94	4,23	2,89	0,15	0,1

Химический состав липарито-дацитов купола и верхнего потока не имеет существенных отличий, что свидетельствует о близости процессов формирования купола и верхнего потока во времени. Выделение двух, различающихся по составу фаз внедрения, следующих одна за другой без значительного перерыва, свидетельствует о дифференциации в подводящем канале. В то же время низкое содержание SiO_2 в первых порциях лавы может объясняться гибридизацией, захватом и плавлением в кровле магматической камеры вмещающих пород, в данном случае вулканогенных туфов паужетской свиты, имеющих валовой состав, близкий к составу дацитов.

При сравнении химического состава текстурных разновидностей липарито-дацитов, слагающих купол, обращает на себя внимание высокое содержание воды (2,58%) в пемзовидных липарито-дацитах (см. рис. 19; табл. 4). В обсидианах содержание воды 0,60%. Отмечается тенденция к постепенному ее уменьшению в более глубоких частях экструзии. Стекловатые липариты обладают самой низкой степенью окисленности железа.

В тонкополосчатых флюидальных липаритах отмечается незначительное увеличение SiO_2. Это увеличение может объясняться вторичным обогащением микрофельзитовой основной массы за счет тридимита и кристобалита.

Содержание глинозема в пемзовидных липарито-дацитах и обсидианах, которые из-за слабой механической прочности легко подвергаются физическому и химическому выветриванию, увеличивается вследствие разрушения плагиоклаза и стекла в основной массе и избирательного выноса SiO_2 и щелочей. Подводя итоги описания, Е.Н. Гриб отмечает, что экстру-

зия Плоская является многоактным образованием. На ранней стадии ее развития происходило извержение расплава, в результате чего сформировались основание купола и нижний лавовый поток. В дальнейшем купол увеличивался за счет более кислых лав липаритового и липарито-дацитового состава. По мере его роста новые порции лавы выжимали предыдущие, в результате чего купол поднимался вверх. Вязкий материал поступал по сравнительно узкому каналу, что способствовало образованию концентрических линий течения. Плоскости "поверхностей" течения наклонены к центру купола (см. рис. 19). Концентрическое расположение линий течения подчеркивается горизонтальным залеганием пемзовидных липаритов на вершине купола. В краевых частях купола эти линии разрываются по ранним трещинам срыва и лава образует короткие потоки-наплывы. Вдоль ранних трещин срыва образуются сферолиты, создавая сферолитовую полосчатость. В глубоких врезах юго-западной части экструзии наблюдается луковичная структура купола. Уплощение вершины купола могло произойти за счет оседания лавы во время охлаждения и частичного втягивания изверженного материала обратно в канал.

Излиянию второго лавового потока предшествовала эксплозивная фаза, о чем свидетельствуют орешковые пемзы в верховьях руч. Кривого. Мелкие окатанные обломки пемз на поверхности купола встречаются довольно часто.

На основании замеров структурных элементов, формы купола и нахождения пемз канал экструзии Плоской предполагается в истоках лавового потока в верховьях руч. Кривого.

После формирования купола в его восточной части произошло внедрение роговообманковых стекловатых липаритов, состоящих из свежего стекла с небольшим содержанием фенокристаллов. В дальнейшем тектонической подвижкой взбросового типа восточная часть купола была приподнята на 140 м относительно ее первоначального положения. О существовании такого воздымания свидетельствует зона сильно перемятых пород в верховьях руч. Фумарольного. Этот разлом прослеживается по всему северо-западному склону Камбального хребта.

Большинство же исследователей считают, что Камбальный хребет по условиям залегания пород паужетской свиты представляет собой брахиантиклинальную складку, сформировавшуюся в позднечетвертичное время (Аверьев и др.,1965). Азимуты падения отдельных горизонтов паужетской свиты в северной части Камбального хребта меняются с северо-западных направлений на его северо-западном склоне на юго-восточное на восточном склоне.

Сложные взаимоотношения туфогенно-осадочных пород и прорывающих их экструзивных тел кислого и основного состава различного объема и внедрившихся неодновременно позволяют сделать вывод о том, что структура северной части Камбального хребта представляет собой сложное вулкано-тектоническое поднятие (рис. 20). В долине р. Паужетки кровля паужетской свиты находится на абсолютной отметке 100 м. В приосевой части Камбального хребта она располагается на высоте более 900 м над ур. моря. В осевой части Камбального хребта (2-я группа Северо-Камбальных паровых струй) обнажения паужетской свиты находятся

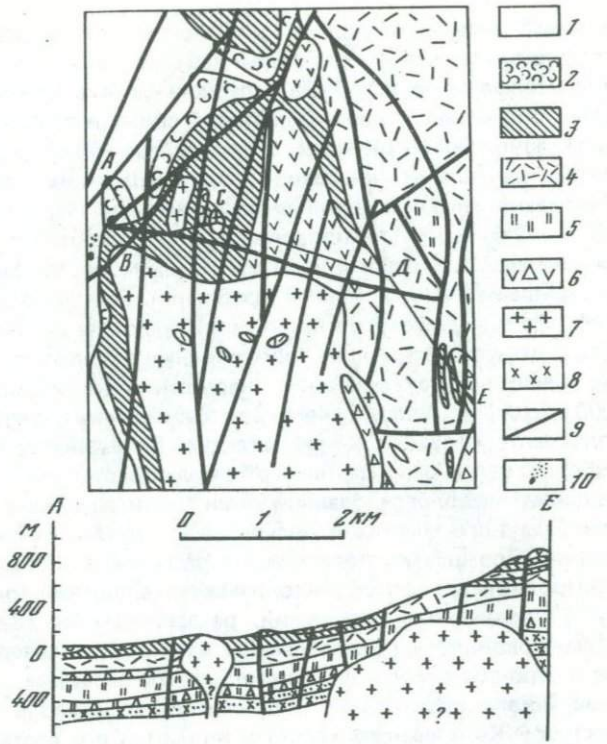


Рис. 20. Геологическая карта северо-западного склона Камбального хребта. Составили В.И. Белоусов и Е.Н. Гриб

1 — аллювиальные отложения; 2 — пемзовые отложения, голоцен; 3 — алевро-пелитовые туфы паужетской свиты, верхний плейстоцен; 4 — псефитовые туфы паужетской свиты, средний — нижний плейстоцен; 5 — литокристаллокластические окремненные туфы дацитов, нижний плейстоцен; 6 — лаво-пирокластический вулканогенный комплекс андезитового и базальтового состава (вулкан Черные Скалы), верхний плейстоцен; 7 — экструзии риодацитов; 8 — вулканомиктовые песчаники, плиоцен; 9 — разрывные нарушения; 10 — Паужетские горячие источники

на отметках 900—1000 м. В районе 3-й группы Северо-Камбальных паровых струй обнажаются литокристаллокластические туфы, подстилающие ее, которые, судя по разрезу глубоких скважин в долине р. Паужетки, должны сменяться вулканомиктовыми песчаниками плиоцен-миоценового возраста. Последние, как указывалось ранее, слагают восточные отроги Камбального хребта. В пределах западной моноклинали туфогенная толща на юге прорвана экструзиями риолитов и дацитов, прослеживающихся вплоть до осевой части вулкано-тектонической структуры. В целом Камбальный хребет представляет собой моноклиналь, усложненную в северной части четвертичным вулкано-тектоническим поднятием. Осевая часть его протягивается в северо-, северо-восточном направлениях через верховья ручьев Трудного и Светлого и сложена псефитовыми туфами паужетской свиты. В северном направлении ось поднятия ундули-

рует под пемзовые отложения долины р. Озерной. В ядре этого блока выходят литокристаллокластические туфы дацитов. Все поверхностные термоаномалии (термальные поля) на западном склоне хребта приурочены к выходам псефитовых туфов паужетской свиты и относятся к единой термальной зоне. Она ограничена с юга экструзиями дацитов, а с севера участком фациального перехода водовмещающих псефитовых туфов в относительно непроницаемые алевропелитовые туфы (Белоусов, Сугробов, 1971). Отдельные термопроявления и разгрузка гидротерм, как показали разведочные работы на Паужетском поле, связаны с тектоническими нарушениями или зонами дроблений. Они хорошо прослеживаются в рельефе в виде уступов или по ним проходят долины ручьев. Разломы хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках, которые использовались при нанесении тектонических нарушений на схематическую карту 1:10000 масштаба, составленную для разведанного участка Паужетского поля (месторождения) и примыкающей площади, где проводятся буровые работы с целью расширения геотермальной станции.

При совмещении интерпретированной нами сетки разломов с картой термопроявлений данного участка в большинстве случаев было установлено их совпадение. Поэтому мы полагаем, что распределение термопроявлений здесь контролируется сеткой тектонических нарушений (рис. 21).

Выделяется 12 разрывных нарушений, разделенных на две группы, которые довольно равномерно распределены на площади: северо-восточные, имеющие северо-восточное простирание; северо-западные соответственно северо-западного простирания. Формировались разломы сингенетично со структурой Камбального хребта и являются его составной частью. Все они имеют прямолинейное или близкое к прямолинейному простирание, что свидетельствует о крутом угле наклона плоскости сбрасывателя. Во многих местах они пересекаются. Мелкие разломы порой пересекаются разломом большого протяжения и первые можно относить к оперяющим разломам. Амплитуды сброса измеряются первыми метрами или десятками метров.

Тесная взаимосвязь современных термопроявлений Паужетской гидротермальной системы со структурой Камбального хребта позволяет предполагать, что образование терм и формирование вмещающей их геологической структуры — результат единого внутрикорового процесса.

Разрез паужетской свиты перекрывается пемзовыми отложениями, под которыми располагается маломощный прослой, обогащенный органикой. По данным нашим и геолога А.А. Питаде, этот прослой имеет региональное простирание. Он отмечается по всей северной части Камбального хребта, в верховьях долин рек Озерной и Унканович. В некоторых местах прослой, обогащенный органикой (по А.А. Питаде — "гнилостный ил"), переходит в торф. В разрезах можно наблюдать, что этот прослой наклонен от наиболее приподнятых участков описываемых макроструктур, что указывает на его нарушенное залегание, вызванное поднятием таких структур. Поэтому возраст вулкано-тектонических структур (Камбальный хребет, юго-восточная часть Голыгинских гор и Дикий Гребень) можно определить по возрасту слоя, обогащенного органикой. Абсолютный возраст его — около 8000 лет. Очевидно, возраст рассматриваемых

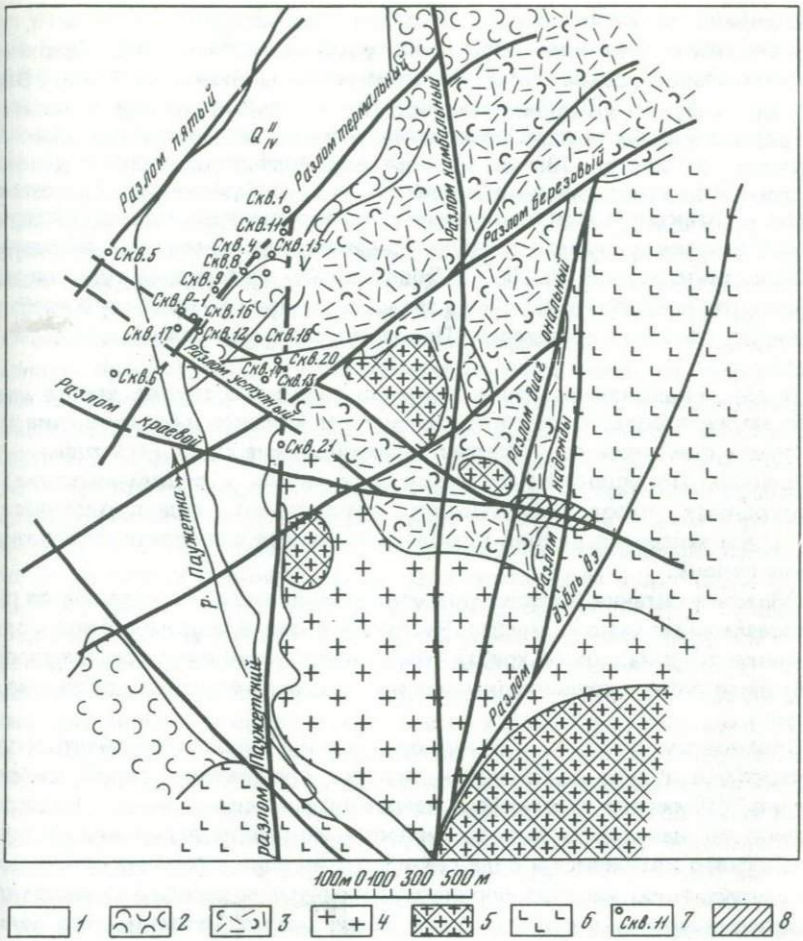


Рис. 21. Геологическая карта очага разгрузки Паужетской гидротермальной системы. Составили В.И. Белоусов и Е.Н. Гриб

1 — аллювиальные отложения; 2 — пемзы; 3 — псефитовые туфы паужетской свиты; 4 — лавы риодацитов; 5 — экструзивные купола риодацитов; 6 — базальты; 7 — скважины; 8 — Восточно-Паужетское термальное поле

структур несколько моложе 8000 лет. Несомненным подтверждением молодости структуры северной части Камбального хребта является нарушенное залегание пемзовых отложений. В некоторых случаях разрывные нарушения устанавливаются по гипсометрическому положению в разрезе этого прослоя с органикой. Так, например, в бортах верховий долины р. Озерной (установлено А.А. Питаде) амплитуда сброса, по которому проходит долина, составляет 155—160 м. Поднят южный борт, примыкающий с севера к вулканической структуре Дикого Гребня. Углы наклона прослоя органики на южном склоне юго-восточной части Голыгинских гор составляют 13—15—20° (Питаде, 1932; см. ссылку на стр. 37).

В долине Паужетки вскрыты 2 водоносных напорных комплекса, приуроченных к отложениям псефитовых туфов паужетской свиты (верхний) и плиоцен-миоценовым вулканомиктовым песчаниками (нижний). Верхний водоносный комплекс изолирован от грунтовых вод относительно водоупорными алевропелитовыми туфами, мощность которых колеблется от 60 до 100 м. Нижний водоносный комплекс отделяется от верхнего относительно водоупорными туфобрекчиями паужетской свиты и литокристаллокластическими туфами дацитов. На эксплуатирующемся участке упомянутые водоносные породы заключают подземные воды с температурой до 200°С. Обводненные псефитовые туфы паужетской свиты прослеживаются и на западном склоне Камбального хребта и, очевидно, так же как и в долине Паужетки, содержат напорные подземные воды.

Выше указывалось, что в строении западного склона хребта участвуют также породы нижнего водоносного комплекса и разделяющие этот комплекс с верхним относительно непроницаемые спекшиеся туфы — туфобрекчии. По условиям залегания водоносных и ограничивающих их водоупорных пород, образующих моноклиналь, гидрогеологическая структура западного склона Камбального хребта соответствует артезианскому склону.

Областью питания инфильтрационными водами для него являются приводораздельные участки хребта. Частичное питание подземных вод можно предполагать и на склоне хребта через относительно водоупорные алевропелитовые туфы в трещинных зонах и на отдельных участках окон в водоупоре.

Зона разгрузки подземных вод данной гидрогеологической структуры находится в долине р. Паужетки, которая представляет собой наиболее крупное понижение в рельефе в районе артезианского склона. Непосредственно мы наблюдаем выходы только высокотермальных вод верхнего водоносного комплекса в виде гейзеров, кипящих и горячих источников. По соотношению напоров верхнего и нижнего водоносных комплексов (пьезометрические уровни нижнего выше) можно полагать, что долина Паужетки является дреной и для нижнего водоносного комплекса. Кроме того, разгрузке термальных вод здесь способствует тектоническое дробление моноклинали западного склона Камбального хребта, а также строение борта долины Паужетки, совпадающего с бортом Паужетской впадины, сложенным неогеновыми и древнечетвертичными водопроницаемыми базальтами и туфобрекчиями, которые играют роль естественного барража.

В очаге разгрузки буровыми скважинами были непосредственно вскрыты в одном и том же водоносном слое (верхнем охлажденные воды низкой минерализации и перегретые минерализованные воды, имеющие одинаковые пьезометрические уровни, что свидетельствует о существовании единой водонапорной системы холодных подземных вод и гидротерм (Аверьев, 1961; Сугробов, 1964). Очевидно, такое положение гидротерм в водонапорной системе обычных подземных вод сохраняется и на остальной территории артезианского склона, где распространение туфов паужетской свиты значительно шире площади развития гидротермаль-

ных проявлений. Участок долины Паужетки, где происходит явная разгрузка гидротерм, протягивается на расстояние 3,5 км. На севере она определена по вскрытию гидротерм скважиной, а на юге — по положению восходящего термального источника с температурой 75°С.

Данные о фильтрационных свойствах пород получены только для водоносного комплекса псефитовых туфов паужетской свиты на Паужетском месторождении на основании исследований пароводяных скважин. Поскольку литологический состав туфов на остальной площади их распространения мало отличается от разведанного участка, фильтрационные свойства обводненных пород на площади в какой-то мере будут близки к полученным данным. Коэффициент проницаемости, определенный на основании опытно-эксплуатационных выпусков, характеризует и поровую, и трещинную проницаемость туфов. Фильтрационные свойства отложений зависят, в основном от их трещиноватости. Усредненный коэффициент проницаемости псефитовых туфов равен 0,4 дарси. С учетом понижения вязкости при повышении температуры, достигающей здесь 150–200°С, эффективная проницаемость отложений возрастает. Например, коэффициент фильтрации на участке разведки равен 2–4 м/сутки. Таким образом, псефитовые туфы по отношению к холодным и нагретым водам характеризуются различной проницаемостью. Для первых они будут слабо проницаемыми, даже если их фильтрационные свойства на всей площади артезианского склона соответствуют проницаемости в зоне разгрузки.

Слабая проницаемость водоносных отложений, препятствующая интенсивному внедрению холодных вод, является одним из важнейших условий формирования высокотемпературных гидротерм. В нашем случае этому способствует и изоляция верхнего водоносного комплекса на большей части площади артезианского склона вышеза. егающими алевропелитовыми туфами. Сосредоточенный интенсивный приток холодных вод в водоносный комплекс псефитовых туфов исключается еще и вследствие отсутствия здесь мощного потока грунтовых вод. Естественно, что поверхностные проявления гидротермальной деятельности наблюдаются там, где эти условия выражены наиболее ярко. Например, паровые струи на Камбальном хребте на водоразделах местных водотоков с небольшой площадью водосборов поверхностных и грунтовых вод фиксируются на высоком, почти одинаковом гипсометрическом уровне.

Ограниченные возможности для поступления в водоносные горизонты холодных инфильтрационных вод, диктуемые рассмотренной гидрогеологической обстановкой, используются полностью, так как климатические особенности территории свидетельствуют о благоприятных условиях питания. Предварительные наблюдения, проведенные в бассейне руч. Быстрого на западном склоне Камбального хребта, позволяют предполагать, что накопление и расход воды в грунтовом потоке происходят в течение года. Следовательно, около 10% поверхностного стока может идти в глубокий подземный сток, т.е. почти 10 л/сек•км^2. Приведенная величина модуля подземного стока в действительности может быть увеличена, так как количество атмосферных осадков на площади рассматриваемой гидрогеологической структуры, расположенной в горах, значительно превышает величину осадков, выпавших на равнине.

Площадь артезианского склона, оконтуренная по распространению псефитовых туфов в западной части структуры Камбального хребта, можно определить в 40 км^2, следовательно, на основании вышеприведенных цифр мы можем ожидать расход подземного потока не менее 400 л/сек. Такой же порядок имеет величина расхода гидротерм, заключенных в псефитовых туфах в области разгрузки, где ширина потока не превышает 2 км. Очевидно, большая часть холодных инфильтрационных вод, поступающих в глубокий подземный сток в пределах артезианского склона, идет на питание гидротерм. Учитывая слабую проницаемость алевропелитовых и псаммитовых туфов, перекрывающих водоносные отложения, можно сделать вывод о том, что питание напорных водоносных комплексов осуществляется в основном по тектоническим разломам.

Поверхностные термопроявления наблюдаются в долине р. Паужетки, на западном склоне Камбального хребта, в осевой части. Поверхностные термоаномалии — термальные поля — связаны с выходом перегретых вод и парогазовых струй. Самое крупное термальное поле, Паужетское, приурочено к северо-западному подножью Камбального хребта, к долине р. Паужетки. Глубинное строение и гидрогеотермические условия поля детально исследованы благодаря проводившемуся здесь бурению и освещены в книге "Паужетские горячие воды на Камчатке" (Аверьев и др., 1965).

Термальные поля наблюдаются в пределах двух широких зон северо-западного простирания. Северная зона, к которой приурочены Северо-Камбальные паровые струи, прослеживается в виде узкой полосы шириной 3 км, вытянутой на юго-восток от Паужетского поля. Эта термальная зона однородна в геолого-структурном отношении, связана с выходами туфовой толщи паужетской свиты и ограничена (как уже упоминалось выше) экструзиями дацитов и полосой фациального перехода проницаемых туфов в относительно непроницаемые алевропелитовые туфы (Белоусов, Сугробов, 1971).

Южно-Камбальные паровые струи, хотя и прослеживаются тоже в виде зоны северо-западного направления, находятся в иных структурных условиях. Прежде всего отметим, что паровые струи и термальные поля южной части Камбального хребта отмечаются на площади развития андезито-базальтовых лав или гидротермально-измененных пород. Весьма примечательно, что у западного борта циркообразной впадины III группы паровых струй и на правом склоне руч. Кратерного наблюдается также экструзия дацитов. Такое же близкое расположение термальных полей к экструзиям отмечалось выше и для Северо-Камбальных паровых струй. Очевидно, термоаномалии южной части хребта, имея одни и те же показатели по выносу тепла и составу пара и газа, что и Северо-Камбальные паровые струи, не связаны тесно в структурном отношении с Паужетским термальным полем, как это можно полагать для северной зоны.

Термальная активность проявляется в самой разнообразной форме. На Паужетском термальном поле наблюдаются горячие или кипящие источники и гейзеры, паровые струи и участки прогретой почвы, связанные с разгрузкой высоконагретых вод. На термальных полях Камбального хребта отмечаются только выходы пара в виде отдельных струй и рассредоточенного парения ("парящая земля"), образующие кипящие грязевые

котлы и озерки, если пар выходит в микропонижения, заполненные грунтовыми водами, верховодкой или поверхностными водами. Тепловая мощность Паужетской гидротермальной системы в естественных условиях, по данным В.М. Сугробова, оценивается в 25 000 ккал/сек.

Геотермический режим гидротермальной системы, как показывают результаты изучения Паужетского поля на основе буровых скважин, определяется условиями циркуляции высокотермальных вод. С глубиной в относительно водоупорной толще температура интенсивно нарастает (градиент 0,6–2,8°С/м), свидетельствуя о переносе тепла преимущественно кондуктивным путем, а в обводненных породах медленно увеличивается (градиетн 0,1–0,2°С/м). В толще обводненных псефитовых туфов температура достигает наибольших значений и изменяется от 152 до 220°С. Максимальные температуры отмечаются на юго-востоке поля. Глубже по разрезу (в нижнем водоносном комплексе) температура уменьшается и составляет 143–150°С. Такой характер распределения температур по глубине и конфигурации геоизотерм свидетельствует о том, что движение термальных вод в верхнем комплексе проходит с юго-востока (со стороны Камбального хребта), т.е. нагрев подземных вод осуществляется за пределами разведанного участка и температурная аномалия здесь представляет собой как бы наведенное тепловое поле.

Характер геотемпературного поля на большей части гидротермальной системы пока не установлен из-за отсутствия скважин. По направлению к термальным полям склона Камбального хребта температура возрастает и в верхнем, и в нижнем термальных водоносных комплексах. Кроме того, косвенно об этом свидетельствуют результаты электроразведки, проведенной И.М. Зайцевым (1971) в районе Паужетского и Восточно-Паужетского полей. Изолинии низких сопротивлений, характерные для высокотемпературного участка Паужетского поля, протягиваются и на юго-восток по склону Камбального хребта. Температура гидротерм в недрах Камбального хребта, по расчетам В.М. Сугробова (1976), составляет около 250°С.

На разведанном участке Паужетского поля установлено, что высокотермальные подземные воды, заключенные как в крупных трещинах, сопряженных с тектоническими нарушениями, так и в мелких трещинах и порах в толще псефитовых туфов, характеризуются единой пьезометрической поверхностью. Абсолютные отметки статистических уровней в скважинах, заложенных в толще туфов, закономерно изменяются в соответствии с рельефом. Они уменьшаются с юго-востока на северо-запад к долине Паужетки и по ее падению. Наблюдения за изменением статистического уровня в закрытых скважинах показали, что пластовое давление уменьшается от действующей скважины по всем направлениям довольно равномерно. Это подтверждает гидравлическую связь обводненных трещин и пор толщи псефитовых туфов и позволяет говорить о существовании напорного потока гидротерм (Сугробов, 1964). Его границы здесь, кроме отмеченного выше распределения температуры, хорошо фиксируются по изменению их химического состава. Максимальные концентрации характерных компонентов отмечаются в пределах потока наиболее нагретых вод и уменьшаются по направлению их движения в долине р. Па-

ужетки (зона разгрузки). Изолинии концентрации хлор-иона и зоны различных содержаний калия по своей конфигурации подобны линиям равных напоров и геоизотермам (Аверьев и др., 1965; рис. 19). Зона термальных вод с максимальным содержанием калия точно совпадает с потоком наиболее нагретых термальных вод.

Направление движения гидротерм на разведанном участке, скорректированное геотермическими и гидрохимическими данными, совпадает с простиранием северной термальной зоны. Очевидно, гидротермальная активность на всем ее протяжении, так же как и на Паужетском поле, обусловлена существованием на глубине высокотемпературных подземных вод.

Наблюдающиеся различия в абсолютных концентрациях компонентов газового состава источников и паровых струй связаны с тем, что после отделения пара и газов от гидротерм часть пара конденсируется при подъеме вверх. Оставшаяся часть пара, которую мы наблюдаем в виде паровых струй, естественно, обогащается газами (Аверьев, 1961). В процессе пароотделения происходит дегазация и как следствие — химическая дифференциация парогидротерм. В.В. Аверьев, впервые рассмотревший химическую дифференциацию гидротерм на примере Паужетского геотермального района, высказал предположение о возможном формировании вод различных типов в результате подземного вскипания и дегазации парогидротерм на глубине. В случае внедрения отделившегося пара и газа, главным образом CO_2, в вышележащие слабообводненные горизонты формируются гидрокарбонатные натриево-кальциевые или гидрокарбонатно-сульфатные натриево-кальциевые воды, которые на поверхности дают теплые углекислые источники. При конденсации пара происходит частичное растворение гидрокарбонатно-аммонийного состава, и при выщелачивании горных пород и окислении сероводорода — слабокислые сульфатные растворы различной минерализации. Последние особенно характерны для бессточных водных и грязевых котлов. В.В. Иванов (1958) выделил эти воды как "псевдофумарольные" термы поверхностного формирования, примером которых являются воды источника Южный и грязевого озерка на Паужетском поле и воды термальных полей Камбального хребта, описанные А.С. Нехорошевым. Грунтовые воды, формирующиеся вблизи выходов пара и имеющие весьма ограниченное распространение, аналогичны по составу холодным грунтовым водам, но имеют более высокую минерализацию.

В зоне разгрузки гидротермы представляют собой щелочные воды, преимущественно хлоридно-натриевого состава. Термальные воды верхнего водоносного комплекса с хлоридно-натриевым составом имеют общую минерализацию 2,7—3,4 г/л и характеризуются повышенным для вод данной минерализации содержанием редких щелочей, кремнекислоты (около 300 мг/л), метаборной кислоты (около 150 мг/л), калия (50—100 мг/л). Термальные воды нижнего водоносного комплекса также относятся к хлоридно-натриевым термам, но имеют более низкую общую минерализацию (2,5 г/л) и повышенное содержание сульфатов. Химический состав воды в скважинах идентичен составу воды Паужетских кипящих источников.

Выше отмечалось, что на довольно ограниченном участке Паужетского термального поля скважинами вскрыты минерализованные перегретые воды и низкоминерализованные горячие воды с температурой всего лишь 74°С. Термальные поля с выходами пара соседствуют непосредственно с участками распространения холодных грунтовых вод и связанными с ними нисходящими источниками, приуроченными к породам одного и того же водоносного комплекса, к туфам паужетской свиты. Можно полагать, что в пределах артезианского склона гидротермы окружены холодными водами. Гидродинамическое единство гидротерм и холодных подземных вод обусловливается тем обстоятельством, что, несмотря на высокую температуру, по крайней мере 200°С, в пластовых условиях они находятся в жидкой фазе, так как гидростатическое давление намного превышает давление насыщенного пара при данной температуре.

Давление гидротерм подчиняется полностью законам гидродинамики водонапорных систем, которая в свою очередь, как известно, зависит от геолого-структурно-геоморфологической обстановки. Например, в долине Паужетки, в зоне разгрузки наблюдается превышение напорного уровня палеоген-неогенового комплекса над пьезометрической поверхностью водоносного комплекса паужетской свиты и уровнем грунтовых вод. Пьезометрическая поверхность верхнего водоносного комплекса здесь вогнута и постепенно повышается по направлению к Камбальскому хребту и уже на высокой террасе Паужетки располагается ниже уровня грунтовых вод.

Таким образом, инфильтрационное питание гидротермы получают на возвышенных участках рельефа и разгружаются в долинах рек. Вместе с тем высокая температура, свойственная гидротермам, активизирует их движение, усиливая водообмен во всей водонапорной системе. В области формирования стока влияние высокой температуры проявляется в уменьшении вязкости воды, увеличивающей скорость фильтрации. Вследствие этого породы, слабопроницаемые для холодных вод, оказываются проницаемыми для высоконагретых вод, а их поток играет роль своеобразной дрены, к которой подтягиваются холодные воды данной гидрогеологической структуры. Высокая динамичность, которая и создает местную депрессию пластового давления, объясняется, кроме того, возможностью интенсивной разгрузки гидротерм. К потоку гидротерм, который в зоне их формирования может рассматриваться как локальный тепловой очаг, подтягиваются холодные инфильтрационные воды. После нагрева они вовлекаются в интенсивный водообмен данной гидрогеологической структуры в виде высокотермальных подземных вод. Это определяет возможность на довольно ограниченной площади артезианского склона (около 40 км^2) сформироваться мощному потоку гидротерм, которые, благодаря преимущественной способности к фильтрации в толще слабопроницаемых отложений, самоизолируются в системе холодных вод.

Заканчивая описание Паужетской гидротермальной системы, следует сказать, что этот пример является довольно широко распространенным в геотермальных районах, приуроченных к структурно-фациальным зонам вулканических областей, расположенным в западной части Тихоокеанского огненного кольца, где процессы осадкообразования происходили еще

в плиоцен-четвертичное время. К таким гидротермальным системам относятся Долина Гейзеров, Узонская, Киреунская на Камчатке, Горячий Пляж на о. Кунашир (Курильские острова), Мацукава, Оникобе (Японские острова) и хорошо изученные гидротермальные системы Таупской вулканической зоны Новой Зеландии (Вайракейская, Вайотапская, Бродлендская, Каверауская и др.).

Характерной чертой геологических структур гидротермальных систем этого типа является незавершенность седиметационного процесса в водовмещающих толщах и комплексах. Они еще имеют значительную пористость, которая позволяет высоконагретым гидротермам, обладающим большей текучестью по сравнению с холодными водами, фильтроваться не только по трещинам, но и по всей толще. Кроме того, сетка тектонических и диагенетических трещин отличается значительной разреженностью. Последний фактор важен в том отношении, что не нарушаются водоупорные свойства алевропелитовых и пелитовых туфов или иных тонкообломочных горизонтов, перекрывающих нижележащие комплексы, которые исполняют роль верхнего водоупорного горизонта, предохраняя нижние водовмещающие горизонты от проникновения больших масс охлаждающих метеорных вод в глубокие недра этих гидротермальных систем.

Следует отметить, что комплексы осадочных и осадочно-вулканогенных толщ, участвующие в структуре гидротермальных систем, подобных Паужетской, отличаются простотой тектонических нарушений. Как правило, это слабонарушенные толщи, имеющие углы наклона в несколько десятков градусов. В некоторых случаях можно наблюдать блоковую структуру, но так как амплитуда сбросов не превышают 50—100 м, то разрезы блоков хорошо коррелируются. Смещения водопроницаемых и водоупорных горизонтов один относительно другого незначительные, большей частью гидравлическая связь не нарушается и система остается закрытой от воздействия климатических факторов (см. рис. 20).

Другой типичной чертой гидротермальных систем Паужетского типа является наличие нижнего водоупорного горизонта, который описывается в многочисленной литературе как горизонт спекшихся туфов дацитового состава или игнимбритов. Однако более детальные определения литологических характеристик этих пород и изучение геологических позиций их на площади формирования Паужетской гидротермальной системы позволили нам прийти к выводу, что эти породы образовались в результате процессов гидротермального метаморфизма в первичных породах осадочно-вулканогенного происхождения в результате действия фильтрующегося потока высокотермальных вод верхнего водоносного горизонта. Подробнее эти породы будут рассмотрены в главе III настоящей работы.

По нашему мнению, есть основания для ревизии литолого-петрографических характеристик так называемых горизонтов спекшихся туфов и игнимбритов, вскрытых в недрах гидротермальных систем, аналогичных Паужетской. Исследование геологической структуры систем этого типа позволяет решать вопросы их развития во времени. Изменение фильтрационных свойств пород под действием высоконагретого минерализованного

водного потока, по нашему мнению, должно привести к изменению температурного режима в недрах гидротермальных систем, что вызовет перерождение всей гидротермальной системы.

Геологическое строение Паратунской гидротермальной системы и краткая характеристика ее гидрогеотермических условий. Паратунская гидротермальная система изучалась многими исследователями на протяжении последних 15 лет (Трухин, Петрова, 1976; Сережников, Зимин, 1976). Краткая характеристика структуры и гидрогеологических условий этой системы приводятся из описаний, составленных этими исследователями. В изучении геологической структуры гидротермальной системы принимал участие автор, точка зрения которого полностью разделяется этими исследователями (Белоусов, 1967а, б).

Паратунская гидротермальная система входит в одноименный геотермальный район, расположенный в структурно-фациальной зоне Камчатки, сложенной преимущественно терригенными образованиями палеоген-неогенового возраста. Геологическое строение Паратунского геотермального района рассмотрено в главе

Паратунская гидротермальная система расположена в южной части Начикинской складчато-глыбовой зоны и приурочена к грабену долины р. Паратунки.

Нижний структурный комплекс (олигоцен—нижний миоцен—паратунская толща) вскрыт в обнажениях бортов долины р. Паратунки и скважинами в ее центральной части. Геологами Камчатского территориального геологического управления (КТГУ) паратунская толща условно подразделяется на две свиты: вилючинскую (P_3-N_1 vl) и паратунскую (N_1 pr).

Отложения вилючинской свиты выходят на поверхность в пределах развития Паратунской гидротермальной системы в поднятом тектоническом блоке Сопки Горячей. Они представлены частым чередованием темно-серых вулканомиктовых песчаников и черных туфогенных алевролитов и аргиллитов. Последние в разрезе преобладают. Породы окварцованы и пиритизированы. Максимальная мощность этих отложений измерена в скважине и составляет 600 м.

Предполагается, что возрастные аналоги этой свиты вскрыты глубокими скважинами на Среднепаратунском участке, где они представлены грубопереслаивающимися андезитами и базальтами, их туфами и лавобрекчиями. Мощность этих отложений в разрезе скважины составила 400 м.

Верхняя часть паратунской толщи представлена пирокластическими образованиями с резкими фациальными переходами по простиранию. Наиболее хорошо изучены разрезы, вскрытые в скважинах Среднепаратунского участка, где выделяются две пачки.

Нижняя пачка (1000—1200 м) сложена преимущественно светло-серыми алевропсаммитовыми равномерно-зернистыми туфами андезитового состава. В разрезе участвуют псефитовые туфы, туфобрекчии андезито-базальтов и зеленые витрокластические туфы андезитов. В естественных обнажениях поднятого блока Тополового видимая мощность пачки составляет 800 м.

Верхняя пачка (1000 м) состоит из двух частей. Нижняя слоистая часть ее разреза (350—500 м) представлена чередованием светлых пепловых туфов дацитов, разнозернистых темно-серых туффитов, черных туфогенных алевролитов и зеленоватых псефитовых туфов андезитов.

В верхней части разреза преобладают псефитовые туфы и туффиты андезито-базальтового состава. Эта часть разреза содержит многочисленные мелкие тела дацитового состава, силлоподобные тела роговообманковых андезитов и диоритовых порфиритов, мощность которых колеблется от первых метров до 100 м.

Паратунская толща залегает с падением слоев под углами в 10—25°, а в зонах разломов и на контактах с интрузиями до 40—60°. В целом на участке Паратунской гидротермальной системы она образует моноклиналь, осложненную многочисленными разрывными нарушениями и блоковыми подвижками по ним.

Прорывающие толщу интрузии внедрились в раннемиоценовую фазу магматизма и являются апикальными частями единого крупного щитообразного массива. Состав пород варьирует от кварцевых диоритов в центральной части массива до диоритовых порфиритов и габбро-диоритов на его периферии. Интрузия в верхней своей части осложнена многочисленными дайками, мелкими апофизами и силлами диоритовых порфиритов и андезитов.

В самых глубоких врезах участка развития Паратунской гидротермальной системы вскрываются выходы интрузии монцонитов и связанных с ней субвулканических тел дацитового состава. Вмещающие породы в приконтактных частях подвержены сильному ороговикованию. Зоны ороговикования колеблются от нескольких метров до одного километра.

Верхний структурный комплекс Паратунского геотермального района (средний миоцен—голоцен) представлен вулканогенной толщей, которая может быть сопоставлена с алнейским комплексом, выделенным М.А. Фаворской, И.К. Волчанской и др. (1965). Породы этого структурного комплекса вскрываются в обнажении по р. Карымшине и в правом борту долины р. Паратунки. На участке р. Карымшины обнажается Карымшинский субвулканический массив светлых липаритов, находящихся в тесной взаимосвязи с кварцсодержащими игнимбритами. Контакт с вмещающими породами паратунской толщи неровный. По данным С.И. Федоренко (Сережников, Зимин, 1976), это вулкано-плутонический массив. Пачка туфов и игнимбритов дацитового и липарито-дацитового состава перекрывает породы Карымшинского вулкано-плутонического массива и паратунскую толщу. Игнимбриты содержат мелкие фьямме желтого цвета, туф алевропсаммитовый с литокристаллокластической структурой. Мощность этой пачки 150—250 м. Предполагается, что она образовалась в результате эруптивной деятельности, сопровождавшей внедрение Карымшинского вулкано-тектонического массива.

Липариты горы Бабий Камень, сопки Горячей и северного продолжения сопки Бархатной относятся, по мнению большинства исследователей, к самостоятельным экструзиям миоценового возраста. А.И. Сережников и В.М. Зимин (1976) полагают, что правильнее их считать лавами Карымшинского вулкано-плутона. По нашему мнению, это самые молодые маг-

матические образования ареального типа. Так как в гальках верхнеплейстоценовых морен породы этих образований нами не были обнаружены, поэтому мы считаем, что возраст этих образований, определенный А.Н. Сириным, наиболее приближается к истинному (Сирин, 1960). Он считал, что массив сопки Горячей прорывает отложения 3-й террасы долины р. Паратунки, которая датируется верхним плейстоценом.

В правом борту долины р. Паратунки разреза алнейских вулканитов начинается с бурых туфоконгломератов и крупноглыбовых туфобрекчий с обломками пород подстилающей паратунской толщи. Выше по разрезу пласты туфов и туфобрекчий чередуются с потоками черных базальтов, андезито-базальтов и со сложной пачкой туфогенных алевропелитов и песчаников. Мощность толщи, вскрытая скважинами на Нижне-паратунском и Северном участках, составила 550 м. Имеются фаунистические находки Yoldia cf. anastasia, являющиеся руководящей формой для образований верхнемиоценового и плиоценового возраста.

Выше по разрезу в правом берегу долины р. Паратунки обнажается пачка (200 м) лав и лавобрекчий андезито-базальтового состава с пластами псефитовых туфов, на которых залегают базальты нижнего плейстоцена мощностью 100 м.

На участке Паратунской гидротермальной системы многими исследователями зафиксированы проявления голоценового вулканизма, представленного потоками оливиновых базальтов со шлаковыми конусами. Большинство из них приурочено к правому борту долины р. Паратунки и один из них, наиболее крупный, расположен в долине р. Карымшины.

В пределах Паратунской гидротермальной системы широко развиты терригенные образования верхнего структурного яруса. В долине р. Паратунки на неогеновом фундаменте залегает толща (до 150 м) четвертичных туфогенных конгломератов, гравелиты, алевролиты с тонкими слоями и линзами аргиллитов. Цемент пород пеплово-глинистый, а на участках современных термопроявлений цеолито-кремнистый. На этих отложениях залегают рыхлые отложения валунно-галечного состава, пески, супеси, суглинки общей мощностью 30—130 м.

Геологическая структура Паратунской гидротермальной системы определяется историей развития Начикинской складчато-глыбовой зоны (рис. 2 в кн. Трухина, Петровой, 1976), для которой характерной особенностью является широкое развитие многопорядковых разрывных нарушений. Эти нарушения группируются в долгоживущие системы, которые характеризуются вполне четкими генеральными направлениями, что позволяет предполагать изменения направлений зон сжатия и растяжения на протяжении палеоген-неоген-четвертичной истории развития участка. К этим направлениям относятся (в порядке последовательного заложения): 1) меридиональные (азимуты простирания СЗ 350—0°) и субширотные (ВСЗ 85° — ВЮВ 120°); 2) северо-западные (СЗ 320—340°); 3) северо-восточные (СВ 50—70°) и субмеридиональные (ССВ 10—20°). Азимут падения плоскостей сместителей получен для последней системы разрывов.

Бóльшая часть разломов выражена в рельефе и сопровождается зонами милонитизации и гидротермально измененных пород. В долине р. Паратунки многие разломы под рыхлым чехлом молодых отложений прослежены геофизическими методами и вскрыты скважинами. Меридиональные и субширотные системы разломов контролируют размещение блоков, сложенных наиболее древними образованиями участка развития Паратунской гидротермальной системы и блоков с раннемиоценовыми интрузиями. Главными структурными элементами участка Паратунской гидротермальной системы являются горст Тополовый, Паратунский грабен и Восточное поднятие, обрамляющее с востока Паратунский грабен, которые, как указывалось ранее (глава I), располагаются на пологой моноклинали, сложенной паратунской толщей. Эти структуры четко выражены в современном рельефе и совпадают с основными орографическими элементами района (хр. Тополовый, долина р. Паратунки, западные отроги Берегового хребта).

Горст Тополовый ограничен серией сбросов, плоскости сместителей которых падают в сторону поднятых блоков под углами 50–60°. В горсте на поверхность выведены породы нижнего структурного комплекса, поднятые в осевой части на абсолютные отметки 1000 м. На юге горст Тополовый ограничен разломом северо-западного простирания, на севере – субширотного. На западе он граничит с Левобыстринским грабеном, на востоке – с Паратунским. Максимальная амплитуда смещения между горстом Тополовым и Паратунским грабеном около 1000 м.

Паратунский грабен – основная структурная единица, к которой приурочены очаги разгрузки Паратунской гидротермальной системы; на юге он ограничен поднятым блоком сопки Горячей и на севере около Нижнепаратунских термопроявлений – поперечными блоковыми структурами. Опущенный блок Паратунского грабена разбит на более мелкие блоки, которые имеют тенденцию к постепенному погружению в северном направлении.

Восточное поднятие, ограничивающее с востока Паратунский грабен, обрамлено взбросами субмеридионального простирания. Максимальный размах смещений составляет 500–600 м. Поднятие имеет сложное блоковое строение.

В заключение следует отметить, что участок развития Паратунской гидротермальной системы и в настоящее время продолжает оставаться тектонически активным. Строение долины р. Паратунки указывает на рост горста Тополового и продолжающееся опускание Паратунского грабена.

В региональном плане структурная депрессия долины р. Паратунки, к которой приурочена Паратунская гидротермальная система, относится к Паратунско-Приокеанскому гидрогеологическому массиву, выделенному М.Б. Голубовским (Манухин, Ворожейкина, 1976). Площадь бассейна р. Паратунки равна 690 км^2.

Паратунская депрессия занимает одно из наиболее низких положений по отношению к региональной дрене – Тихому океану. В западном направлении происходит ступенчатое воздымание субпараллельных водонапорных систем. Предполагается, что глубинный подземный сток направ-

лен на восток. Среднегодовой модуль общего поверхностного стока равен 66,8 л/сек·км^2, подземного — 33,4 л/сек·км^2. Минимальный модуль подземного стока — около 15 л/сек·км^2 (Манухин, Ворожейкина, 1976).

В недрах гидротермальной системы до глубин 600—1500 м встречены термальные воды с температурой до 100°С. В двух скважинах замеренные температуры превышали 100°С. Все термальные воды являются напорными. Установлена гидравлическая связь с Нижнепаратунского и Северного участков. Предполагается взаимовлияние Среднепаратунского и двух предыдущих участков. Связь последних с Верхнепаратунскими выходами горячих вод не изучена.

Для всех термальных вод Паратунской гидротермальной системы характерен трещинно-жильный тип циркуляции. Падение максимальных напоров от верховий р. Паратунки к Северному участку свидетельствует о возможности латерального движения термального потока на больших глубинах. В очагах разгрузки преобладает восходящая циркуляция термальных вод. В верхних частях гидрогеологического разреза наряду с трещинно-жильными существует пластово-трещинный характер движения остывающих термальных вод, которые образуют зоны растекания на участках очагов разгрузки. Общая картина пьезометрической поверхности в этих зонах значительно усложняется. Эти случаи упоминаются в общем описании гидротермических условий гидротермальных систем, что обусловлено изменением плотности воды в более высоконагретых термальных водах, которые подходят близко к поверхности в очагах разгрузки и создают эффект, который новозеландские исследователи определили как термоартезианский.

Главным водовмещающим комплексом термальных вод в Паратунской гидротермальной системе является нижний структурный комплекс. Породы этого комплекса характеризуются как водонепроницаемые. В целом же комплекс, обладающий густой сетью трещин различного генезиса, характеризуется высокими коэффициентами проницаемости.

Роль верхнего водоупора по отношению к термальному водоносному комплексу играют алевролиты, аргиллиты, глины, тонкозернистые слабоуплотненные песчаники четвертичного возраста, выполняющие Паратунский грабен.

Мощность этих отложений в очагах разгрузки Паратунской гидротермальной системы изменяется, равномерно погружаясь во все стороны от термальных источников и достигая 100 и более метров в наиболее удаленных частях. В нижних частях разрезов отложения водоупорного горизонта сцементированы вторичным цеолит-кремнистым цементом. Мощность этого горизонта наибольшая в месте поверхностных термопроявлений и на Среднепаратунском участке достигает 20 м. К краям куполовидного поднятия нижнего структурного комплекса мощность сцементированных пород уменьшается до первых метров и затем исчезает полностью (Белоусов, 1967а, б).

По нашему мнению, возникновение дополнительной цементации в месте максимальной тепловой и водной разгрузки термальных вод Паратунской гидротермальной системы обусловлено значительной минерализацией термальных вод и резким перепадом температур на границах водовмеща-

ющего комплекса и водоупора. В связи с этим происходит понижение температуры термальных вод и выпадение кремнезема из пересыщенного раствора с образованием халцедона и опала. Заполняя поры в породах водоупорного горизонта, они существенно улучшают его водоупорные и теплоизоляционные свойства, которые позволяют поддерживать высокие температуры в нижележащем водовмещающем комплексе.

Совокупность основных геолого-гидрогеологических признаков — грабенообразное строение долины с широким (1—5 м) ступенчато-вогнутым коренным ложем, наличие относительного водоупора, низы которого на значительной площади сцементированы; напорный характер термальных и холодных вод позволяет Ю.Ф. Манухину и Л.А. Ворожейкиной верхнюю часть Паратунской гидротермальной системы отнести к межгорному артезианскому бассейну орогенного типа. Характерной чертой межгорных артезианских бассейнов Камчатки является их двухъярусное строение, связанное с наличием близповерхностного, обычно безнапорного водоносного горизонта, приуроченного к толще слабоуплотненных или рыхлых отложений четвертичного возраста. В Паратунском бассейне мощность грунтового потока колеблется от 40 до 80 м.

Как показывают расчеты, проведенные Ю.Ф. Манухиным (Манухин, Ворожейкина, 1976), охлаждающее действие грунтового потока настолько велико, что необходима самоизоляция термальных вод от его воздействия, что и происходит в реальной действительности в очагах разгрузки. Таким образом, цементирование нижней части разреза водоупорного горизонта является закономерной реакцией в деятельности термального потока, который стремится к самоизоляции и к уменьшению процессов теплообмена с окружающими и вышележащими холодными водами. Таким образом, низкотемпературные гидротермальные системы типа Паратунской относятся к саморазвивающимся.

Наиболее четкие температурные аномалии выражены в очагах разгрузки, которые в Паратунской гидротермальной системе рассредоточены по долине р. Паратунки на максимальное расстояние один от другого (около 23 км) и приурочены к куполовидным или элипсовидным поднятиям водовмещающего нижнего структурного комплекса. Здесь отмечается выравнивание температур на глубину благодаря восходящему конвективному потоку. Резкое уменьшение температур наблюдается на нижней границе водоупора, в котором температурный градиент резко увеличивается по сравнению с температурным градиентом в водоносной толще и составляет 0—1,2°С/100 м.

Отмечается тенденция понижения температур с юга на север. Так, например, изотерма 80°С на Среднепаратунском участке располагается на глубинах 150—200 м, на Нижнепаратунском — 350—400 м (в 5 км к северу) и на Северном (в 11 км к северу от Среднепаратунского участка) — 700—750 м. Такое распределение температур отчетливо согласуется с геологическим строением участка Паратунской гидротермальной системы, где водовмещающая толща погружается по ступенчатым сбросам в северном направлении.

В связи с этим предполагается, что источник тепла, за счет которого происходит тепловое питание Паратунской гидротермальной системы,

располагается в южной части Паратунского грабена или вблизи него. Значительные температурные аномалии вблизи крупных разрывных нарушений подтверждают их исключительно большую роль в динамике гидротерм Паратунской гидротермальной системы. Детальная интерпретация гидрогеохимических характеристик термальных вод приводится в работе Ю.Ф. Манухина и Л.А. Ворожейкиной (1976). Общий тепловой расход Паратунской гидротермальной системы, по расчетам этих авторов, составляет около 70 000 ккал/сек.

Паратунская гидротермальная система является хорошо изученным примером среди многообразия низкотемпературных гидротермальных систем подобного типа, развитых в геотермальных районах. Эти системы расположены в структурно-фациальных зонах, сложенных преимущественно терригенными и хемогенными осадочными породами палеоген-неогенового или мезозойского возраста (глава I). В литературе этот тип гидротермальных систем менее известен, так как в последние годы геотермальные исследования направлены на изучение в основном высокотемпературных гидротермальных систем, где получают перегретый пар, необходимый для электрических станций. Эти системы кажутся менее привлекательными с точки зрения использования в народном хозяйстве, хотя, как видно из описаний, тепловая мощность их сопоставима с тепловой мощностью высокотемпературных гидротермальных систем. Геологические структуры некоторых изученных гидротермальных систем Камчатки аналогичны геологическому строению Паратунской гидротермальной системы, но имеют более высокие температуры гидротерм. Отличие заключается в структуре верхнего водоупора, который лучше изолирует водоносный комплекс от внешних гидрогеологических и гидрологических факторов, создавая условия для высокотемпературного режима в недрах такой гидротермальной системы. Хорошо изученным примером является Больше-Банная гидротермальная система, находящаяся в той же структурно-фациальной зоне, что и Паратунская. Рядом расположенные низкотемпературные термопроявления — Мало-Банное, р. Карымшины, Начикинские — показывают, что высокотермальный режим в недрах Больше-Банной гидротермальной системы является скорее исключением, чем правилом. Это подтверждается локальной особенностью геологического строения верхней части разреза этого участка, которая в районе Больше-Банного термопроявления сложена алевропелитовыми и пелитовыми плотными туфами, отлагавшимися в озере, образованном в результате подпруживания р. Банной потоком риолитовых спекшихся туфов (рис. 22). Озерные отложения, обладающие лучшими водоупорными свойствами, чем слабоуплотненные и рыхлые отложения долины р. Паратунки, создали условия изоляции от проникновения метеорных осадков и обладали теплоизоляционными свойствами. В результате этого произошло локальное повышение температуры в недрах Больше-Банной гидротермальной системы, не сказавшееся на повышении температур в соседних очагах разгрузки, с которыми, по-видимому, существует гидравлическая связь (Белоусов, 1967а, 1967б; Белоусов, Сугробов, Краевой и др., 1976).

По нашим данным, аналогами Паратунской гидротермальной системы являются термопроявления долины р. Жировой. В связи с особенностями

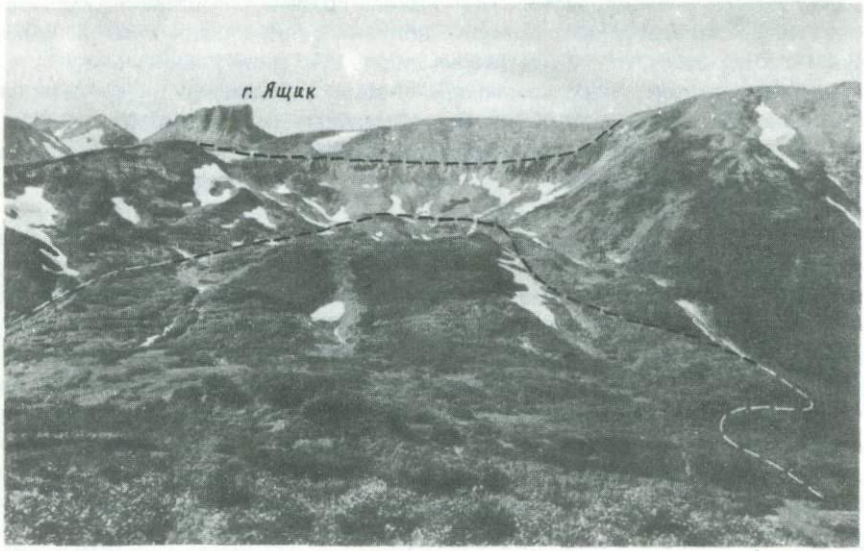


Рис. 22. *На заднем плане экструзия горы Ящик (вид от Больше-Банных термальных источников). Пунктирной линией обозначена граница пирокластического потока (спекшийся туф риодацитов). Фото автора*

строения верхнего водоупорного горизонта на участке Нижнежировской группы термопроявлений наблюдается локальный перегрев гидротерм, на что указывают кипящие источники.

К Паратунскому типу геологических структур гидротермальных систем могут быть отнесены Начикинская и Налычевская на Камчатке, Хаконэ (Япония, о. Хонсю), Рейкьявикские (Исландия), Большие Гейзеры Калифорнии (США), Лардерелло и Монте Амиата (Италия). Последние три гидротермальные системы относятся к высокотемпературным. Геологические структуры их аналогичны геологической структуре Паратунской гидротермальной системы. Отличия носят частный характер. Повышенные температуры гидротерм в недрах этих систем обусловлены особенностями строения верхнего водоупора, который в случае Больших Гейзеров, Лардерелло и Монте Амиата отличается слабой водопроницаемостью, большой мощностью и слабой нарушенностью (Marinelli, 1969; Cataldi e.a., 1969; Facca, Tonani, 1961, 1963, 1967; McNitt, 1961).

Геологическое строение гидротермальных полей Кошелевского вулканического массива и их краткая гидрогеотермическая характеристика. На первых этапах исследований считалось, что термопроявления, расположенные на вулканических аппаратах, непосредственно связаны с магматическим очагом или субинтрузиями, породившими тот или иной вулкан. Как правило, термопроявления представлены парогазовыми струями. При сравнении с кратерной парогазовой деятельностью активных вулканов исследователи во всех случаях склонны были относить все термопроявле-

ния вулканических построек к этой категории гидротермальной активности. Считалось, что деятельность магматических очагов и парогазовые струи – это эманации, выделившиеся непосредственно из магматического расплава. Температуры парогазовых струй были выше 100°С, порой достигая 150°С и более.

Однако детальные исследования такого рода объектов показали, что в недрах вулканических построек имеются термальные воды с высокими параметрами, аналогичными высокотемпературным гидротермам Паужетской гидротермальной системы. Паровые и парогазовые струи, располагающиеся на вулканических постройках, образуются в результате вскипания на глубине перегретых гидротерм в зонах разломов, где наблюдается пониженное гидростатическое давление.

На это обратили внимание В.В. Аверьев и В.М. Сугробов (Аверьев, 1966). Е.А. Вакин (1968) более детально исследовал ряд таких термопроявлений на Камчатке. К этому типу гидротермальных систем относятся гидротермы Кошелевского и Большесемячикского вулканических массивов и термопроявлений Северо-Мутновской вулкано-тектонической зоны (Вакин и др., 1976; Аверьев и др., 1971).

Наиболее детально после бурения ряда геологоразведочных скважин изучены гидротермы Кошелевского вулканического массива.

Участок Кошелевского вулканического массива относится к Паужетскому геотермальному району и представляет собой мозаику сильно раздробленных блоков, сложенных вулканическими образованиями.

Основными структурными единицами его являются вулканические постройки Третьей Речки, Деда и Бабы и сложно построенный вулканический аппарат собственно Кошелевского вулкана. Возраст этих образований плейстоцен-голоценовый. В основании построек залегает лавово-пирокластическая толща андезитового состава, датируемая А.И. Сережниковым миоцен-плиоценовым возрастом. Нижнеплейстоценовые вулканические постройки сильно разрушены и в современном рельефе выражены в виде останцов (см. рис. 5).

Вулкан Третья Речка, расположенный северо-западнее Кошелевского массива, представляет собой руины довольно крупной вулканической постройки. Ее центральная и восточная части разрушены и частично перекрыты лавами Кошелевского вулкана. В ядре структуры обнажены лавы плиоценового возраста. Нижние части разреза вулкана сложены агглютинатами и шлаками с подчиненным количеством лав андезито-базальтового состава. В верхней части разреза преобладают лавы того же состава. Объем пирокластики составляет немного более 10% всего объема вулкана. Максимальная мощность образований вулкана Третья Речка – 1100–1300 м.

Вулкан Дед и Баба сохранился в виде остатков слоистого конуса с обширной эрозионной выемкой в северо-восточной части, заполненной Кошелевскими лавами. В ядре структуры вулкана по эрозионным врезам обнажаются вулканиты миоценового возраста, прорванные субинтрузиями долеритов. Нижнеплейстоценовые образования вулканической постройки представлены агглютинатами, шлаками, туфами, лавами андезитового и андезито-базальтового состава. Эта пачка перекрывается относи-

тельно молодыми андезитами. Последние этапы деятельности вулкана характеризовались излияниями базальтов. Максимальная мощность вулканических образований этой постройки 1300—1400 м.

Кошелевский вулканический массив состоит из нескольких разрушенных в различной степени вулканов, экструзивных куполов и отпрепарированных эрозией субвулканических тел. А.И. Сережников выделяет вулканы Древний ($О_2$), Западный ($О_{3-4}$), Валентин ($О_3^2$), Центральный ($О_{3-4}$), Восточный ($О_{3-4}$), Активный кратер ($О_4$) - (см. рис. 5).

Вулкан Древний по строению аналогичен вулканическим постройкам нижнечетвертичного возраста. Вблизи его центральной части лавовые потоки залегают с большим накалом, а на периферии склоны вулкана напоминают эффузионные плато. Он сложен базальтовыми и андезитовыми лавами и лавобрекчиями, перекрытыми иногда агглютинатами и шлаками, которые выше сменяются лавами с линзами пирокластики.

Вулкан Западный имеет иное строение. Он сложен очень пологими, часто горизонтальными потоками лав. Пологий конус постройки вулкана состоит из лав андезитов и андезито-дацитов, а плато его более древней западной части сложено базальтами и андезито-базальтами.

Вулкан Валентин является наложенным по отношению к центральной части вулкана Древний. Это сильно эродированный конус, сложенный переслаивающимися лавовыми и пирокластическими образованиями, состав которых изменяется от базальтового до андезито-базальтового.

Вулкан Центральный асимметричен, так как от его постройки сохранилась северная часть, а на месте кратера и южных склонов ее образовалась большая эрозионная котловина, в бортах которой обнажены лавы, лавобрекчия и туфобрекчия андезито-базальтового состава.

Вулкан Восточный образовался и действовал синхронно с вулканом Центральным, но продукты извержения имеют кислый состав.

Активный кратер возник в результате взрыва вблизи вершины Восточного вулкана. В настоящее время сохранилась лишь южная стенка. После взрыва произошло излияние лавового потока, по составу отвечающего оливиновым базальтам. Длина потока 3 км. В воронке взрыва сформировался конус глыбовой лавы.

Вся средняя часть Кошелевского вулканического массива прорвана экструзиями андезито-дацитов и субвулканическими телами долеритов. Возраст этих образований голоценовый. Аналогичные образования слагают центральные части вулканов Валентин, Древний, Центральный.

Верхнекошелевское термальное поле структуры приурочено к кратерной части вулкана Валентин.

Одной из главных особенностей тектоники участка Кошелевского вулканического массива является интенсивное дробление на границах крупных вулканических построек. Тектоника в пределах подобных отдельных построек имеет свои черты, обусловленные локальными особенностями вулкана. Как правило, в центральной части вулканов наблюдается более густая сетка трещин, чем на периферии.

Кошелевский вулкан сильно разбит разрывными нарушениями, возникновение которых связано с миграцией эруптивных центров по площа-

ди вулканической постройки. Возникшие кольцевые и радиальные разломы связаны с жизнью магматических очагов. Кроме того, наблюдается серия разрывных нарушений широтного простирания, образование которых, по-видимому, связано с более глубокими тектоническими подвижками. Вдоль этих нарушений происходит миграция эруптивных центров Кошелевского вулканического массива. К ним приурочены выходы современных парогидротерм и термальных источников.

Важной особенностью геологической структуры Кошелевского вулканического массива является широкое распространение гидротермально измененных пород формаций вторичных кварцитов, пропилитов, опал-алунитовых и опал-каолинитовых пород. Первые две формации приурочены исключительно к дочетвертичным образованиям. Вторичные кварциты слагают ядра вулканов Дед и Баба и Третья Речка. Поля вторичных кварцитов окаймлены пропилитами. Опал-алунитовые и опал-каолинитовые породы распространены в привершинных частях вулканов Валентин и Центральный.

На Кошелевском вулканическом массиве выделяется три водоносных комплекса: плиоценовых эффузивов, субвулканических интрузий и туфов; четвертичных лавово-пирокластических отложений, рыхлых отложений.

Первый водоносный комплекс состоит в основном из андезитовых лав, которые сильно раздроблены тектоническими нарушениями, контракционными трещинами и на многих участках подверглись гидротермальному метаморфизму. На этом комплексе залегают молодые породы, отделенные от него слоем глин и измененных пород. Коэффициенты проницаемости пород, слагающих комплекс, очень низкие. Фильтрация воды происходит по открытым трещинам и разломам. Обычно это зоны радиального направления.

Предполагается, что крупные вулканические постройки Кошелевского вулканического массива гидрогеологически обособлены друг от друга, так как они разделены тектоническими зонами, водопроницаемость которых низка вследствие того, что им сопутствуют зоны дробления и милонитизации. Часто по ним проходят эрозионные врезы, которые выполняют роль дрен для подземных вод, заключенных в вулканических постройках.

Ядра вулканических построек раздроблены густой сетью трещин. К этим участкам приурочены поля гидротермально измененных пород вулканов Дед и Баба, Третья Речка и Валентин.

Второй водоносный комплекс сложен четвертичными слаботрещиноватыми лавами, чередующимися с менее водопроницаемыми слоями и линзами агглютинатов и туфов. Эти образования слагают конусы вулканов и платообразные водоразделы, являющиеся областями питания подземных вод. В пределах обособленных возвышенных участков они полностью дренированы. Характерна низкая минерализация.

Третий (верхний) водоносный комплекс представлен рыхлыми отложениями, развитыми иногда на значительных площадях; отличается от остальных комплексов поровой циркуляцией вод.

В пределах Кошелевского вулканического массива известно несколько термоаномалий: Верхне- и Нижнекошелевские парогидротермы, Сивучинские горячие источники и ряд теплых источников: Промежуточный, Шумный, Кальдерный, Сказка. Все термопроявления расположены на западном склоне массива (см. рис. 5).

В Верхнекошелевском термальном поле, в отличие от всех остальных термальных полей Камчатки, расположено большое число очень мощных парогазовых струй. Расположено поле в северо-западной части хребта Кошелевского вулканического массива в эрозионной котловине на отметке 1250 м. Этот участок характеризуется сложной историей развития. В среднеплейстоценовое время здесь была центральная часть вулкана Древний, в верхнем плейстоцене — кратер Валентин, затем произошло внедрение многофазовой интрузии долеритов и в голоцене у северо-восточного контакта сформировался экструзивный купол Пестрый Пик. Состав пород отвечает андезито-дацитам. Современные термопроявления расположены у подножья экструзии.

В целом Верхнекошелевское термальное поле располагается на субширотном разломе, к которому приурочены многие центры извержений Кошелевского вулканического массива.

Большие участки склонов котловины и вершины хребта изменены до каолинитов, алунитов и опал-алунитовых пород. Максимальные температуры перегретого пара 120—155°С. Общий вынос тепла составляет 48 000 ккал/сек.

Нижнекошелевское термальное поле расположено на отлогом внешнем склоне соммы Западного вулкана на отметке 750—800 м. Термопроявления приурочены к оврагу, протянувшемуся в широтном направлении. Наиболее характерными формами термопроявлений являются большие кипящие водоемы, мелкие кипящие воронки и грязевые котлы. На возвышенных участках — струи пара.

Разведочными скважинами вскрыт разрез (снизу вверх): 1 — андезиты плиоценового возраста, с прослоем глин в кровле, мощностью до 500 м, мощность глин более 10 м; 2 — лавы андезито-базальтового состава плейстоценового возраста с прослоями и линзами агломератов и шлаков общей мощностью до 300 м.

Участок разгрузки Нижнекошелевских парогидротерм находится в зоне повышенной трещиноватости плиоценовых пород. Термальное поле приурочено к сбросо-сдвигу широтного простирания. Поверхностные теплопотери на Нижнекошелевском термальном поле составляют около 25 000 ккал/сек.

Остальные термопроявления Кошелевского вулканического массива играют резко подчиненное значение.

Химические составы парогидротерм и термальных вод Кошелевского вулканического массива крайне разнообразны и обусловлены разными причинами, что требует специального рассмотрения (Вакин и др., 1976).

Роль верхнего водоупорного горизонта в становлении и деятельности гидротермальных систем в современных вулканических областях

Формирование гидротермальных систем в современных вулканических областях отличается рядом особенностей. Главная из них та, что они располагаются в субповерхностных условиях. Разгрузка гидротерм происходит непосредственно на поверхность в виде высоконагретых, кипящих источников и струй насыщенного или перегретого пара воды в смеси с газами. Это обусловлено особым развитием этих участков Земли, которые характеризуются тепловыми потоками, в десятки и сотни раз превышающими среднеземные значения. Однако наблюдения за количеством выпавших осадков, условиями водного питания подземных водоносных горизонтов приводят к выводу о наличии особых геологических структур, в которых происходит формирование гидротермальных систем. Главными из них являются литолого-структурные особенности водовмещающих пород и условия их залегания, создающие обстановку для медленной циркуляции в их недрах воды и обязательное наличие верхнего водоупора.

Особая роль верхнего водоупорного горизонта в формировании и деятельности субповерхностных гидротермальных систем в современных вулканических областях признается абсолютным большинством исследователей, изучающих геологическое строение этих участков (Facca, Tonani, 1961, 1963, 1967; Healy, 1964, 1965; Белоусов, 1967а, 1967б; Beloussov, 1967; Манухин, Ворожейкина, 1976; Вакин, 1968; Вакин и др., 1976). Эта проблема возникает при геолого-поисковых и геологоразведочных работах на месторождении гидротерм с целью их эксплуатации. Роль экранов в формировании гидротермальных месторождений полезных ископаемых аналогична роли водоупоров в современных субповерхностных гидротермальных системах: позволяет использовать полученные нами данные в разработке теории экранов в рудообразующем гидротермальном процессе.

Кроме того, изучение условий теплопередачи в верхних частях гидротермальных ситем, где обязательно присутствует верхний водоупор, позволяет определить общие закономерности тепломассопереноса в условиях земной коры не только в гидротермальном, но и в вулканическом процессе.

Представляется целесообразным рассмотреть этот вопрос в двух аспектах: 1) роль верхнего водоупорного горизонта в образовании гидротермальной системы и 2) роль верхнего водоупорного горизонта в деятельности гидротермальной системы.

Роль верхнего водоупорного горизонта в образовании гидротермальной системы удобнее рассматривать на идеальных моделях. Геологический разрез такой модели представим двумя горизонтами: нижним водовмещающим, сложенным породами с хорошими фильтрационными свойствами, и верхним — сложенным плотными породами с низким коэффициентом проницаемости. В водоносном горизонте находится вода, в которой отсутствует вынужденная конвекция. Эта система подогревается снизу контактным способом или путем привноса высоконагретого водяного пара в нижние части водонос-

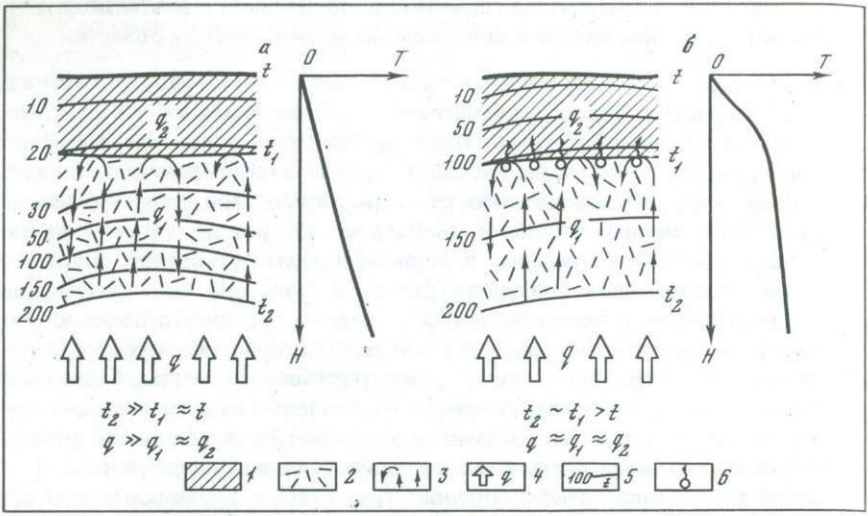


Рис. 23. Схема распределения температур и тепловых потоков в водовмещающем и водоупорном горизонтах при образовании высокотемпературной гидротермальной системы. Составил В.И. Белоусов.

Стадии теплового равновесия: *а* — неустановившегося; *б* — установившегося

1 — верхний водоупор, 2 — водовмещающий горизонт; 3 — направление циркуляции гидротерм; 4 — аномальный тепловой поток; 5 — изотермы; 6 — граница фазового перехода (парообразование). t_2 — температура гидротерм в глубоких недрах гидротермальной системы; t_1 — температура у нижней границы водоупора; t — температура у верхней границы водоупора; q — глубинный тепловой поток; q_1 — тепловой поток в водоносном горизонте; q_2 — тепловой поток в водоупорном горизонте

ного горизонта. За счет источника тепла создается разность температур между нижней частью модели и верхней. В связи с этим создаются условия для теплопереноса. Теплоперенос в нашем случае осуществляется двумя путями: кондуктивной (молекулярной) теплопроводностью и конвекцией. Так как в условии модели предусмотрен застойный режим воды в водовмещающем горизонте, конвекция будет осуществляться лишь под действием разности плотностей воды при разных температурах: за счет архимедовой силы более нагретые порции воды в нижней части водоносного горизонта будут подниматься вверх до тех пор, пока их температура и соответственно плотность не выровняются с вышележащими частями водоносного горизонта. Теплопередача в этом случае будет происходить в результате свободной конвекции (рис. 23). Свободная конвекция и связанный с ней тепломассоперенос осуществляются при малых температурных градиентах, значительно меньших, чем при молекулярной теплопроводности. Это означает, что при тепломассопереносе эквивалентное количество тепла переносится при значительно меньшей разности температур, чем при молекулярной (кондуктивной) теплопроводности. В нашем примере процесс тепломассопереноса, идущий за счет свободной конвекции, будет стремиться к выравниванию температур в вертикальном разрезе,

в связи с чем доля теплопереноса за счет молекулярной теплопроводности будет сводиться к минимуму (рис. 23, *б*). Однако в верхнем водоупоре соотношение долей этих способов теплопередачи будет обратное. Из условий модели следует, что породы водоупорного горизонта отличаются крайне низкой пористостью и малыми коэфициентами проницаемости. Все это позволяет считать, что свободная конвекция, возникающая за счет градиента температур на границах слоя, невозможна и превалирует молекулярная теплопроводность. В связи с этим в нашей модели создается ситуация, когда при малых температурах поступает достаточно большое количество нагретой воды и все тепло, переданное нижней кромке водоупорного горизонта, не может быть передано дальше вверх по разрезу, так как в дальнейшем это количество должно двигаться при большом перепаде температур. В модели можно предусмотреть дополнительное условие, при котором температура над верхней границей водоупорного горизонта постоянна. В реальных случаях она может соответствовать среднесуточным или среднегодовым значениям температуры воздуха в данном районе.

Для того чтобы обеспечить передачу всего тепла, поступающего из глубин через водоупорный горизонт, необходимо поднять температуру у нижней кромки водоупорного горизонта до значений, когда количество тепла, идущего снизу, будет эквивалентно теплопотерям от верхней границы водоупорного горизонта. В реальных гидротермальных системах это равновесие наступает значительно раньше в связи с тем, что мощность верхнего водоупора имеет ограниченные размеры и может изменяться по простиранию.

В тех местах, где мощность водоупорного горизонта наименьшая и он не разбит системой трещин, создаются условия наибольшей концентрации тепла, так как наиболее нагретые порции воды стремятся занять наиболее верхнее положение в водоносном горизонте (см. рис. 25). В этих случаях давление столба породы (литостатическое давление) над водовмещающим горизонтом в какой-то момент будет недостаточным, т.е. будет меньше давления насыщения воды при данной температуре. В этих случаях должно произойти вскипание гидротерм. Часть гидротерм в этом месте перейдет в пар, который стремится подняться вверх через водоупорный горизонт по трещинам, унося с собой избыточное тепло к поверхности Земли, где проявится или в виде паровых струй, или термопроявлений конденсатного типа.

Таким образом, можно сделать вывод, что верхний водоупорный горизонт в субповерхностных гидротермальных системах, обладая водоупорными свойствами, играет роль теплоизолятора, который создает условия для аккумуляции тепла в водовмещающем горизонте. На количество аккумулированного тепла влияют водоупорные свойства пород горизонта (пористость, трещиноватость) и его мощность. Необходимость такого горизонта в верхней части геологического разреза на участке формирования субповерхностной гидротермальной системы очевидна, иначе тепло, поступающее из недр, рассеялось бы.

Существенную роль при этом также играет состояние коллекторов. Ведущим качеством структуры водовмещающих горизонтов должно

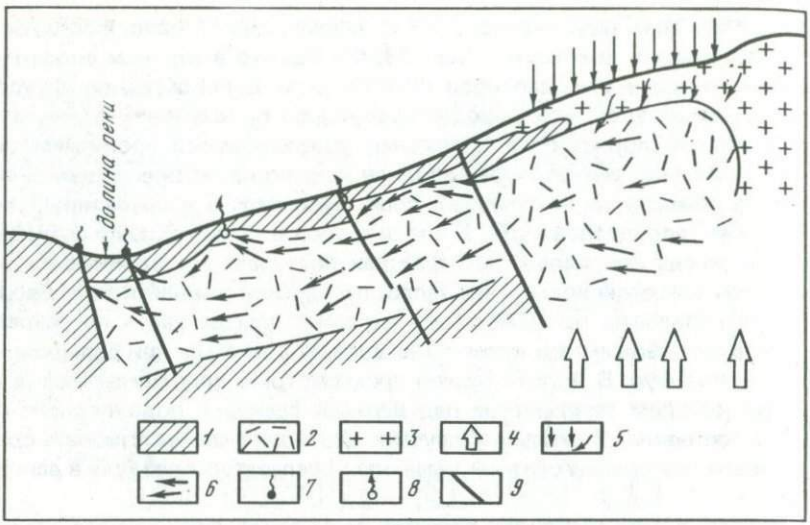


Рис. 24. Схематический геолого-гидрогеологический разрез гидротермальной системы Паужетско-Вайракейского типа. Составил В.В. Аверьев

1 — водоупорные горизонты; 2 — водовмещающий горизонт; 3 — экструзия риодацитов; 4 — аномальный тепловой поток; 5 — инфильтрация метеорных вод; 6 — циркуляция гидротерм; 7 — выходы гидротерм в очаге разгрузки; 8 — выходы паровых струй; 9 — разрывные нарушения

быть обеспечение замедленной циркуляции воды в их недрах. В рассмотренных примерах геологических структур гидротермальных систем это достигается слабой пористостью и проницаемостью водоносных горизонтов. В гидротермальных системах Паужетского типа возможно формирование высокотемпературных гидротермальных систем типа артезианского склона, где господствует вынужденная конвекция, обусловленная перепадом напорных уровней в области питания и в области разгрузки (см. рис. 24).

В случаях коллекторов с хорошими фильтрационными свойствами замедленная циркуляция обеспечивается структурой типа артезианского бассейна, когда открытая разгрузка гидротерм практически отсутствует (рис. 25).

Этап образования субповерхностной гидротермальной системы, обусловленной первичной структурой данного участка, заканчивается в период установления теплового равновесия, когда количество тепла, поступающего к корням гидротермальной системы, уравнивается с тепловыми потерями у земной поверхности. После этого наступает второй этап в жизни гидротермальных систем.

Роль верхнего водоупорного горизонта в деятельности субповерхностной гидротермальной системы. Этап образования субповерхностной гидротермальной системы, как было рассмотрено выше, характеризуется повышением температуры воды в водовмещающем горизонте. Повышение температуры во-

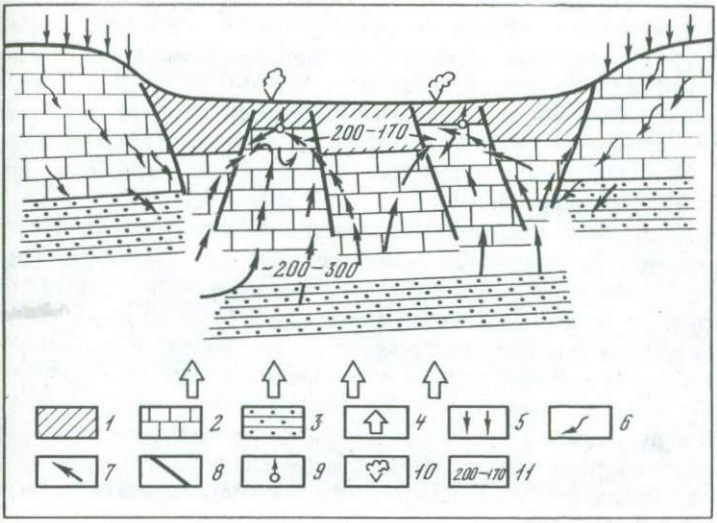


Рис. 25. Схематический геолого-гидрогеотермический разрез гидротермальных систем типа Лардерелло. Составил В.И. Белоусов

1 — верхний водоупор; 2 — водовмещающий комплекс пород, представленный кавернозными трещиноватыми известняками; 3 — нижний водоупор, гидротермально измененные терригенные осадочные породы; 4 — аномальный тепловой поток; 5, 6 — инфильтрация метеорных вод; 7 — направление циркуляции гидротерм в недрах гидротермальной системы; 8 — разрывные нарушения, формирующие поровые ловушки (очаги разгрузки); 9, 10 — уровни образования пара в поровых ловушках и поверхностная разгрузка гидротерм; 11 — предполагаемое распределение температур в недрах гидротермальной системы

ды приводит к изменению ее некоторых свойств. Так, например, с повышением температуры очень резко уменьшаются вязкость воды и плотность. Изменение этих параметров усиливает циркуляцию в водоносном горизонте, а соответственно значительно активизируются теплообменные процессы. Кроме того, при циркуляции в толще осадочных пород, седиментация которых еще не завершена и в которых существует первичная пористость, происходит мобилизация различных органических и неорганических соединений и в результате этого обогащение гидротерм газами CO_2, H_2S, SO_2, CH_4 и др. Находясь в гидротермах в растворенном состоянии при высоких температурах, эти компоненты усиливают их растворяющую способность. В связи с этим высоконагретые воды приобретают минеральную нагрузку как путем привноса элементов глубинным теплоносителем, так и вследствие мобилизации их из водовмещающих горизонтов и комплексов. Химическое равновесие (раствор-порода) в субповерхностных гидротермальных системах обеспечивается термодинамическими параметрами данной системы (Эллис, 1975). Вблизи поверхности водоносного горизонта, у нижней кромки водоупора или в очагах разгрузки субповерхностных гидротермальных систем создаются условия, где происходит резкое изменение термодинамических параметров за счет активной теплоотдачи при кипении или вынужденной кон-

векции. Эти изменения отражаются на химических равновесиях в гидротермах и приводят к выпадению компонентов из перенасыщенных растворов с образованием минералов гидротермального происхождения, которые заполняют поры и трещины. А так как такие нарушения термодинамических условий проявляются в основном у нижней границы водоупора, то выпадение минералов происходит в нижней части водоупорного горизонта. Кальматация пор и трещин в этом горизонте ведет к улучшению его водоупорных свойств.

Таким образом, создаются условия для обратного воздействия водоупора на термодинамическое состояние гидротерм в нижележащем водовмещающем горизонте. Это позволяет сделать вывод о том, что процесс достигнутого теплового равновесия в первичной структуре не завершается и создаются условия для прогревания данной системы. Процесс прогревания, по-видимому, не повсеместный, а локализуется вблизи очагов разгрузки, где возможно нарушение химического равновесия в гидротермах и выпадение минеральных новообразований с улучшением водоупорных и соответственно теплоизолирующих свойств водоупорного горизонта. Повышение температуры в недрах гидротермальных систем носит местный характер.

На Паратунской гидротермальной системе, как это известно из описаний ее геологического строения, на участке выхода Среднепаратунских термальных источников под чехлом рыхлых и слабоуплотненных пород четвертичного возраста водовмещающая толща образует куполообразное поднятие. Основная разгрузка наиболее высокотемпературных гидротерм этой системы приурочена к этому поднятию. Замеры температур в скважинах показали, что на границе водоупора и водовмещающей толщи происходит резкий перепад температур. Из описаний геологических разрезов известно, что нижняя часть рыхлых и слабоуплотненных пород четвертичного возраста, которая играет роль относительного водоупора, сцементирована гидротермальным халцедон-цеолитовым цементом. Максимальная мощность сцементированного горизонта располагается в наиболее приподнятой части куполообразного поднятия, где наблюдается наибольшая разгрузка гидротерм.

Несколько по-иному создаются гидротермальные системы на вулканических массивах, подобных Кошелевскому. Геолого-структурные условия вулканических аппаратов, на первый взгляд, неблагоприятны для создания гидротермальных систем вообще, а для высокотемпературных — в особенности. Как было рассмотрено ранее, для начальной аккумуляции тепла в недрах гидрогеологических систем необходимо существование верхнего водоупора, выполняющего одновременно роль теплоизолятора. Сейчас мы подчеркиваем, что наличие верхнего относительного водоупора обязательно и в низкотемпературных напорных гидротермальных системах, аналогичных Паратунской. При зарождении гидротермальных систем Кошелевского вулканического массива также предполагается наличие верхнего водоупорного горизонта. Изучение геологического строения этих гидротермальных систем показало, что роль верхнего водоупорного горизонта могут играть глинистые прослои, образованные в результате постмагматической деятельности при внедрении

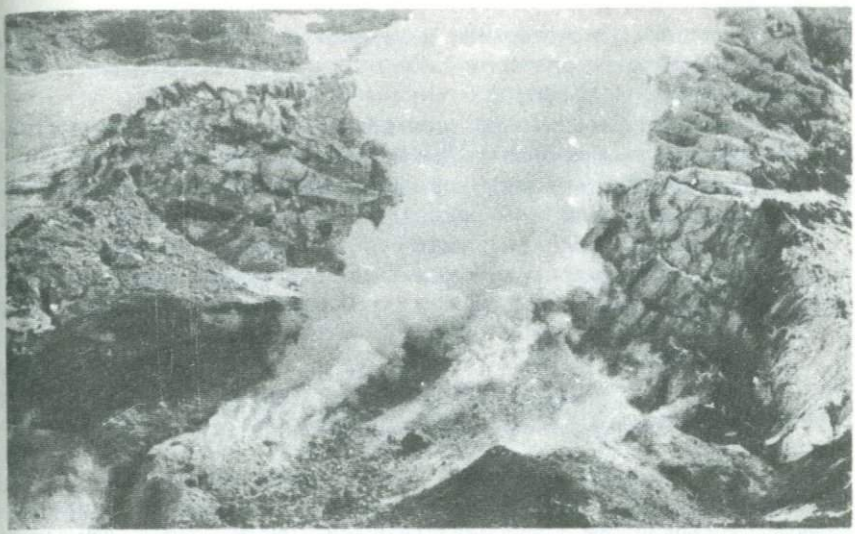


Рис. 26. Кратер Мутновского вулкана. Взаимодействие парогидротерм с ледником. Фото А.Л. Самойленко

магматических образований коры выветривания. Такие образования вскрыты скважинами в разрезах Нижнекошелевского термального поля.

В свое время, изучая химизм гидротерм Курильской островной дуги, С.С. Сидоров (1967) обратил внимание на тот факт, что внедрение некоторых экструзий сопровождается изменениями вмещающих пород под действием термальных вод, а другие экструзии таких изменений не производят. Объяснялось это, как правило, степенью газонасыщенности внедрившихся расплавов. С.С. Сидоров обратил внимание, что конденсаты газов, выделяющиеся из экструзивного расплава, производят гидротермальные изменения на ограниченной площади. Он предположил, что для формирования больших полей гидротермально измененных пород вокруг экструзии необходим большой объем кислых растворов. Это могло произойти при наличии значительных запасов воды на участке внедрения экструзии. Последние на вулканах или сложных вулканических постройках часто образуются в их привершинных частях. Здесь возможно существование кратерных озер, многолетних снежников и ледников. По нашему мнению, в этих условиях могли образовываться значительные объемы кислых растворов при таянии вод. Талые воды формируются в результате таяния ледников или многолетних снежников при их контакте с горячими экструзиями (рис. 26). В таких водах растворялись газы, выделявшиеся из экструзии с образованием кислых растворов. Они, фильтруясь по трещинам, питали поверхностный грунтовый поток, распространявшийся по экструзии и вмещающим ее породам. В результате взаимодействия кислых растворов с породой происходило образование глинистых минералов, опалов и алунитов. Глинистые частицы, как наиболее легкие и поддающиеся механическому разрушению, вымы-

вались грунтовыми и поверхностными водами. Они переотлагались на более низких гипсометрических уровнях у экструзивного купола или на некотором удалении от него.

Образование глинистого прослоя вблизи экструзии могло служить предпосылкой для образования гидротермальной системы (см. ниже рис. 27). После образования высокотемпературного потока гидротерм при подземном кипении его возможно отделение вторичного пара, который, поднимаясь вверх, может охлаждаться и, конденсируясь, образовывать кислые растворы. На уровнях конденсации вторичного пара происходят процессы аргиллизации вмещающих пород и образуется новый верхний водоупорный горизонт.

Типизация геологического строения современных гидротермальных систем

В основу типизации современных гидротермальных систем положены геолого-структурные факторы. Они определяют локализацию гидротерм, температурный режим и условия разгрузки. При обобщении данных по гидротермальным системам учитывались зарубежные исследования.

Паужетско-Вайракейский тип. Гидротермальные системы этого вида в настоящее время наиболее изучены и активно эксплуатируются. Водовмещающие толщи представлены псефитовыми туфами, которые состоят из крупных обломков пемз, реже андезитов и базальтов. Межобломочное пространство заполнено мелкими обломками кристаллов и вулканическим стеклом. Цементация очень слабая. Активная пористость этих пород низка и существенную роль в повышении фильтрационных свойств играет трещиноватость. Сеть трещин разрежена. Как правило, на один погонный метр разреза приходится около двух трещин. Исключение составляют участки крупных зон дробления. Водовмещающие толщи обычно перекрываются горизонтами плотных пород, играющих роль верхнего водоупора. Часто нижняя граница водоупорного горизонта неровная. В местах ее более высокого гипсометрического положения (куполовидное и блоковое поднятия) в верхней части водоносного горизонта создаются условия подземного кипения и как следствие образуются скопления насыщенного пара (см. рис. 24).

Большинство известных высокотемпературных гидротермальных систем в областях современного вулканизма: Вайракей (Новая Зеландия), Оникобе, Мацукава (Япония), Паужетская, Долина Гейзеров, Узон (Камчатка) — характеризуются таким строением.

В районах развития гидротермальных систем данного типа, как правило, отмечается ненарушенное или слабонаклонное залегание вулканогенно-осадочных толщ. Локальные нарушения известны вблизи экструзий, которые рвут водовмещающие и водоупорные толщи. Во многих случаях в поднятие вовлекаются большие участки пород, разбитых в приподнятых частях (вблизи контактов с экструзией) на крупные блоки. Часто бывает, что экструзии обрамляют крупный блок вулканогенно-осадочных пород. Для всех гидротермальных систем этого типа характерны трещинно-поровые условия циркуляции. Наличие водоупорных толщ, пе-

рекрывающих обводненные породы, придает им гидрогеологический закрытый характер и препятствует интенсивному проникновению в недра метеорных вод. В очагах разгрузки пьезометрический уровень находится выше земной поверхности. Благодаря хорошей проницаемости водовмещающих пород создаются условия для бокового (горизонтального) перемещения гидротерм в субповерхностных условиях. Это обусловливает значительную протяженность термоаномалии и поверхностных термопроявлений (десятки квадратных километров).

Паратунский тип. Отличительными чертами гидротермальных систем этого типа являются низкие температуры в их недрах. Водовмещающими породами в подобных системах являются непроницаемые породы, которые пересечены относительно изолированными трещинами и зонами дробления. Роль верхнего водоупорного горизонта в паратунском типе гидротермальных систем выполняют рыхлые или слабоуплотненные гляциальные, флювиогляциальные и аллювиальные отложения четвертичного возраста (верхний структурный ярус). Эти образования являются лишь относительным водоупором, так как они в свою очередь являются водовмещающими для грунтовых вод. Основная часть тепловой разгрузки осуществляется за счет выходов термальных вод, что обусловлено высоким положением пьезометрического уровня. Для систем этого вида характерен трещинно-жильный тип циркуляции термальных вод.

Зоны разгрузки, выраженные на поверхности низкотемпературными восходящими источниками (до 100° С), приурочены к крупным разрывным нарушениям или к местам, где подошва пород верхнего структурного яруса образует свод (куполовидную структуру). Нижняя часть рыхлых и слабоуплотненных отложений над сводами сцементирована кремнистыми и карбонатными минералами, что является реакцией взаимодействия нижнего потока термальных вод и верхнего "холодного" грунтового потока и обусловлена выпадением минералов из растворов при дегазации и перепаде температуры. Мощность горизонта, сцементированного карбонатно-кремнистым цементом, уменьшается от вершины сводовой структуры к периферии. В результате этого процесса поток напорных термальных вод самоизолируется от верхнего "холодного" грунтового потока.

Гидротермальные системы паратунского типа связаны с крупными геологическими структурами, линейные размеры которых достигают нескольких десятков километров. Очаги разгрузки имеют точечный характер, так как зависят от особенностей геологического строения, например наличия верхнего водоупора.

Нами выделена еще одна группа гидротермальных систем, которая характеризуется высокими тепловыми параметрами термальных вод, подобными тепловым параметрам паужетско-вайракейского типа, но имеющих геологическое строение, подобное паратунскому типу. Наиболее яркими представителями этой группы являются Лардерелло (Италия, провинция Тоскана) и Гейзеры Калифорнии (США). На Камчатке к этому подтипу, по нашему мнению, относится Больше-Банная гидротермальная система.

Подтип Лардерелло. Для него характерен, так же как и для систем паратунского типа, сильно трещиноватый коллектор, перекрытый водоупорными отложениями. Относительная изолированность трещин в

практически непроницаемых породах, перекрытых локальным водоупором, не создает условий для формирования мощного потока холодных грунтовых вод. Вследствие этого в результате притока глубинного теплоносителя, нагрева и последующего вскипания ограниченного объема воды в верхних частях разреза образуются скопления сухого или перегретого пара (рис. 25). Такого рода система описана Макниттом в районе Калифорнийских Гейзеров (McNitt, 1961). Площадь термального поля и участки с поверхностной гидротермальной активностью имеют малые размеры (первые единицы км^2) в отличие от гидротермальных систем, характеризующихся развитием пород с поровой проницаемостью.

В районе Лардерелло наблюдаются хорошо проницаемые известняки и доломиты, перекрытые на значительной площади водоупорными сланцевыми глинами. Поэтому площади термальных полей, в недрах которых содержатся скопления нагретого пара, достигают 40 км^2, а площадь всей системы — 150 км^2.

На примере Больше-Банных термальных источников, расположенных в пределах развития источников паратунского типа и характеризующихся таким же геологическим строением участка, их проявления можно видеть, что в значительной мере их образование — явление случайное, обусловленное чисто геологическим событием. Перед внедрением экструзивного купола произошло извержение пирокластического потока, который вблизи выхода термальных источников перегородил р. Банную. В результате запруды образовалось долинное озеро, в котором сформировался небольшой мощности чехол тонкообломочных осадочных пород; в последующем (когда перестало существовать озеро) он сыграл роль верхнего водоупора. В связи с его ограниченным распространением инфильтрационные воды попадают в систему и оказывают охлаждающее воздействие, чем и объясняется относительно небольшая их температура.

Кошелевский тип или геологические структуры современных гидротермальных систем вулканических построек. Изучение геологических структур гидротермальных систем этого типа началось на Камчатке одновременно с изучением других гидротермальных систем. Они, так же как системы Паужетско-Вайракейского типа, относятся к высокотемпературным. Температуры, замеренные в скважинах на Кошелевской гидротермальной системе на глубине около 400 м, составляют + 240° С.

Водовмещающими горизонтами для гидротермальных систем являются лавово-пирокластические образования, формирующие постройки плейстоценовых вулканов, которые наследуют структуру и характер извержений от долгоживущих вулканических центров, имеющих длительную предысторию развития. Глубокие недра таких структур характеризуются сложнейшими фациальными переходами лавово-пирокластических толщ и вулканогенно-осадочных пород, часто прорванных субинтрузивными телами. Характерной особенностью плейстоцен-голоценовых вулканов является рассредоточение эруптивных центров андезито-базальтового материала в пределах постройки. Эти центры группируются в линии, субпараллельные региональным тектоно-магматическим разломам, по которым проявляется вулканизм ареального типа. На последних этапах развития

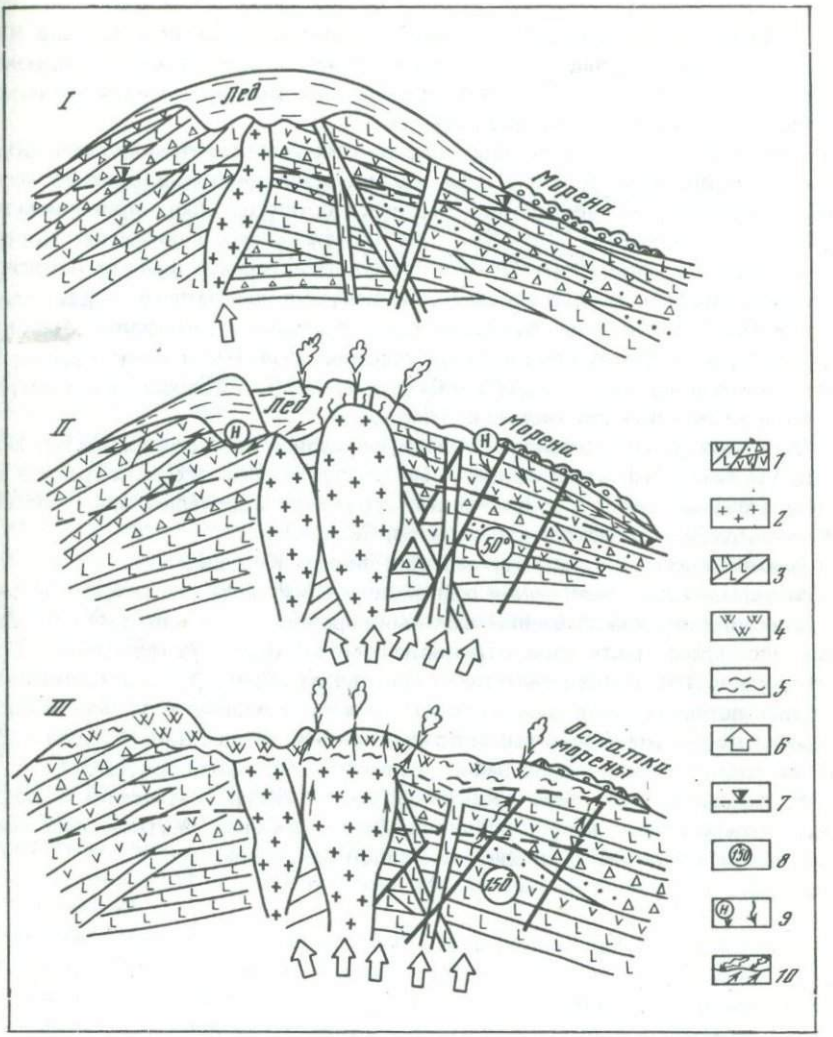


Рис. 27. Схема геологического развития гидротермальных структур Кошелевского типа. Составил В.И. Белоусов

I — предполагаемая геологическая структура до внедрения экструзивного купола; II — схема взаимодействия нагретого экструзивного купола с ледником; III — схема образования высокотемпературных условий в недрах вулканической постройки после образования чехла гидротермальных пород; 1 — лавово-пирокластический комплекс пород вулканической постройки; 2 — экструзия кислого состава; 3 — дайки базальта; 4 — опал-алунитовые породы; 5 — глины; 6 — аномальный тепловой поток, сопровождающий внедрение экструзивного купола; 7 — уровень подземных вод вулканической постройки; 8 — вероятные температуры гидротерм; 9 — инфильтрация конденсатных и смешанных кислых вод; 10 — пути миграции паров и газов, образовавшихся при внедрении экструзивного купола и при кипении гидротерм в недрах сформированной гидротермальной системы

таких структур происходит внедрение экструзий дацитового состава. Часто этот процесс совпадает по времени с присутствием в месте внедрения ледников. Это служит главным условием образования опал-алунитовых и опал-каолинитовых пород (рис. 27).

При инфильтрации грунтовых вод на этих участках происходило образование глинистых прослоев или кальматация трещин в верхней части сильнотрещиновых лавово-пирокластических пород с формированием водоупорного горизонта, который для нижележащих горизонтов сыграл роль верхнего водоупора. Этот геолого-структурный фактор явился и теплоизолятором, создав условия для аккумуляции тепла в недрах гидрогеологической системы вулканической постройки. Наиболее высокие температуры в близповерхностных условиях обязаны возникновению естественных ловушек — водоупорных горизонтов, образованных в результате переотложения глинистых минералов.

Эти участки аналогичны ловушкам, образованным сводовыми или блоковыми тектоническими поднятиями подошвы верхнего водоупора в ранее описанных типах геологических структур гидротермальных систем: Паужетско-Вайракейском, Лардерелло, Паратунском.

В этих ловушках гидротермальных систем Кошелевского типа создаются условия для перегрева и подземного вскипания гидротерм с проявлением на поверхности Земли над ними паровых струй, парящих и прогретых площадок. Часть пара, отделившегося от горизонта термальных вод, конденсируется на глубине в несколько десятков метров с образованием кислых поровых растворов, которые разлагают лавово-пирокластические породы на уровне конденсации до каолинитов. Последние, обладая хорошими водоупорными свойствами, увеличивают площадь ловушки.

К Кошелевскому типу геологических структур современных гидротермальных систем на Камчатке мы относим Северо-Мутновскую, Кихпинычскую и вулкан Бурлящий (Большой Семячик).

Глава III

ВЛИЯНИЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА НА ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ

Вопросам гидротермального метаморфизма в постмагматических процессах отводится ведущее место в общей проблеме месторождений полезных ископаемых гидротермального происхождения. Минералы, образованные в результате деятельности гидротермальных растворов, являлись главными объектами исследований. Они изучались с точки зрения реконструкции физико-химических параметров растворов, их состава, давлений, температуры и кислотности — щелочности. По существу изучение минералов и минеральных комплексов, образованных из гидротермальных растворов, позволяло реконструировать весь гидротермальный процесс, в том числе и процессы тепло-массопереноса.

В связи с этим изучение вторичных минералов, их ассоциаций наряду с изучением реальных гидротермальных растворов в современных гидротермальных системах явилось одним из главных теоретических направлений в изучении геотермальных полей.

Кроме того, при изучении месторождений полезных ископаемых гидротермального происхождения ряд исследователей отмечал геолого-структурную роль процессов вторичного (гидротермального) минералообразования, считая их обязательным элементом геологического строения месторождений.

Как мы упоминали выше, процессы вторичного минералообразования при изучении современных гидротермальных систем на первых этапах рассматривались с позиций, которые им отводились в процессе изучения месторождений полезных ископаемых гидротермального происхождения. В реальной обстановке производилось определение химического состава растворов и термодинамических параметров вторичных минералов. В этой области большую работу проделали многие исследователи Института вулканологии ДВНЦ АН СССР (Набоко, Пийп, 1961; Аверьев и др., 1966; Трухин, Петрова, 1976; Белоусов, 1963; Набоко, 1963, 1971). Исследователи, изучавшие древние гидротермальные системы в районе угасшего вулканизма, провели сравнительное изучение вторичного минералообразования на современных гидротермальных системах (Коржинский, 1961; Лебедев, 1965; и др.). Процессы современного минералообразования изучались также в экспериментальных скважинах, вскрывших гидротермы (Steiner, 1953; Карпов, 1976).

Исследование процессов гидротермального метаморфизма в современных гидротермальных системах путем экспериментов в скважинах имеет

большое значение для определения термодинамических параметров минералообразующих растворов и используется для сравнительного анализа с минеральными комплексами древних месторождений полезных ископаемых гидротермального происхождения. Для современных гидротермальных систем эта информация имеет второстепенное значение, поскольку параметры растворов могут быть получены прямым измерением. Важно определение роли минеральных новообразований в изменении геологической структуры современной гидротермальной системы, влияние их на водопроницаемость водовмещающих и водоупорных горизонтов и, естественно, на условия разгрузки, динамику гидротерм, а также в конечном счете на условия тепломассопереноса в недрах гидротермального потока. В главе II при рассмотрении роли водоупорного горизонта в формировании и деятельности современной субповерхностной гидротермальной системы мы уже кратко останавливались на последствиях влияния характера проницаемости водоупорного горизонта на температурный режим в недрах гидротермальных систем под действием процессов гидротермального метаморфизма. Ниже мы рассматриваем эти вопросы более детально.

Вторичные минералы гидротермального происхождения в современных высокотемпературных гидротермальных системах Паужетско-Вайракейского типа

На разведанных гидротермальных системах процессы гидротермального метаморфизма изучены достаточно хорошо. В этом большая заслуга принадлежит С.И. Набоко и ее ученикам. Автор также исследовал процессы гидротермального метаморфизма на ряде объектов Камчатки (Белоусов, 1963; Белоусов, 1967а, б). Изучены комплексы вторичных минералов Паужетской, Паратунской, Больше-Банной, Гейзерной гидротермальных систем и Горячего Пляжа на о. Кунашир (Курильские острова).

Детальность изучения процессов гидротермального метаморфизма этих объектов обусловлена особенностями разведки. В большинстве случаев геологические разрезы вскрыты скважинами колонкового бурения с полным отбором керна, что позволяло исследователям использовать большой объем каменного материала, который необходим для выделения минеральных новообразований, находящихся в малых количествах. Такой возможности зарубежные исследователи не имели, так как практически всегда бурение на широко известных гидротермальных системах Италии, Новой Зеландии, США и Японии производилось роторным оборудованием и образцы пород отбирались через большие интервалы. В связи с этим исследования на гидротермальных системах Камчатки и Курильских островов имеют уникальный характер.

Гидротермальные системы разделяются на высокотемпературные и низкотемпературные.

К группе высокотемпературных гидротермальных систем с пластово-поровыми условиями циркуляции относятся Паужетская, Гейзерная гидротермальные системы и Горячий Пляж на о. Кунашир.

На примере Паужетской гидротермальной системы рассмотрим комплекс вторичных минералов и их распределение в разрезах этого типа гидротермальных систем, которые детально исследованы С.И.Набоко (Аверьев и др., 1965).

На Паужетском месторождении изучено около 50 вторичных минералов. Наибольшим распространением пользуются цеолиты, глинистые минералы, полевые шпаты, карбонаты и хлориты.

Из группы цеолитов самым распространенным является ломонтит. Максимальное развитие его приурочено к обводненным псефитовым туфам дацитов (см. рис. 4). Образуется на большой площади и прослеживается от поверхности до глубины 800 м. Ломонтит развивается по плагиоклазу, цветным минералам, цементу, стеклу, в трещинках и пустотах. В обводненных псефитовых туфах дацитов лимонтит полностью замещает цемент и тогда его количество достигает 50–60% от всей массы породы. Судя по химическому анализу, ломонтит представляет богатую кальцием разновидность.

Из цеолитов встречены, но имеют подчиненное развитие, анальцим, который приурочен к зоне аргиллизации и ассоциируется с монтмориллонитом, птилотит — в приповерхностных частях зоны аргиллитизации, томсонит, шабазит, филлипсит, десмин и вайракит.

Группа полевых шпатов представлена адуляром и альбитом. Распространение последних строго контролируется температурой. На это неоднократно указывали Steiner (1953), С.И. Набоко (1963). По мнению С.И. Набоко, образование адуляра может служить показателем высокотемпературности гидротерм, что является существенным при определении места заложения скважин, пробуриваемых с целью получения максимально большого количества геотермального пара. Адуляр и альбит ассоциирует в основном с ломонтитом и кальцитом. Адуляр обнаружен в верхней части зоны цеолитизации и фельдшпатизации, а альбит — в нижней.

Адуляр размещается в пустотах выщелачивания плагиоклазов и образует скелетные кристаллы и каемки, а также псевдоморфозы по плагиоклазу, часто совместно с кальцитом (Белоусов, 1963; Аверьев и др., 1965).

Альбит развивается по плагиоклазу, часто ассоциируя с кальцитом и ломонтитом.

Полевые шпаты образуются в зоне температур 160–190° С.

Широкое развитие при процессах гидротермального метаморфизма в Паужетской гидротермальной системе получили минералы групп монтмориллонита, слюд, хлорита, кальцита, кварца, сфена, апатита, эпидота, пренита и многие другие. На основании данных изучения вторичного минералообразования и распределения их в разрезах установлена вертикальная зональность.

Сверху вниз выделены следующие зоны: кислотного выщелачивания, аргиллитизации и цеолитизации и фельдшпатизации, пропилитизации (рис. 28).

Все вторичные минералы развиваются в пустотах, в трещинах по первичным минералам. Как правило, они изменяют структуру водовмещающих толщ и водоупорных горизонтов. Новообразованные минералы ин-

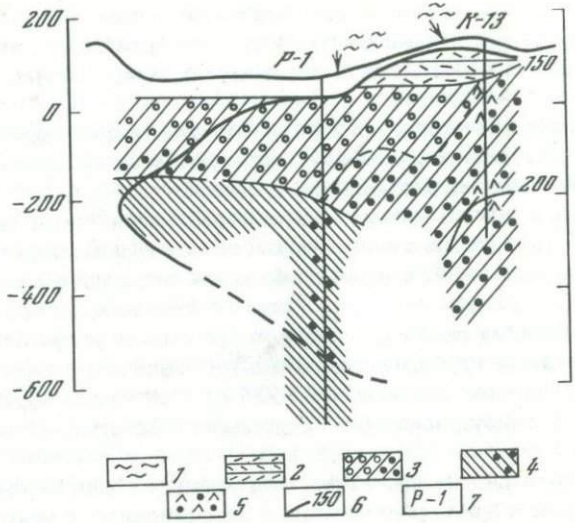


Рис. 28. Схема гидротермальной зональности на Паужетском месторождении термальных вод. Составили С.И. Набоко, А.П. Резникова

1 — зона каолинизации; 2 — зона аргиллизации и цеолитизации; 3 — зона цеолитизации и фельдшпатизации; 4 — зона пропилитизации; 5 — подзона окварцевания (скв. 13); 6 — изотермы; 7 — скважины

дивидуализируются в виде кристаллов, для роста которых главным условием должно быть свободное пространство. Такие условия возможны в открытых пустотах или трещинах. Однако значительная часть гидротерм в Паужетской гидротермальной системе фильтруется по межзерновым пространствам в слабоуплотненных породах водовмещающего комплекса.

В этих условиях растворенный кремнезем отлагается в основном в виде аморфных минералов — халцедона или опала, заполняя межзерновые пространства и цементируя обломочные породы.

Заполнение межзерновых пространств в псефитовых водовмещающих туфах, которые имели первичные коэффициенты проницаемости от 10^{-2} до 10^{-3} миллидарси, сокращает их водопроницаемые свойства на один-два, а иногда три порядка. Порода становится водонепроницаемой.

Если представить себе, что значительная часть пористой породы типа псефитовых туфов дацитов паужетской свиты будет подвергнута воздействию гидротермальных растворов, в которых содержится растворенный кремнезем, то поровая проницаемость в процессе развития должна свестись к минимуму, в особенности в очаге разгрузки. В связи с этим несколько подробнее остановимся на процессах отложения кремнезема, приводящих к изменению геологической структуры современной гидротермальной системы.

Формирование кремнеземистых минеральных новообразований в современных гидротермальных системах изучалось многими исследователя-

ми (Лебедев, 1965; Набоко, Пийп, 1961; Белоусов, 1963; Белоусов, Сугробов, 1976; Тонани, 1975).

Растворимость кремнезема, который в растворе может находиться в виде молекулы $Si(OH)_4$, определяется в основном температурой. Кремнезем обычно медленно выпадает в осадок, так как это связано с различной растворимостью кварца, силикатных минералов, стекол и аморфного кремнезема. Содержание кремнезема в гидротермах указывает нижний предел их температуры. При исследовании гидротермальных полей по концентрации кремнезема в поверхностных термопроявлениях производятся определения температур в недрах гидротермальных систем, т.е. растворимость кремнезема используется как геохимический термометр (Тонани, 1975).

Скопления вторичного кварца или окремненных пород в недрах гидротермальной системы должны указывать на изменение температуры гидротерм на подобных глубинах, что обусловлено особенностями геологического строения этого участка, вызывающими аномалию в распределении температуры. Осаждение кремнезема, естественно, отображает падение температур. Этот вывод великолепно подтвержден при разведке Паужетской гидротермальной системы.

На примере изучения отложений кремнезема в термальных ручьях и источниках Л.М. Лебедевым (1965) показан процесс формирования гелей кремнезема и их перерождение в аморфный кремнезем. Эти исследования и наблюдения в геотермальных скважинах показывают, что образование больших количеств аморфного кремнезема имеет широкое развитие на участке гидротермальной системы, где происходит резкое изменение температурного режима гидротерм. Показательным в этом отношении является разрез по скв.13 на сольфатарном поле (см.рис.28). При сохранении общих закономерностей в развитии процессов гидротермального метаморфизма, характерного для потока термальных вод, фильтрующегося по псефитовым туфам дацитов паужетской свиты, породы подверглись процессам окремнения (Белоусов, 1963; Набоко, 1963). Нижняя часть водоупорного горизонта алевропелитовых и пелитовых туфов переродилась в яшмовидную породу, очень прочную и монолитную.

В водовмещающей толще на глубинах 250–360 м наблюдаются окварцованные горизонты, что объясняется спадом температур на этом участке за счет значительных теплопотерь при подземном кипении, которое фиксируется сольфатарным полем вблизи этой скважины. Последнее обязано своим возникновением парообразованию в верхней части потока термальных вод и конденсации пара в приповерхностной части. Возникновение условий парообразования связано с зоной дробления северо-восточного простирания (см. рис. 21). Однако, судя по распределению вторичного кремнезема в разрезе скв. 13, процесс теплопередачи захватывает значительные глубины. Процессы отложения больших количеств кремнезема отмечались при эксплуатации скважин, которые были обсажены фильтровыми колонками. На уровнях парообразования происходило осаждение атмосферного кремнезема, в связи с чем уменьшались диаметр скважин и соответственно их дебиты (Steiner, 1953). На Паужетской гидротермальной системе производились испытания образцов, опущен-

ных в скважины. Подробно они описаны в работах Г.А. Карпова 1976).

Ниже мы остановимся на деталях изучения нижней части геологического разреза, вскрытого скважинами в очаге разгрузки Паужетской гидротермальной системы.

Под отложениями паужетской свиты залегает горизонт литокристалловитрокластических туфов дацитового состава. В первых описаниях разреза Паужетского месторождения термальных вод В.В. Аверьев и его соавторы (1965) определили эту породу следующим образом: "Плотные спекшиеся туфы дацита имеют светло-серый цвет и массивную плотную текстуру. Микроскопически хорошо устанавливается их пирокластическая природа". Далее указывается сходство породы с игнимбритами и отмечается отсутствие характерных для последних линзочек стекла (фьямме). Порода сложена обломками кристаллов плагиоклаза, кварца, роговой обманки, авгита и пемзы. Среди них встречены обломки андезито-базальта, выделяющиеся на сером фоне черными пятнами. Все сцементировано стекловатым материалом.

В дальнейшем этот горизонт назывался "голыгинским горизонтом спекшихся туфов". Многими исследователями он коррелировался с игнимбритами Голыгинских гор и использовался как маркирующий горизонт при расшифровке геологической структуры южной оконечности Камчатского полуострова (Аверьев, Святловский, 1961; Аверьев и др., 1965, с. 17; Малеев, 1975). Принимая точку зрения предшественников на природу этого горизонта, автор неоднократно высказывал сомнения в правомочности корреляций его с голыгинскими туфами и в связи с этим возможности его использования как маркирующего горизонта при расшифровке Паужетской геологической структуры (Аверьев, Белоусов, Карков, 1965; Белоусов и др., 1976). Положение в разрезе, химический состав пород этого горизонта — все говорило об иной природе его образования. Нами высказывались возможные варианты ситуаций, которые могли бы привести к образованию спекшихся туфов в зоне аномального теплового потока, присущего для Паужетской гидротермальной системы (Белоусов, 1971).

При более детальных работах на большой площади в районе развития Паужетской гидротермальной системы был получен новый фактический материал, который позволил сделать вполне определенные и обоснованные выводы, что формирование Паужетской гидротермальной системы связано с развитием всей структуры Камбального хребта (Белоусов, Сугробов, 1971). Предположение о связи Паужетских термальных источников и термопроявлений Камбального хребта высказывалось В.В. Аверьевым и его соавторами (Аверьев и др., 1965).

В результате этих исследований были выявлены взаимоотношения горизонта спекшихся туфов дацитов по площади с вмещающими породами и характер их залегания в разрезах на склоне Камбального хребта и в его осевой части. Изучение петрографического и химического состава позволило со всей определенностью утверждать, что эти породы не являются аналогами голыгинского горизонта игнимбритов.

Изучение разрезов горизонта литокластических туфов в осевой части Камбального хребта показало, что цементирующим материалом в них яв-

ляется не спекшееся вулканическое стекло, а аморфный и метаколлоидный кремнезем, вторичные минералы группы цеолитов и гидрослюды. В одном из обнажений около III группы Северо-Камбальных паровых струй были отобраны образцы литокристаллокластических туфов дацитового состава, которые являются аналогами литокристаллокластических туфов дацитов, вскрытых скважинами в очаге разгрузки Паужетской гидротермальной системы. Исследование шлифов показало, что цементирующим материалом является метаколлоидный кварц гидротермального происхождения. В связи с этим возникли сомнения в отношении правильной диагностики литокристаллокластических туфов, которые определялись ранее как спекшиеся. Повторный анализ материалов позволяет считать, что цементация этих туфов произошла вследствие процессов вторичного минералообразования и является результатом деятельности современных гидротерм. Диагностика образцов туфов из скважин произведена Ф.Ш. Кутыевым и А.В. Мясниковым. Литокристаллокластический туф, структура туфовая, текстура кластическая, обломки представлены кристаллами плагиоклазов (№ 45), корродированного кварца, гиперстена и магнетита. Присутствуют обломки эффузивных пород различного состава. Размер обломков от 3–5 см до 1 мм. Кластические частицы составляют 80–90%, цемент 20–10%.

Состав цемента существенно гидротермальный и цеолитовый. Цемент имеет двупреломление 0,007. Цвет порового цемента дает основание предполагать, что одной из составляющих его являются окислы и гидроокислы железа. Цеолиты образуют неравномерно-зернистый каркас, иногда в виде сферолитов. Основная часть цемента хемогенного происхождения. Криптокристаллическое состояние структуры цемента, вероятно, обусловлено резким перенасыщением минералообразующих растворов, так как цеолиты обычно образуют хорошие кристаллы и их сростки.

Термический анализ этой породы показал на дифференциальной кривой минимумы при температурах 140, 250, 430, 580, 840° и экзотермические максимумы при 350 и 870°. Минимум 140° соответствует выделению межслоевой молекулярной воды из гидрослюды, а при 580° — конституционной воды. Экзотермический максимум при 350° характеризует переход двухвалентной окиси железа в трехокись. Все эти эффекты указывают на присутствие гидрослюды в исследуемых образцах.

Эндотермический эффект при 250° и экзотермический при 870° соответствуют дегидрации и разрушению кристаллической структуры шабазита. Минимум при 430° совпадает с дегидрацией и переходом гетита в Fe_2O_3. Минимумы при 580 и 840° и экзотермический максимум при 870° характеризуют присутствие хлоритов.

Суммарная потеря веса для гидрослюды составляет 1,41%, для шабазита 0,5% и для гётита — 0,5%. Содержание этих минералов ориентировочно определено в 27% веса породы.

Цемент литокристаллокластического туфа в сокращенных николях изотропный, показатель преломления ниже 1,54. Раздробленные кристаллы как бы "плавают" в основной стекловатой массе, чем и подтверждается туфовая природа определяемой породы. Ее химический состав отвеча-

Таблица 5

Химический состав литокристаллокластических туфов дацитов из разрезов Паужетской гидротермальной системы

Порода, место взятия образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	Fe_2O_3	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	$H_2O^{\pm}$	CO_2	Сумма
Литокристаллокластический туф, скв. Р-1, глубина 395,5 м	65,26	0,56	14,91	2,92	1,81	4,15	1,42	3,41	1,94	1,79	0,92	99,13
Цементирующий материал туфобрекчий, подстилающих литокристаллокластические туфы дацитов. Скв. Р-1 гл. 551,0м	65,41	0,49	15,2	2,17	2,32	5,17	1,40	3,37	1,43	1,06	0,61	99,63
Литокристаллокластический туф, ручей Светлый	66,92	0,51	15,90	0,7	2,19	1,11	0,84	1,05	3,07	6,82	0,52	99,64

Аналитики: Н.Р. Гусакова, А.Н. Разживина.

ет составу дацитов (табл. 5). С.И. Набоко (Аверьев и др., 1965) указывал в своих описаниях на отсутствие фьямме (линзочек вулканического стекла) в разрезах горизонта литокристаллокластических туфов дацитов. По мнению автора, значительное влияние на определение пород, вскрытых первыми скважинами, оказала их диагностика, произведенная новозеландскими геологами на Вайракейской гидротермальной системе. В этих описаниях нижний водоупорный горизонт определялся как игнимбрит. Однако подробных описаний диагностики этих пород не приводилось. Такие же описания разрезов были составлены по четырем скважинам месторождения термальных вод Вайотапу, где выделялось уже несколько горизонтов игнимбритов. В дальнейшем стало ясно, что бурение на новозеландских геотермальных полях производится без сплошного отбора керна и что это не позволяет детально изучить условия залегания и генезис подобных пород.

Горизонт литокристаллокластических туфов на Паужетке развит в местах, где происходит максимальная разгрузка высоконагретых термальных вод. Последние несут наибольшее количество растворенного кремнезема и других минеральных компонентов. В очагах разгрузки происходят значительные изменения температур. Снижение температуры у нижней границы потока гидротерм в псефитовых туфах паужетской свиты связано с латеральным движением высоконагретых гидротерм Камбального хребта, где происходит нагрев (формирование) термальных вод. На этих уровнях происходит пересыщение растворов и выпадение минеральных новообразований в порах и трещинах псефитовых туфов. Мощность этого горизонта, охваченного указанным процессом, должна нарастать

постепенно. В дальнейшем он играет роль нижнего водоупора, в котором поровая циркуляция сокращается до минимума. Определение коэффициентов проницаемости образцов литокристаллокластических туфов дацитов из разреза Паужетской гидротермальной системы показало, что они водонепроницаемы (Белоусов, 1967а,б). Фильтрация в этом горизонте происходит по трещинам и зонам дробления.

Подтверждением существования поровой фильтрации на ранних этапах развития гидротермальной системы по литокристаллокластическим туфам дацитов служит характер распределения вторичных минералов. В водовмещающих псефитовых туфах паужетской свиты в подавляющем большинстве случаев первичные минералы выщелачиваются и замещаются вторичными. В особенности показательным является замещение плагиоклаза адуляром и альбитом. Следует отметить, что подобный характер процессов вторичного минералообразования остается и для верхней части горизонта литокристаллокластического туфа дацитов, но интенсивность его меньшая. Часть плагиоклазов подверглась замещению. В нижней части этого горизонта изменения такого рода минимальны или совсем отсутствуют. Следует отметить, что макроскопически или под микроскопом трудно отличить псефитовые туфы. Отмечаются отличия лишь текстурные и химические (несколько повышенное содержание кремнезема в последних), которые, вероятно, обусловлены процессами отложения аморфного кремнезема в результате деятельности верхнего водоносного горизонта Паужетских гидротерм. В некоторых разрезах автор наблюдал постепенный (невидимый визуально) переход псефитовых туфов дацитов паужетской свиты в нижележащие литокристаллокластические туфы.

Процессы, сопровождающиеся окремнением некоторых частей геологических разрезов гидротермальной системы Горячий Пляж в процессе деятельности современного потока гидротерм, описаны С.И. Набоко (1971). В этой работе С.И. Набоко приходит к выводу, что в процессе гидротермальной деятельности происходит метасоматическое "сваривание" пеплового цемента туфа.

Исследование высокотемпературных гидротермальных систем Паужетско-Вайракейского типа показало, что во всех случаях в недрах этих гидротермальных систем вскрыты горизонты, называемые спекшимися туфами или игнимбритами. Сходство геолого-структурных позиций гидрогеологических и термодинамических условий образования литокристаллокластических туфов дацитов Паужетской гидротермальной системы заставляет усомниться в правильности их диагностики.

Показательным примером может служить сравнение разрезов описанной Паужетской гидротермальной системы и разрезов Гейзерной гидротермальной системы на Камчатке. Геолого-структурные, гидрогеологические и термодинамические ситуации этих двух систем идентичны. Водовмещающие и водоносные горизонты их сложены породами, которые не отличаются ни по химическому составу, ни по минералогическому, ни по текстурным признакам. Тектонические условия обеих систем близки. Главной отличительной особенностью Гейзерной гидротермальной системы является практически полная разгрузка потока парогидротерм в р. Гейзерную, что ярко выражено в большом количестве гейзеров, горячих и теплых источников, паровых струй, парящих или прогретых площадок. Это обусловлено вскрытием водовмещающего горизонта р. Гейзерной на всю мощность. Аморфный кремнезем здесь отлагается в виде гейзерита при выбросе парогидротерм из фонтанирующих источников и вблизи водоподводящих каналов к ним и горячим источникам. В отличие от Паужетской гидротермальной системы в долине р. Гейзерной нет нижнего водоупорного горизонта, по крайней мере, во вскрытых эрозией обнажениях. По всей вероятности, такой горизонт имеется или глубоко в недрах, или на удалении от очага разгрузки. В Паужетской гидротермальной системе преобладает скрытая разгрузка в подрусловый поток и процесс выноса кремнезема гидротермами на дневную поверхность выражен менее ярко.

Вторичное минералообразование в условиях низкотемпературных гидротермальных систем Паратунского типа

Изучению процессов вторичного минералообразования в низкотемпературных гидротермальных системах уделено значительно меньшее внимание, чем в ранее описанных высокотемпературных гидротермальных системах. Изучение образцов керна из разрезов, вскрытых скважинами Паратунской гидротермальной системы, показало широкий масштаб процессов гидротермального метаморфизма (Белоусов, 1967а, б; Трухин, Петрова, 1976).

Первый комплекс вторичных минералов, аналогичный высокотемпературным гидротермальным системам Паужетско-Вайракейского типа,

широко развит по всей массе породы. Описываемый комплекс вторичных минералов в пределах Паратунской гидротермальной системы распределяется закономерно в виде чередующихся парагенетических ассоциаций с образованием концентрической зональности вблизи современных очагов разгрузки. Следует отметить, что в разрезах этой гидротермальной системы отмечены аномалии в распределении минералов аморфного кремнезема. Так, например, на Среднепаратунском участке вблизи современных поверхностных термопроявлений скважинами вскрыты окремненные породы, аналогичные окремненным алевропелитовым туфам в скважине К-13 на Паужетской гидротермальной системе. Они залегают в виде линзы в субповерхностной части разреза, которая резко выклинивается. Окремненная порода сохраняет слоистую структуру, которая очень сходна с флюидальной структурой риолитов. Химический анализ ее показал содержание кремнезема более 70%. По своим литолого-петрографическим характеристикам она аналогична алевропелитам и аргиллитам, вскрытым в структуре соседнего Тополового хребта, которые перекрывают псефитовые туфы, аналогичные водовмещающим псефитовым туфам Среднепаратунского участка. Псефитовые туфы Тополового хребта также подверглись гидротермальной обработке. Комплекс вторичных минералов, развитый по всей массе породы, аналогичен комплексу вторичных минералов в водовмещающем комплексе.

Сравнительный анализ показывает, что процессы гидротермального метаморфизма, в результате которых сформировался описываемый комплекс вторичных минералов, происходили в условиях высоко-температурных гидротерм, находившихся на значительных глубинах. Кроме того, распределение вторичных минералов по всей массе породы, которая в современных условиях обладает крайне низкими коэффициентами проницаемости или абсолютно непроницаема для высокотемпературных гидротермальных растворов, показывает, что они образовались в пластово-поровых условиях циркуляции. Отложение аморфного кремнезема, в особенности в верхних частях геологических разрезов, также является указанием на высокотемпературные условия в недрах гидротермальной системы.

Современные геолого-структурные, геотермические и геохимические параметры Паратунской гидротермальной системы не соответствуют этим реконструкциям. В связи с этим мы считаем, что Паратунская гидротермальная система обладала иными геологическими и гидрогеотермическими характеристиками, по-видимому, более близкими к аналогичным характеристикам высокотемпературных гидротермальных систем Паужетско-Вайракейского типа.

В настоящее время возможна частичная реконструкция геологоструктурных и гидрогеотермических условий, полученных при изучении распределения ассоциаций вторичных минералов. Большая работа в этом направлении проведена В.В. Петровой (Трухин, Петрова, 1976).

Для современной Паратунской гидротермальной системы характерен трещинно-жильный тип циркуляции гидротерм, обусловленный крайне низкой поровой проницаемостью пород, слагающих водовмещающую толщу, и сильной трещиноватостью. Генезис трещин различный, но в ос-

новном циркуляция гидротерм происходит по тектоническим разломам и зонам дробления, которые пронизывают различные стратиграфические горизонты и комплексы и проникают на большие глубины, обеспечивая подток более высокотемпературных гидротерм в верхние части водоносной толщи. В субповерхностной части происходит латеральное растекание их по породам комплекса.

Образование жильного комплекса вторичных минералов отражает эти условия циркуляции гидротерм. По трещинам в очень небольшом объеме к массе циркулирующих гидротерм образуются пленки, корочки, прожилки кальцита, кремнезема и других низкотемпературных минералов. Это может служить косвенным отражением низких температур гидротерм, их минерализации и отсутствия резких изменений в температурном режиме в недрах гидротермальной системы.

Существенный перепад температур наблюдается в очагах разгрузки гидротерм на Среднепаратунском участке у нижней границы относительного водоупора и водовмещающей толщи вблизи естественных источников гидротерм.

Как известно из описания геолого-структурных условий Паратунской гидротермальной системы, приведенной в главе II, роль относительного водоупора на этом участке выполняет толща слабоуплотненных обломочных пород флювиогляциального и аллювиального происхождения, заполняющих долину р. Паратунки. Эти породы являются водовмещающими для холодного грунтового потока. На контакте этого горизонта гидротермы охлаждаются, что подтверждается скачкообразным изменением температуры у нижней границы водоупора. Резкие снижения температуры восходящего потока гидротерм вызывают понижение растворимости в них многих элементов и приводят к интенсивному выпадению вторичных минералов: аморфного кремнезема и кальцита. Последние образуются по всей площади контакта в нижней части водоупорного горизонта, заполняя поры. Это приводит к улучшению водоупорных свойств этих пород и ослабляет непосредственное перемешивание гидротерм с верхним охлаждающим грунтовым потоком, содержащимся в породах относительного водоупорного горизонта. Этот комплекс вторичных минералов менее разнообразен по сравнению с первым комплексом, что, по нашему мнению, указывает на низкую температуру процессов вторичного минералообразования. Несколько иной характер процессов гидротермального метаморфизма отмечается в высокотемпературных гидротермальных системах, относимых нами к подтипу Лардерелло. Водоупорный горизонт такого типа гидротермальных систем отличается более высокими водоупорными свойствами, что создает условия для поддержания высокой температуры в их недрах. В связи с более высокими термодинамическими параметрами парогидротерм возникает своеобразие в появлениях процессов гидротермального метаморфизма. Во-первых, интенсивность этих процессов, аналогичных процессам, приведшим к образованию минералов второго комплекса Паратунской гидротермальной системы, выражена более ярко. На глубинах, охватывающих первые сотни километров, происходит карбонатизация, карбонат пропитывает не только трещины, разломы и зоны дроблений, но и развивается по порам, открытым полостям. Это на-

блюдалось на Больше-Банной гидротермальной системе (Камчатка) (Белоусов, 1967а, б; Трухин, Петрова, 1976) и в "ангидритовой серии" гидротермальной системы Лардерелло в Тоскане (Италия) (Marinelli, 1969). Более глубокие горизонты водовмещающих толщ этих гидротермальных систем подвергаются окремнению. В вышележащем водоупорном горизонте глинистых сланцев Лардерелло под действием гидротермальных растворов, образованных при конденсации парогазовой смеси, отделившейся от нижележащего водоносного горизонта, происходят процессы гидротермального метаморфизма, которые кальматируют поры и трещины, тем самым улучшая их водоупорные свойства.

При изучении процессов вторичного минералообразования Больше-Банной гидротермальной системы, как и в случае с Паратунской гидротермальной системой, устанавливается процесс формирования раннего комплекса вторичных минералов, образующихся в Паужетско-Вайракейском типе гидротермальных систем с наложением процессов окремнения, особенно ярко проявляющихся в очаге разгрузки. Окремненные породы образуют куполообразную структуру, вершина которой совпадает с современным главным очагом разгрузки парогидротерм Больше-Банной гидротермальной системы. Крылья купола, образованного окремненными породами, резко погружаются на удалении от очага разгрузки, уходя на глубину 200—300 м на расстоянии 300—400 м от его апикальной части. Процесс отложения аморфного кремнезема охватывает различные породы, слагающие разрезы Больше-Банной гидротермальной системы; верхняя граница зоны окремнения пересекает стратиграфические границы под крутым углом и резко уходит в глубину. Наибольшая мощность зоны окремнения совпадает с центром купола, образованного окремненными породами. В разрезе одной из скважин на глубине 400—450 м в нижней части зоны окремнения породы настолько перерождены, что по внешнему виду они напоминают кислые эффузивы, похожие на риолиты. Эти породы встречены в нескольких скважинах, расположенных близко одна от другой и пробуренных в центре купола окремненных пород; последние образуют маломощные линзы, которые по простиранию быстро выклиниваются во всех направлениях. Ниже по разрезу этими же скважинами вскрываются неокремненные породы, прослеживающиеся за пределами очага разгрузки в других скважинах.

Аналогичный характер распределения пород изучен в разрезе одной из скважин в западной части Вайракейской гидротермальной системы, где наблюдается резкое воздымание к поверхности Земли горизонта игнимбритов. Скважина вскрыла сильнотрещиноватую зону в игнимбритах[1], из которой был получен пар. В этой скважине были также вскрыты пропластки пород эффузивного облика. На наш взгляд, обстановка Больше-Банной и Вайракейской гидротермальных систем сходна, однако деятельность

---

[1] По мнению автора, горизонт ингимбритов Вайракейской гидротермальной системы аналогичен по геолого-структурным позициям литокристаллокластическим туфам дацитов Паужетской гидротермальной системы. В связи с этим предполагается аналогичная история образования горизонта игнимбритов Вайракейской гидротермальной системы.

систем происходила в разное геологическое время. На Больше-Банной гидротермальной системе, судя по химическому составу парогидротерм и времени формирования комплексов вторичных минералов, этот процесс не связан с современной гидротермальной активностью, а происходил значительно раньше, когда были пластово-поровые условия циркуляции парогидротерм.

Поверхностный и субповерхностный гидротермальный метаморфизм

Внешним признаком высокотемпературных гидротермальных систем являются кипящие источники, паровые струи и парящие площадки. При определенных гидрогеологических условиях в очагах разгрузки и в структурных ловушках на путях следования потока перегретых вод происходит их вскипание и отделение паровой фазы с газами, растворенными в воде. Вблизи поверхности Земли или на ней происходит конденсация остывающей паровой фазы, в которой растворяются значительные количества газовой составляющей. В результате этого процесса образуются кислые растворы, отличающиеся высокой агрессивностью по отношению к вмещающим породам. Под их воздействием происходит часто полное перерождение вмещающих пород с разложением первичных минералов магматического происхождения (плагиоклаза, авгита, оливина, вулканического стекла) и образование новых минеральных комплексов, в основном состоящих из глинистых минералов (каолинит, монтмориллонит), опала, алунита, гидрогематита и пирита. Этот процесс описан многими исследователями с различных позиций. С.И. Набоко (1953) определила этот процесс как вторичное кислотное выщелачивание.

В первых работах С.И. Набоко процесс кислотного выщелачивания описан для вулканических аппаратов: он выражается в образовании обширных полей измененных пород типа опал-алунитовых образований, охватывающих значительные объемы вулканических построек, с полным изменением состава первичных андезитов, базальтов, дацитов и пирокластики. Для низкотемпературных гидротермальных систем этот процесс вообще не характерен. В настоящее время у нас нет сомнений, что гидротермальные системы Паратунского типа унаследованы от высокотемпературных систем, но результаты процессов, подобные или аналогичные кислотному выщелачиванию, вероятно, уничтожены эрозией. Многие исследователи отводят второстепенную роль процессам вторичного кислотного выщелачивания.

Однако вблизи экструзий риодацитового состава, расположенных в пределах современных геотермальных районов, отмечаются большие участки измененных пород, превращенных процессами кислотного выщелачивания в опалиты, опал-алунитовые породы, опал-алунит-каолинитовые породы. Экструзии образовались в голоценовое время в пределах современных высокотемпературных гидротермальных систем или на сложных вулканических постройках, где есть проявления высокотемпературных гидротерм (Кошелевский тип). Исследование этих объектов привело нас к выводу о значительной роли процессов поверхностного и субповерхностного кислотного выщелачивания в образовании высоко-

температурных гидротермальных систем Кошелевского типа вблизи экструзий риодацитового состава. В связи с этим ниже мы даем краткое описание геологического строения участков развития пород поверхностного и субповерхностного кислотного выщелачивания в Паужетском геотермальном районе, как наиболее изученном.

Здесь выделяется три участка измененных пород этого типа: Восточно-Камбальное поле, Верхнекошелевское поле и Восточно-Голыгинское поле (см. рис. 5).

Восточно-Камбальное поле гидротермально измененных пород. Этот участок наиболее изучен и представляется удобным для реконструкции происшедших здесь явлений.

Из описания геологической структуры Паужетской гидротермальной системы (глава II) известно, что северная часть Камбального хребта представляет собой сложнопостроенную зону сочленения вулканогенной южной части и вулканогенно-осадочной северной части. Южная часть представлена сложной постройкой вулкана Камбальный, характеризующегося наличием многих центров извержения магматического расплава, часто мигрировавших на протяжении всей истории развития; северная часть сложена в нижней части разреза миоценово-плиоценовыми морскими осадками с фауной пелеципод и в верхней части — паужетской свитой ($O_1 - O_2$).

В этой зоне на протяжении последних этапов развития структуры Камбального хребта происходило внедрение ряда экструзий риодацитового состава.

Участок развития гидротермально-измененных пород занимает восточную часть зоны, располагаясь в верховьях рек Левый и Средний Этамынки, в треугольнике, ограниченном III группой Северо-Камбальных, II группой Южно-Камбальных и Восточно-Камбальными паровыми струями и термальными источниками. Восточно-Камбальное поле гидротермально-измененных пород развито по породам различного состава и происхождения. В южный части — по лавам и пирокластике базальтового состава, слагающим северные отроги вулканической постройки вулкана Камбальный.

Вблизи III группы Южно-Камбальных паровых струй оно развито по грубообломочным фациям паужетской свиты и по риолитам экструзии, верхняя часть которой изменена до опалитов. В верховьях долины р. Средний Этамынк, представляющей собой цирк, изрезанный густой сетью оврагов и распадков, процессы поверхностного гидротермального метаморфизма проявились в субповерхностных силлах базальтового состава. Измененные породы представлены опал-глинистыми разновидностями, довольно легко поддающимися процессам эрозии, в результате чего участок Восточно-Камбального поля гидротермально-измененных пород изрезан густой сетью ручьев и оврагов. Верхняя часть разрезов существенно глинистая и представлена каолинитом, окрашенными в бурый цвет окислами железа. Мощность разрезов измеряется первыми метрами. Нижележащие горизонты измененных пород отличаются меньшей глинизацией и постепенно переходят в бурые массивные опалиты с примесью глинистых минералов. Ниже они переходят в пропилитизированные базальты. В наиболее глубоких вреза

наблюдаются неизмененные базальты. Максимальная мощность измененных пород составляет 30—40 м.

Как выше указывалось, вершинная часть риолитовой экструзии изменена до опалитов. Первичные породы обнажаются лишь вблизи III группы Северо-Камбальных паровых струй и представлены светло-серым дацитом. Контакт с вмещающими породами паужетской свиты и нижележащими песчаниками и гравелитами миоцен-плиоценового возраста — рвущий. В некоторых местах приконтактные блоки пород имеют нарушенное залегание. Замеренные углы падения составляют 35—40°. Измененные породы слагают южную, наиболее возвышенную часть экструзии и представлены грубой щебенкой и дресвой. В некоторых местах удается наблюдать первичную морфологию экструзии, которая в верхней части представляется в виде веера столбов, сформировавшихся в результате медленного выжимания и быстрого охлаждения расплава.

Автор предполагает, что Восточно-Камбальное поле гидротермально-измененных пород образовалось под действием растворов, динамика которых самым тесным образом связана с внедрившейся экструзией дацитов. Химический состав растворов характеризовался высокой агрессивностью и имел низкие значения водородного потенциала. Объем пород, обработанных этими растворами, значительный и, как видно из описаний, охватывает не только экструзию, но и вмещающие ее породы. Обширный участок гидротермальных пород позволяет предполагать, что кислотное выщелачивание происходило на расстоянии двух-трех километров от источника генерирования растворов. В связи с этим мы считаем, что гидротермальные растворы формировались на участке внедрения экструзии и образовывали грунтовый поток, фильтрующийся по восточному склону Камбального хребта.

Отделение паров и газов от магматического расплава зависит от давления и температуры. Давление в случае появления расплава на поверхности Земли соответствует атмосферному, а температура его составляет несколько сот градусов. Температура паров и газов, отделяющихся от извергшегося магматического расплава, значительно превышает температуру окружающего воздуха. Это создает благоприятные условия для энергичной конвекции в расплаве и быстрой его дегазации. Условия для конденсации существуют в узкой охлажденной приконтактной зоне. Такие растворы, образовавшиеся при конденсации парогазовой фазы магматического расплава, не могли бы произвести тот объем гидротермальных изменений, который наблюдается на восточном склоне Камбального хребта.

Для процессов, обеспечивших образование этого поля, необходимы значительные массы воды, которые могли бы питать верхний грунтовой поток с достаточной интенсивностью. В современных климатических условиях Камчатки или в недалеком прошлом такая возможность имелась в местах формирования ледников и многолетних снежников. В этих случаях магматический расплав взаимодействует с теми и другими. Огромное количество тепла, выделяемое расплавом, парами и газами, вызывает таяние многолетних снежников и ледников. Пары и газы конденсируются в талой воде и создается раствор с низким pH, большой агрессив-

ностью по отношению к окружающим породам. В условиях горной местности этот раствор в значительных количествах идет на питание грунтовых вод, резко увеличивая их расход. В результате инфильтрации водных растворов происходит кислотное выщелачивание, подробно изученное рядом исследователей (Набоко, 1963; Сидоров, 1967). Порода перерождается в опалиты с большим содержанием глинистых минералов. Последние в наиболее возвышенных участках вымываются и переотлагаются в низких участках, подвергшихся воздействию гидротермальных растворов. По нашему мнению, наблюдаемое на Восточно-Камбальном поле пространственное разобщение опалитов и глинистых пород обусловлено не изменением химического состава гидротермальных растворов, а их механической работой. Метаморфизм самих гидротерм подтверждается изменением характера метаморфизма в породах в глубоких горизонтах, где образуются минералы, типичные для низкотемпературной пропилитизации. Изменение химизма растворов выразилось в постепенной их нейтрализации. В участках развития поверхностных полей гидротермально измененных пород следы ледников и многолетних снежников часто уничтожаются.

На Восточно-Камбальном поле сохранилась морена ледника, область питания которого располагалась в цирке (рис. 29). Морена перекрывает пемзовые отложения, датируемые в Паужетском геотермальном районе возрастом в 7000 – 8000 лет, определенным радиоуглеродным методом. В составе морены нет обломков измененных пород. В настоящее время верхний конец морены расположен на более высоких гипсометрических отметках, чем дно цирка. Это связано с большей скоростью разрушения и выноса гидротермально-измененных пород под действием временных и постоянных водотоков. Ранее нами отмечалось, что поверхностные термопроявления в гидротермальных системах, где развиты процессы кислотного выщелачивания, располагаются в ложбинах, неглубоких впадинах. Это вызвано характером деятельности конденсатов на окружающие породы, которые превращаются в опалиты и глины, обладающие значительно меньшей механической прочностью и малой устойчивостью к процессам эрозии. В результате этого они в короткие промежутки времени эвакуируются по мере образования и не создают больших накоплений (Белоусов, Сугробов, 1973). В случаях, аналогичных Восточно-Камбальному полю, масштаб явлений значительно больший.

Поля измененных пород в Паужетском геотермальном поле, аналогичные выше рассмотренному, располагаются вблизи экструзий в юго-восточной части Голыгинских гор, на Кошелевском вулкане, вблизи Верхнекошелевских паровых струй.

В Семячикском геотермальном районе аналогичные процессы поверхностного и субповерхностного гидротермального метаморфизма происходили при формировании экструзии Желтой на юге вулкана Кихпиныч и на вулкане Бурлящий в Большесемячикском вулканическом массиве.

В пределах современных гидротермальных систем, имеющих геологическую структуру Паужетско-Вайракейского типа, роль этих процессов ограничивается преобразованием рельефа или созданием локальных ловушек пара.

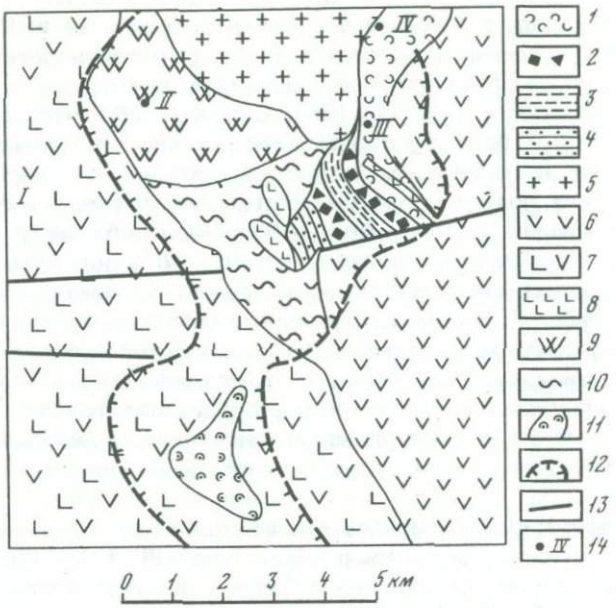


Рис. 29. Геологическая схема северо-восточного склона Камбального хребта. Составил В.И. Белоусов

1–3 — нижний, средний плейстоцен (паужетская свита), псефитовые туфы, конгломераты, окремненные псефитовые туфы; 4 — плиоцен, вулканомиктовые песчаники; 5 — голоцен, риолиты, дациты; 6–7 — плейстоцен, голоцен, андезиты, базальты, шлаки вулканов Черные Скалы и Камбальный; 8 — голоцен, базальт; 9 — голоцен, опал-алунитовые породы; 10 — голоцен, глинистые породы; 11 — голоцен, морена; 12 — предполагаемая граница распространения ледника до внедрения риодацитовой экструзии; 13 — разрывные нарушения; 14 — термальные площадки Камбального хребта: I — вторая группа Южно-Камбальных паровых струй; II — третья группа Южно-Камбальных паровых струй; III — третья группа Северо-Камбальных струй; IV — вторая группа Северо-Камбальных паровых струй хребта

Гидротермально измененные породы вулканов, обладающие хорошими водоупорными свойствами, уменьшают фильтрацию поверхностных вод в их недрах. В некоторых случаях ограничение поступления поверхностных вод может быть настолько ощутимым, что при значительном *тепловом потоке на этом участке может произойти их нагрев до высоких* температур (см. Кошелевский тип геологических структур современных гидротермальных систем).

Нам представляется, что поверхностные и субповерхностые гидротермальные изменения пород, сопровождающие внедрение магматических расплавов, вступающих во взаимодействие с водой ледников и многолетних снежников, являются ведущим процессом в образовании высокотемпературных гидротермальных систем на вулканических постройках с полицентральным характером извержений.

Изменение геолого-структурных условий и термодинамических параметров гидротерм под действием гидротермального метаморфизма

Процессы миграции кремнезема и других компонентов и их отложение в виде минеральных ассоциаций изменяют водопроницаемые свойства пород. Исследованиями установлено обогащение кремнеземом водовмещающих толщ за счет отложения опала, халцедона и вторичного кварца на различных горизонтах в потоке термальных вод, вскрытых скважинами на Паужетке и Горячем Пляже (о. Кунашир). На некоторых уровнях потока термальных вод кремнезем выносится, что выражается в растворении обломков кристаллов первичного кварца в литокристаллокластических туфах паужетской свиты и отлагается на других уровнях, вызывая регенерацию зерен первичного кварца, образование халцедона, опала и вторичного кварца (Белоусов, 1963). Исследования С.И. Набоко подтверждают наличие сложного процесса выноса–привноса вещества по всей мощности потока термальных вод. Тенденция этого процесса такова, что кремнезем извлекается из обломков первичных пород и кристаллов и отлагается в порах, трещинах в виде силикагелей и гейзеритов и частично выносится в ионном или коллоидном состоянии с гидротермами на поверхность (*Набоко 1971; Лебедев, 1965*).

При изучении литокристаллокластических туфов дацитов с кремнеземистым цементом важным моментом является установление связи их образования с деятельностью современного потока высоконагретых вод. Главный результат миграции кремнезема и его отложения в нижних горизонтах — это изменение условий циркуляции гидротерм на этих уровнях. Мобилизация кремнезема из обломков пород и кристаллов и заполнение пор вторичными кремнистыми минералами ведут к уменьшению проницаемости этих пород для высоконагретых гидротерм, формированию новых водоупорных горизонтов, которые в результате деятельности потока термальных вод увеличивают мощность за счет уменьшения мощности водовмещающего горизонта. Таким образом, процессы вторичного минералообразования изменяют геологическую структуру участка формирования и дренирования термальных вод.

В свое время нами было установлено, что геологическое строение современных гидротермальных систем оказывает большое влияние на характер водного питания гидротермальных систем. Это, в свою очередь, *может изменять температурный режим потока, так как геологическая* структура играет роль посредника при взаимодействии экзогенных факторов (водное питание) с эндогенными (тепловое питание). Вновь образованные горизонты малопористые, так как межобломочное пространство заполнено метаколлоидными и криптокристаллическими минеральными новообразованиями. В связи с этим горизонт подобных пород становится более жестким, в меньшей степени поддающимся пластическим деформациям при тектонических подвижках. В результате воздействия на него тектонических напряжений возникает больше трещин.

Если исходить из вышеприведенных данных, то можно предвидеть ход развития геологических структур высокотемпературных гидротермаль-

ных систем Паужетско-Вайракейского типа. В результате процессов метаморфизма под действием высоконагретых гидротерм происходит перерождение пористых слаботрещиноватых водовмещающих комплексов, аналогичных псефитовым туфам дацитов паужетской свиты, в непроницаемые окремненные породы типа литокристаллокластических туфов дацитового или риолитового состава, обогащенных по сравнению с материнской породой кремнеземом. В очагах разгрузки высокотемпературных гидротермальных систем, где значительная доля потока гидротерм разгружается на поверхность и в связи с этим происходят значительные теплопотери, окремнение развивается наиболее интенсивно по всей мощности потока. В очагах разгрузки гидротермальных систем мощность окремненных зон, по-видимому, должна нарастать и верхняя ее граница должна стремиться достичь поверхности Земли в месте максимальной разгрузки гидротерм.

Возникает вероятность исчезновения высокотемпературных гидротерм. Одновременно районы гидротермальных систем подвергаются воздействию тектонических напряжений, вызывающих разрывные нарушения, особенно в "жестких" горизонтах окремненных пород. В результате этого плотный горизонт окремненных пород становится трещиноватым и хорошо водонепроницаемым. Коэффициенты проницаемости таких толщ превосходят на порядок и более проницаемость первичных пород. Новые геолого-структурные условия благоприятны для проникновения большого количества метеорных вод в глубокие горизонты гидротермальных систем, что, по-видимому, при неизменном тепловом питании может привести не только к понижению температуры в недрах гидротермальных систем, но и к полному охлаждению их. Все зависит от величины модуля подземного стока метеорных вод.

Таким образом, история развития гидротермальных систем определяет тенденцию к постепенному превращению высокотемпературных гидротермальных систем в низкотемпературные путем перерождения их геологической структуры под действием гидротермального метаморфизма водовмещающих толщ.

Современные гидротермальные системы после завершения этапа образования поддерживают свой термодинамический режим на каком-то определенном уровне, который определяется общим развитием данного участка земной коры. В стадии деятельности гидротермальной системы происходит саморегулирование динамики, химического состава и теплового режима гидротерм.

На этом этапе на коротком отрезке времени гидротермальная система находится в равновесном состоянии. В ней сбалансировано тепловое питание и теплопотери, водное питание и разгрузка гидротерм, привнос—вынос вещества. Процесс окремнения водовмещающих толщ происходит крайне медленно, и высокотемпературные гидротермальные системы Паужетско-Вайракейского типа действуют на протяжении многих тысячелетий. При вскрытии скважинами водовмещающих горизонтов с парогидротермами, температура которых намного превышает температуру воды в поверхностных условиях, происходит процесс парообразования. При выбросе из скважины па-

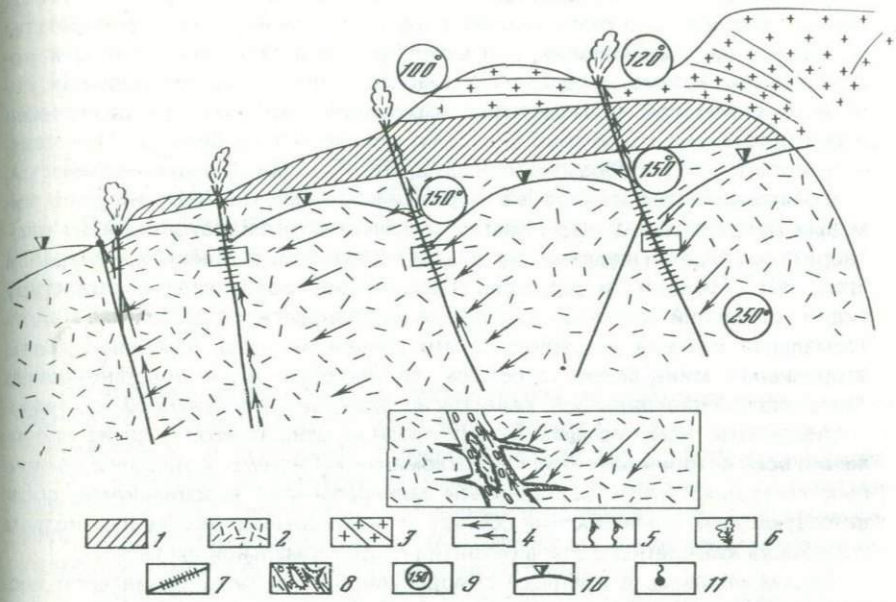


Рис. 30. Принципиальная геолого-гидрогеологическая схема динамики гидротерм вблизи тектонических разрывных нарушений. Составил В.И. Белоусов

1 — верхний водоупор; 2 — водовмещающий комплекс; 3 — экструзия; 4 — направление движения гидротерм; 5 — движение пароводяной смеси в зоне тектонического нарушения; 6 — паровая струя; 7 — зона парообразования в тектоническом разрывном нарушении; 8 — деталь: циркуляция парогидротерм в зоне парообразования в тектоническом разрывном нарушении; 9 — температура; 10 — пьезометрический уровень потока гидротерм; 11 — кипящий источник

роводяной смеси или в некоторых случаях перегретого пара (Лардерелло, Гейзеры Калифорнии) в стволе скважины происходит выпадение минералов кальция и кремнезема и скважины на уровне парообразования зарастают. Зарастания скважин в случае получения перегретого пара не происходит, но вторичные минералы — кальцит, кварц, аморфный кремнезем — отлагаются в кавернах и трещинах окружающих пород. Со временем количество этих минералов так возрастает, что подавляющее большинство питающих скважину полостей, пустот и трещин заполняется ими и дебиты падают настолько, что эксплуатация их становится экономически невыгодной. В Лардерелло период жизнедеятельности скважины определяется 40—50 годами.

В других гидротермальных системах, таких как Вайракей, Вайотапу, Каверау (Новая Зеландия), Паужетка, Больше-Банная (Камчатка), описанные процессы происходят непосредственно в скважине и могут происходить в природных условиях при образовании тектонических трещин, рассекающих водовмещающие и водоупорные горизонты субповерхностных высокотемпературных гидротермальных систем. Открытые трещины и тектонические разломы в очаге разгрузки гидротермальных систем должны играть такую же роль, как и скважины. В этих условиях в трещи-

не происходит парообразование (Аверьев, Сугробов, Сугробова, 1965). При этом происходит откачка парогидротерм с уменьшением температуры на уровне парообразования, это может вызвать отложение больших количеств кремнезема, а вследствие газоотделения — потерю больших количеств свободной углекислоты, нарушение карбонатного равновесия и соответственно выпадение большого количества карбонатов. При явлении парлифта через образовавшуюся дрену проходит большое количество гидротермального раствора и в короткий промежуток времени даже при малых концентрациях того или другого элемента в гидротермальном растворе произойдет выпадение большого количества вторичных минералов (рис. 30). Трещины и разрывы, нарушающие геологическую структуру гидротермальной системы, выводят ее из равновесного состояния. Гидротермальная система реагирует на это весьма активно, залечивая дрены вторичными минералами, стремясь, таким образом, к восстановлению ранее сформировавшегося равновесия всей гидротермальной системы. Описываемый нами процесс может неоднократно повторяться на протяжении всей истории развития гидротермальной системы и трещины различных генераций будут выполняться минеральными ассоциациями, соответствующими химическому составу и термодинамическим параметрам гидротерм конкретного этапа развития гидротермальной системы.

Таким образом, в процессе саморегулирования гидротермальной системы ведущую роль играют гидротермальный метаморфизм и вторичное минералообразование.

Глава IV

ДОЛГОЖИВУЩИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ЦЕНТРЫ В ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ РАЙОНАХ И ИХ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ И ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ

На протяжении всей истории исследования гидротермального процесса одним из главных аспектов проблемы является определение связи его с магматизмом. В этой области имеется множество теоретических разработок, которые базируются на утверждении о наличии взаимозависимости этих двух геологических явлений и подчиненности гидротермального процесса магматическому. Эта взаимосвязь отражена в определении гидротермального процесса как постмагматического.

В последние десятилетия при изучении современных высокотемпературных гидротермальных систем с использованием глубоких скважин был получен большой фактический материал о механизме гидротермального процесса в областях активного вулканизма. Количественные оценки мощности гидротермальных систем показали, что теплопотери и водная разгрузка, проявленная на поверхности в виде горючих источников, паровых струй и прогретых пород, составляют малую долю их реальных теплопотерь и расходов гидротерм, происходящих в глубоких горизонтах. Оценка масштабности гидротермального процесса в областях современного вулканизма привела к переоценке его роли.

В отличие от гидротермальных систем методы исследования современного вулканического (магматического) процесса менее прогрессировали. Оценка тепловой мощности этого процесса базировалась на изучении вулканических районов методами геологического картирования.

На примере отдельных гидротермальных систем методами изотопии было показано, что доля магматической воды, участвующей в тепловом питании гидротермальных систем, незначительна. Это определенно умаляет роль магматизма в образовании гидротермальных систем.

В.В. Аверьев (1966) пришел к выводу, что, несмотря на большую реальную мощность гидротермального процесса, мощность андезито-базальтового вулканизма, развитого в этих областях, неизмеримо бóльшая и гидротермальная деятельность, по его мнению, может рассматриваться как реакция глубоких горизонтов земной коры на тепловой импульс, сопровождающий андезито-базальтовый вулканизм, идущий от уровней верхней мантии.

Разработка В.В. Аверьевым теории гидротермального процесса в значительной степени облегчила практическую задачу установления взаимосвязей гидротермальных систем Камчатки с вулканическими аппаратами.

Первые работы такого рода были поставлены в Паужетском геотермальном районе на примере Паужетской гидротермальной системы. Последняя была изучена с большой детальностью. Определена тепловая мощность верхнего напорного горизонта высокотермальных вод, выявлена геологическая структура и приуроченность ее к вулканической структуре Камбального хребта, развивающегося в результате деятельности долгоживующего вулканического центра. В современном виде этот центр выражен структурой Камбального вулкана. Детальное изучение Камбального долгоживущего вулканического центра дало дополнительный материал, позволивший реконструировать взаимосвязь вулканических и гидротермальных процессов, происходивших от среднего миоцена до настоящего времени. Этот участок земной коры на протяжении последних нескольких десятков миллионов лет представлял собой центр непрерывного, в геологическом масштабе, поступления магматического материала с больших глубин по поверхность Земли. Вначале это происходило в подводных, а в плейстоцен-голоценовое время в надводных условиях. Поступавший материал разрушался под действием изменчивых поверхностных и субаэральных условий, характерных для области контакта литосферы, атмосферы и гидросферы с образованием вулканогенно-осадочного материала, который отлагался в непосредственной близости от центров извержения.

Камбальный центр поступления изверженного материала и тепла определяется нами как долгоживущий вулканический центр и впервые описан В.И. Белоусовым и др. (1971) и В.И. Белоусовым, В.М. Сугробовым (1976). Под долгоживущими вулканическими центрами мы понимаем активно действующие геологические структуры в современных вулканических районах, которые пронизывают земную кору и служат каналами для магматического материала, движущегося от уровней верхней мантии к поверхности Земли. Возраст этих структур определяется в первые десятки миллионов лет от их зарождения до прекращения вулканической активности. Они в своем развитии тесно взаимосвязаны с ареальным базальтовым вулканизмом и образуются в пределах линейных глубинных тектономагматических разломов, возникающих на ранних этапах развития островных вулканических дуг. Долгоживущие вулканические центры представляют собой практически непрерывно растущие морфоструктуры, которые служат областями сноса вулканогенного и хемогенного материала и являются поставщиками его для образования вулканогенно-осадочных и осадочных комплексов в глубоких впадинах, смежных с островными дугами.

Геологическое строение долгоживущих вулканических центров

Ранее в описании геологического строения геотермальных районов Камчатки были охарактеризованы долгоживущие вулканические центры в Паужетском геотермальном районе — Камбальный, Кошелевский; в Семячикском — Кихпиныч, Зубчатка, Бурлящий, Узонский; в Мутновском — Мутновский и в Банно-Паратунском — палеоген-неогеновые дол-

гоживущие вулканические центры Карымшинский и сопки Горячей (Больше-Банная гидротермальная система).

Одной из главных структурных особенностей долгоживущих вулканических центров, связанных с гидротермальными системами, является отсутствие постоянного фиксированного канала извержения, подобного другим вулканам Камчатки — Ключевскому, Безымянному, Авачинскому, Корякскому и многим другим. На протяжении всей истории развития, в особенности на последних этапах, в субаэральных и наземных условиях, долгоживущие вулканические центры геотермальных районов характеризовались миграцией центров извержений. На участках сочленения долгоживущего вулканического центра со структурой смежной гидротермальной системы происходило внедрение больших масс вязких лав дацито-риолитового состава в форме экструзивных куполов.

Геолого-структурные исследования, проведенные методами площадной крупномасштабной геологической съемки, позволяют изучить верхнюю часть долгоживущих вулканических центров, по крайней мере за период деятельности от среднего миоцена для Камбального и Ильинского вулканов и, вероятно, олигоцена — для Кошелевского вулкана.

Геологическое строение Камбального вулкана и примыкающего к нему с севера Камбального хребта, входящих в структуру Камбального долгоживущего вулканического центра, изучено детально (Аверьев и др., 1965; Белоусов, Сугробов, 1971, 1976; Белоусов и др., 1971). Взаимосвязь геологического строения структуры Гейзерной гидротермальной системы и Кихпинычского долгоживущего вулканического центра не рассматривалась. В последние годы проведены детальные работы по изучению геологического строения Гейзерной гидротермальной системы и сопредельных с ней вулканических структур.

Кихпинычский долгоживущий вулканический центр расположен в северо-восточном секторе Семячикского геотермального района в верховьях р. Гейзерной, к которой приурочены широко известные Гейзеры Камчатки. Ближайшим соседом этой вулканической структуры является сложная постройка вулкана Крашенинникова. С точки зрения региональной структуры эти центры вулканической активности относятся к Восточно-Камчатской вулканической зоне и составляют ее северное окончание (рис. 9).

В плане Кихпинычский долгоживущий вулканический центр имеет эллипсовидную форму. Длинная ось эллипса, вытянутая в северо-восточном направлении, составляет около 9 км, короткая — около 6 км (рис. 10). Направление длинной оси совпадает с общим направлением тектонических трещин, расположением экструзий, широко развитых на юго-запад от Кихпинычского вулканического центра и тесно связанных со структурой Гейзерной гидротермальной системы. К этому же направлению приурочены термопроявления. В этой зоне находится и ряд моногенных образований, подобных шлаковому конусу Дуга с лавовым потоком базальтов (конус пространственно приурочен к глубинному тектономагматическому разлому, протягивающемуся от вулкана Крашенинникова через Долину Гейзеров к вулканическому массиву Большого Семячика и далее на юг (см. рис. 9). В связи с этим такие моногенные образования

рассматриваются нами как самостоятельные вулканы, относящиеся к проявлениям ареального вулканизма. По отношению к региональной структуре, какой является глубинный тектономагматический разлом, Кихпинычский долгоживущий вулканический центр является частной структурой: она образовалась в пределах глубинного тектономагматического разлома и отдельные элементы ее строения подчинены строению глубинного разлома.

В структуре Кихпинычского долгоживущего вулканического центра участвуют моногенные вулканические образования. В его северо-восточном секторе в голоценовое время образовался конус Савича, вблизи которого было несколько побочных конусов, извергавших базальты (см. рис. 10). В его юго-восточной части одновременно с излияниями базальтовых лав сформирован экструзивный дацитовый купол горы Желтой, вблизи которого располагаются большой ареал гидротермально измененных пород и современные термопроявления. Далее на юг от этого купола протягивается ряд экструзивных куполов риодацитового состава, которые слагают левый борт долины р. Гейзерной и входят в структуру Гейзерной гидротермальной системы. Эти проявления кислого вулканизма возникли одновременно с экструзиями сопки Гейзерной, Останцом и плато Круглым, расположенным на правом берегу долины р. Гейзерной и структурно приуроченным к глубинному тектономагматическому разлому (см. рис. 10).

Геологическое строение Кихпинычского долгоживущего вулканического центра отличается от геологического строения глубинного тектономагматического разлома более концентрированным расположением эруптивных центров на единицу площади. В эрозионных врезах вблизи предполагаемой вершины древнего аппарата стратовулкана Кихпиныч встречаемость базальтовых даек, которые служили дренами для поступающего материала и тепла, значительно большая, чем в зоне глубинного разлома. Эруптивные центры голоценового возраста располагаются вдоль длинной оси эллипса поперечного сечения Кихпинычского долгоживущего вулканического центра. Дайки базальтов вблизи вершинной части древнего конуса Кихпиныча располагаются веерообразно, что подтверждает наличие единого центра эрупции. Объем изверженного материала из этого центра значительно превышает объем материала в эруптивных центрах, относящихся структурно к глубинному тектоно-магматическому разлому. В связи с этим мы полагаем, что Кихпинычский долгоживущий вулканический центр, приуроченный к структуре глубинного тектономагматического разлома, имеет структурные особенности, которые создали условия для концентрированной разгрузки магматического расплава и явились фокусом магматической и тепловой разгрузки в пределах этого глубинного разлома. Рассматривая действие такой структуры в пределах значительного промежутка времени для Кихпинычского долгоживущего вулканического центра, следует отметить, что на ранних этапах его развития магматический расплав извергался из одного эруптивного центра. В этот период деятельности Кихпинычский центр развивался в субаэральных условиях архипелага островов. С севера к нему примыкала аналогичная по происхождению структура вулкана Крашенинникова, с юга — морской

пролив между Кихпинычем и долгоживущим вулканическим центром Большой Семячик. Здесь формировалась мощная толща морских вулканогенных осадков, облекающих основания этих двух вулканических центров.

В плейстоцен-голоценовое время для Кихпинычского долгоживущего вулканического центра характерны извержения из нескольких эруптивных центров и рассредоточение тепловой разгрузки на значительной площади, охватывающей северо-восточные и южные склоны постройки древнего вулкана. Одновременно начинает активизироваться сопредельная часть глубинного тектономагматического разлома, где происходит образование моногенных вулканов и экструзивных куполов.

Кихпинычский долгоживущий центр в настоящее время теряет свое самостоятельное значение и по характеру деятельности в значительной степени становится аналогичным глубинному тектономагматическому разлому. Децентрализация эруптивной деятельности привела к тому, что поступление магматического материала происходит на значительной площади в верхние горизонты земной коры. В тех случаях, когда внедрение происходит в толщи, сложенные лавами базальтов и грубой пирокластикой этого же состава (тугоплавкие породы, обычно со слабопластичными свойствами), магматический расплав прорывается на поверхность Земли по трещинам, как это видно на примере конуса Савича и близких от него прорывов. Внедрение магматических расплавов происходит быстро и дренирование материала и тепла по трещинам прорыва осуществляется в течение очень короткого промежутка времени, аналогично современным побочным прорывам района вулканов Ключевского и Толбачика. Реакция внедрившегося расплава с вмещающими породами в силу их близкого состава и термических свойств минимальная.

Иные условия возникают при внедрении магматического расплава в вулканогенно-осадочные толщи южной части Кихпинычского долгоживущего вулканического центра. В подавляющем большинстве случаев в голоценовое время происходили излияния на поверхность кислого магматического расплава, имеющего состав риолитов и дацитов. В глубоких врезах долин рек Гейзерной и Шумной наблюдаются дайки базальтов, которые располагались среди вулканогенно-осадочных толщ гейзерной свиты и не вышли на поверхность. Значительные ареалы гидротермально измененных пород около них, как нам кажется, указывают на длительный период остывания, не соизмеримый с запасами тепла, содержавшимися в магматическом расплаве, слагающем тело дайки. Предполагается, что значительные количества тепла поступали по разогретой дайке с больших глубин: трещинные извержения базальтов играли роль теплопроводников от глубинных магматических резервуаров к поверхности Земли.

Прямая связь базальтовых даек в южной части Кихпинычского долгоживущего вулканического центра и экструзий риолитов и дацитов, входящих в структуру Гейзерной гидротермальной системы, нами не установлена. Однако ряд косвенных фактов позволяет предполагать наличие такой связи.

Данные Е.Н. Гриб, полученные при изучении экструзий, входящих в структуру Гейзерной гидротермальной системы, подтверждают большую глубину генерации некоторых фенокристаллов плагиоклазов. Определения газовых пузырьков в них, выполненные Н.А. Шугуровой, позволяют определить качественный состав газовых включений и давление, при которых они образовались: они состоят из азота и находятся под давлением около 8 килобар, что отвечает глубине генерации около 30 км. Кроме того, Е.Н. Гриб отмечает бóльшую основность плагиоклазов риолитов и дацитов экструзий Гейзерной гидротермальной системы по сравнению с нормативным составом.

Исходя из характеристики геологического строения Кихпинычского долгоживущего вулканического центра и Гейзерной гидротермальной системы, предполагается, что формирование кислых расплавов и их внедрение сингенетично или непосредственно связано с вулканогенно-осадочными образованиями в этом районе. Химический состав пород, слагающих экструзии, в общем идентичен последним. Все эти факты приводят нас к выводу о возможном образовании кислого магматического расплава в верхней части земной коры, тесно связанного с вулканогенно-осадочной толщей.

Дж. Хили (Healy, 1965) считает, что базальтовый магматический расплав в виде силлов внедряется в нижние горизонты вулканогенно-осадочных толщ и передает им значительное количество тепла, это сопровождается расплавлением значительных объемов этих пород и образованием очагов кислого магматического расплава, с которыми связано формирование экструзии. После прекращения перемещения кислого магматического расплава содержащееся в нем тепло постепенно передается окружающим вулканогенно-осадочным породам и поровым водам. В результате того, что объем образовавшегося кислого магматического расплава большой и его температура значительно меньше базальтового магматического расплава, внедрявшегося с уровней верхней мантии, тепловой поток будет равномерным. Эти условия благоприятны для образования гидротерм.

История развития долгоживущих вулканических центров и их генезис

На основании материала, изложенного в главах I и II, и литературных источников, нам представляется необходимым сделать некоторые обобщения о геологической истории развития долгоживущих вулканических центров. Эти обобщенные выводы носят предварительный характер, в связи с чем мы обращаем внимание лишь на принципиальную схему взаимоотношений процессов, происходящих на протяжении длительной истории образования, деятельности и отмирания такой структуры. Фактический материал по отдельным аспектам строения долгоживущих вулканических центров неравноценен, поэтому автор остановится на вопросах, близких к геотермальным процессам, которые являются главным объектом данной работы.

От среднего миоцена до верхнего плиоцена участки развития долгоживущих вулканических центров Паужетского геотермального района

были местами непрерывного поступления лавового и пирокластического материала от глубоких горизонтов Земли к поверхности. Извержение материала происходило в субаэральных условиях архипелага островов. В плиоцене и среднем—верхнем миоцене на месте долгоживущих вулканических центров Паужетского геотермального района возникали отдельные вулканы, постройки которых в отдельных случаях незначительно возвышались над уровнем моря. Большие массы магматического расплава приходили в соприкосновение с морской водой, что вызывало взрывы и дробление извергавшегося расплава и его распыление вокруг места извержения с образованием значительных объемов пирокластики. Работа морских волн, течений, фумарольная деятельность, обилие атмосферных осадков и работа поверхностных вод завершали работу по разрушению вулканических аппаратов, образовавшихся во время очередных извержений. Разрушенный материал, поступивший с уровней верхней мантии, подвергаясь механической и химической дифференциации, распределялся вблизи долгоживущих вулканических центров.

Аналогичные структуры описаны К. Коттоном (Cotton, 1969) в работе "Пьедесталы океанических вулканических островов". Рассматривая структуры ряда островов Тихого и Индийского океанов, К. Коттон на основании изучения их геологическими и геофизическими методами описывает субповерхностные и глубинные структуры. Им составлена принципиальная схема геологической структуры о. Раротонга в архипелаге Кука. Анализируя материал многих исследователей, он описывает типичный разрез вулканического острова. Верхняя часть его, выступающая над уровнем океана, сложена в основном субаэральными лавовыми потоками базальтового состава, которые изливались из трещин в условиях суши или мелководья. Эта базальтовая покрышка покоится на толще пирокластики мощностью около 2000 м, состоящей из обломков лав. Объемный вес этой толщи, по данным Робертсона (Cotton, 1969), Итона и Мурата, составляет 2,4. Скорость распределения сейсмических волн в соответствии с данными Хочстейна (Cotton, 1969) составляет 4 км/сек. Вслед за ним Шор (Cotton, 1969) на основании данных, полученных по 15 островам и подводным горам в Тихом и Индийском океанах считает, что скорость сейсмических волн в верхней части разрезов колеблется в пределах 4—5 км/сек; это, по его мнению, связано с особенностями слагающего их материала.

Ниже по разрезу под двукилометровым слоем пирокластического материала залегают породы, отличающиеся высокой плотностью, порядка 2,95. Скорость распространения сейсмических волн в этих породах составляет 6,7 км/сек. Породы образуют стержень грубо цилиндрической формы, верхняя плоскость которого расположена на глубине 2000 м. Углы наклона к горизонту образующей цилиндра более крутые по сравнению со склонами островов, сложенных переработанными вулканогенно-осадочными отложениями, которые, вероятно, сингенетичны верхней пирокластической 2000-метровой толще.

К. Коттон в объяснении генезиса такого типа геологической структуры пьедесталов вулканических островов придерживается концепции, высказанной А. Риттманном (Cotton, 1969). Последний считает, что глубина

2000 м, соответствующая гидростатическому давлению в 200 атм, является критической, когда в расплаве бо́льшая часть воды может находиться (80%) в растворенном состоянии. Извержение расплава в условиях большого давления происходит в виде пластической массы. В условиях меньших давлений и соответственно глубин меньших чем 2000 м происходит дегазация расплава в канале с образованием больших объемов газа. Образующиеся в расплаве пузырьки разрывают его монолитную массу; в результате образуется большое количество рыхлого, раздробленного материала. Это создает условия для увеличения контактной поверхности горячего расплава с морской водой и усиливает подводные взрывы.

Создаются условия для образования толщи с объемными весами значительно меньшими, чем на глубинах более 2000 м. Этот материал легко поддается переносу и переотложению у подножья вулканического острова с образованием слоистых вулканогенно-осадочных толщ, облекающих плащем сердцевину острова.

Постепенный рост приводит к образованию его надводной части, в условиях которой характер извержения изменяется и большая часть извергавшегося материала не приходит в контакт с водой. Создаются условия для излияния лавовых потоков и быстрого отделения газовой фазы в процессе извержения из подводящей трещины или канала. Сильно разогретый расплав обладает малой вязкостью, что облегчает отделение газовой фазы и процесс извержения не сопровождается мощными взрывными явлениями.

В достоверности рассмотренных структур вулканических островов легко убедиться на примере вулканического о. Гавайи, восточные подводные склоны которого детально изучены методами подводного фотографирования и драгирования (Cotton, 1969). Глубинную структуру долгоживущих вулканических центров геотермальных районов можно считать подобной структурам пьедесталов океанических вулканических островов. К сожалению, нет возможности произвести возрастную оценку того или иного этапа развития долгоживущего вулканического центра по определению возраста вулканогенно-осадочных толщ, прилегающих или сингенетичных образованиям вулканического острова. Можно лишь выдвинуть предположение о длительном периоде жизни долгоживущего вулканического центра. По нашим данным, этот период составляет первые десятки миллионов лет.

Особый этап в развитии долгоживущих вулканических центров геотермальных районов Камчатки наступает в верхнеплейстоценовое-нижнеплейстоценовое время. Структура их верхней части отличается от нижней. Лавовый материал резко преобладает над вулканогенно-осадочным как в разрезах, так и по площади. Лавовые потоки растекаются далеко от центров извержений. В связи с тем, что в этот период развития долгоживущего вулканического центра отсутствует непосредственный контакт с морем, меняется характер извержения. Взрывы уступают место эффузивной и экструзивной деятельности.

Эрозионные процессы в континентальных условиях происходят с меньшей скоростью, чем в морских. При сохраняющейся скорости подачи материала строение наземной части долгоживущего вулканического центра

изменяется, происходит резкое увеличение размеров вулканических островов. Такие условия облегчают проникновение магматических расплавов к поверхности Земли, так как условия теплоотдачи резко сменяются уменьшением теплопотерь как в субповерхностных условиях, так и в недрах долгоживущего вулканического центра.

Общая прогретость недр облегчает возникновение множества центров извержений в пределах долгоживущего вулканического центра (рис. 31). Образуется большое количество моногенных и полигенных аппаратов. Питающие каналы прорывают туфогенно-осадочные толщи фундамента вулканических построек. В связи с этим в разрезе долгоживущего вулканического центра эффузивные породы залегают в форме гриба, расположенного среди вулканогенно-осадочных пород. Частая миграция эруптивных центров в пределах долгоживущего центра определяет образование инъекций магматического расплава в вулканогенно-осадочные толщи и образование интрузивных и субинтрузивных тел. Дайки, которые в период своего образования часто играли роль питающих каналов вулканов, обладают свойствами тепловых дрен, транспортирующих значительные количества магматического расплава и тепла к поверхности Земли.

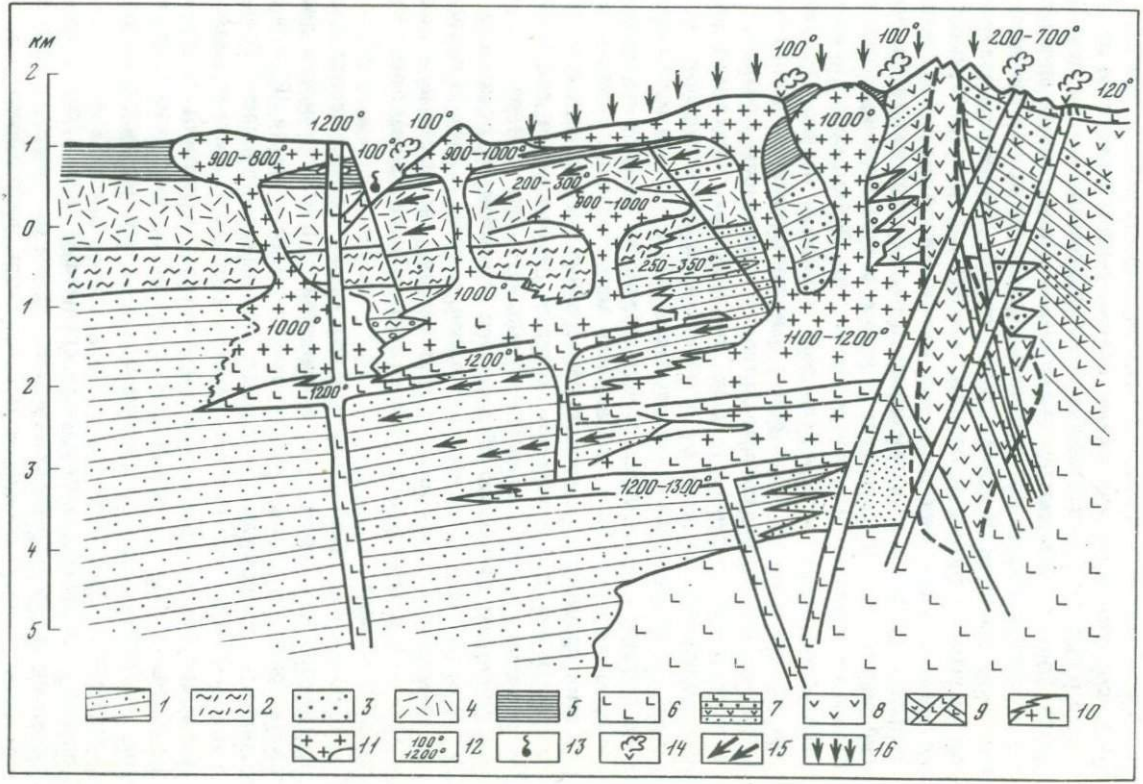
В вулканогенно-осадочных толщах, участвующих в строении долгоживущих вулканических центров и обладающих геолого-структурными свойствами, позволяющими аккумулировать внедрившиеся массы магматического расплав и тепла вследствие пластичности толщи и восприимчивости к процессам плавления, образуются магматические камеры. В результате этих процессов происходит образование магматического расплава кислого состава, при внедрении которого формируются экструзии и потоки спекшихся туфов и игнимбритов риодацитового состава.

Ниже приводим данные об образовании игнимбритов, спекшихся туфов и малых объемов кислых расплавов в районе Нижнежировской группы термальных источников в Мутновском геотермальном районе путем спекания и локального плавления вулканогенно-осадочных толщ вблизи дайки и силла.

В основании левого борта долины р. Жировой на северо-северо-восток от Нижнежировских термальных источников обнажается сильно дислоцированная осадочная толща палеоген-неогенового возраста ($P_2^3 + N_1 vl$), представленная аргиллитами и тонкозернистыми песчаниками. Угол падения толщи 40–50°, верхняя поверхность ее размыта. Амплитуда между самыми высокими и самыми низкими отметками кровли от нескольких метров до нескольких сот метров. На этой толще ингрессивно залегает горизонт осадочных пород четвертичного возраста, мощность которого сильно меняется по простиранию.

В одном из распадков наблюдается следующий разрез (снизу вверх).

С угловым и стратиграфическим несогласием на толще палеоген-неогеновых аргиллитов и песчаников залегает линза слабо сцементированного конгломерата. Обломки его представлены аргиллитом и песчаником из подстилающей толщи. Выше по разрезу обнажается 50-сантиметровый прослой среднезернистого рыхлого песчаника, в котором отмечаются хорошо окатанные обломки андезитов и других пород. Мощность горизонта 200–250 м. В описанном горизонте песчаника имеется участок


км
2
1
0
1
2
3
4
5
100°
100°
200–700°
120°
1200°
100°
100°
900–800°
900–1000°
200–300°
900–1000°
1000°
250–350°
1000°
1000°
1100–1200°
1200°
1200°
1200–1300°
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10
11 12 13 14 15 16

более прочной породы, в которой наблюдается спекание мелких частиц. Такие уплотненные участки образуют скальные обрывы. Внешний облик пород отличает степень цементации, которая выражается в спекании мелких частиц. "Вкрапленные" гальки представлены стекловатыми породами.

Выше по разрезу в горизонте песчаника залегает маломощная линза (от 30—40 см до 1 м) рыхлого валунно-галечного материала. Валуны и гальки сложены аргиллитами, песчаниками, гидротермально-измененными и по облику похожими на аргиллит, и песчаниками из лежащей ниже палеоген-неогеновой толщи.

Над этим прослойком наблюдается песчаник, подобный описанному. Далее по разрезу он постепенно переходит в породу, межобломочное пространство в которой сложено вулканическим стеклом, постепенно сменяющимся спекшимся туфом с фьямме. Спекшиеся туфы слагают горизонт, который четко выделяется в склонах резким перегибом. Как видно из сравнения химических анализов проб спекшихся туфов и песчаников, слагающих описываемый разрез (табл. 6), состав их очень близок. Это, как нам кажется, позволяет предполагать генетическое единство материнского материала песчаников и спекшихся туфов.

Верхняя часть разреза сложена черными шлаками базальтового состава.

Этот участок тесно ассоциирует с зоной даек, которая протягивается в северо-восточном направлении от вулкана Жировского через долину р. Жировой и рассекает ее левый борт (см. рис. 11). В описываемом обнажении нами была встречена дайка, отпрепарированная эрозией.

В соседнем распадке были детально прослежены взаимоотношения горизонта спекшихся туфов с вышележащими породами, которые представлены потоком базальтов с порфировой структурой. Спекшийся туф ниже контакта с базальтовым лавовым потоком представляет собой серую монолитную породу, слаботрещиноватую, с редкими крупными фьямме. Около контакта он переходит в стекловидную, сильнотрещиноватую породу черного или темно-серого цвета, которая покрыта сверху мелкой дресвой. Мощность стекловатой породы 3—4 м. Химический анализ показал, что по составу она близка к лежащему ниже спекшемуся туфу. На основании изложенного можно считать, что спекшиеся туфы тесно связаны с вмещающими туфогенно-осадочными толщами кислого состава. Такие спекшиеся туфы дацитов и риолитов могли образоваться в результате разогрева некоторых участков туфогенно-осадочных пород,

Рис. 31. Схематический геологический разрез высокотемпературной гидротермальной системы и долгоживущего вулканического центра. Составил В.И. Белоусов

1 — тонко- и мелкообломочные фации вулканогенно-осадочных толщ (водоупоры); 2 — средне- и грубообломочные фации вулканогенно-осадочных толщ; 5 — зоны окремненных и сцементированных вулканогенно-осадочных толщ (водоупоры, возникшие в результате воздействия гидротерм с вмещающими породами); 6 — базальты; 7—8 — лавово-пирокластические отложения долгоживущего вулканического центра; 9 — дайки и силлы базальта; 10 — зоны смешения базальтового расплава пластовых интрузий с вторичным расплавом разогретых вмещающих вулканогенно-осадочных толщ; 11 — экструзии кислого состава; 12 — значения температур; 13 — восходящие термальные источники; 14 — парогазовые струи; 15 — направление движения гидротерм; 16 — направление фильтрации метеорных вод

Таблица 6

Химический состав пород Мутновского геотермального района

Место взятия образца, порода	Содержание компонентов вес. %							
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO
6/M101, песчаник среднезернистый	67,02	0,24	13,37	1,80	0,69	Н/о	1,47	2,42
64/M102, песчаник грубозернистый	61,16	0,64	16,78	2,85	1,44	Н/о	1,69	3,48
64/M103, спекшийся туф с фьямме	62,72	0,77	16,23	3,43	1,38	Н/о	1,67	4,07
64/M104, спекшийся туф без фьямме	63,24	0,80	1,16	3,50	1,40	Н/о	1,72	4,24
64/M105, спекшийся туф	64,46	0,77	16,55	3,25	1,35	Н/о	1,64	3,88
64/M205, стекловидная порода	64,48	0,87	16,13	1,68	3,22	Н/о	1,25	3,30
64/M206, базальт	50,38	1,27	12,47	4,35	4,37	Н/о	3,06	9,98

Аналитики: Н.Р. Гусакова, Т.В. Долгова, Г.Ф. Некрасова.

Таблица 6 (окончание)

Место взятия образца, порода	Содержание компонентов, вес. %						Сумма
	Na_2O	K_2O	H_2O^-	H_2O^+	P_2O_5	П.п.п.	
6/M101, песчаник среднезернистый	2,65	2,02	2,41	4,68	Н/о	0,12	99,89
64/M102, песчаник грубозернистый	3,87	2,45	0,57	2,02	Н/о	–	99,95
64/M103, спекшийся туф с фьямме	4,15	2,59	1,11	1,70	Н/о	–	99,77
64/M104, спекшийся туф без фьямме	4,20	2,43	0,82	1,42	Н/о	–	99,93
64/M105, спекшийся туф	4,34	2,40	0,69	1,24	Н/о	–	99,57
64/M205, стекловидная порода	4,70	2,60	0,29	0,96	Н/о	Н/о	99,46
64/M206, базальт	3,40	0,80	0,61	0,08	Н/о	–	99,77

находящихся в благоприятных температурных и геолого-гидрогеологических условиях.

Чтобы аномальный тепловой поток, сопровождающий внедрение расплава по трещине, создал тепловое поле в туфогенно-осадочной толще с особо высоким температурным режимом, должны существовать определенные условия, способствующие аккумуляции тепла: застойный режим вод в туфогенно-осадочной толще и ограниченное питание подземных вод инфильтрацией метеорных вод, а также наличие теплоизолирующего верхнего горизонта.

Действие лавового потока как фактора, ограничивающего поступление поверхностных вод метеорного происхождения на глубину в область возможного плавления или спекания, зависит от времени его остывания. Расчетная скорость его остывания в описанных выше условиях могла составить около 100 лет. В связи с этим при непрерывном поступлении тепла по магматическому каналу с глубоких горизонтов могут создаваться значительные запасы тепла, которые сосредоточиваются в нижележащих туфогенно-осадочных породах. В течение этого времени могут создаваться высокие температуры в сотни градусов, в особенности вблизи подошвы силла. Как показали опыты П. Вайли и О. Татта, при таком температурном режиме возможно частичное или полное плавление туфогенно-осадочных толщ (Whylie, Tuttle, 1960).

Рассмотренные нами объекты в долине р. Жировой позволяют считать, что на глубинах в первые сотни метров от поверхности Земли могут создаваться условия, при которых возможно выборочное плавление туфогенно-осадочных пород с образованием спекшихся туфов, игнимбритов и небольших объемов кислого расплава.

Изучение спекшихся туфов риолитового состава в ряде районов Камчатки нами и другими исследователями показало, что они тесно связаны с образованием кислых экструзий. Такие примеры имеются в Паужетском геотермальном районе (восточные отроги Голыгинских гор), в районе сопки Горячей — экструзии Ящик (Паратунский геотермальный район) (рис. 32), экструзии Большого Семячика (Семячикский геотермальный район) (Белоусов, 1967а, б).

Здесь удалось проследить непрерывные переходы от потоков спекшихся туфов и игнимбритов, четко выраженных в рельефе, к экструзиям дацитового и риолитового состава, которые на последних этапах запечатали центры извержений кислого материала. В некоторых случаях туфы и игнимбриты слагают воронкообразные тела.

В пределах структуры долгоживущего вулканического центра на участках, сложенных туфогенно-осадочными породами, базальтовый магматический расплав тормозится. Этот процесс способствует аккумуляции тепловой энергии в туфогенно-осадочных толщах, которые постепенно прогреваются за счет дополнительного тепла, поступающего по прогретому каналу. Эта энергия передается водам, фильтрующимся по туфогенно-осадочным толщам, в связи с чем могут образоваться гидротермы (см. рис. 27). Внедрение магматического расплава в пределы долгоживущего вулканического центра происходит периодически. Однако импульсивный характер переноса материала и тепла в вулканическом процессе при

Рис. 32. На переднем плане обелиск экструзии горы Ящик (Больше-Банные термальные источники), в центре — пирокластический поток (спекшийся туф риодацитов). Фото В.И. Белоусова

внедрении расплава в толщу туфогенно-осадочных пород сменяется интрузивными и гидротермальными процессами, при которых тепловая энергия рассеивается равномерно. Поэтому пульсирующий характер подачи материала и тепла в глубоких горизонтах современных гидротермальных систем слабо проявляется в субповерхностных условиях. О таком взаимоотношении магматического и гидротермального процессов писал В.В. Аверьев (1966). Наши выводы согласуются с исследованиями в ряде геотермальных районов мира. Определение трития и ^{14}C в потоках воды и пара некоторых районов указывает на циклы нагревания воды, повторяющиеся в среднем каждые 50 лет (Эллис, 1975). Эти данные подтверждают пульсационный характер поступления тепла к корням гидротермальных систем в вулканических районах.

Вероятное время заложения долгоживущих вулканических центров рассмотрено нами на примере Паужетского геотермального района. Оно определяется общим развитием конкретного участка земной коры, на котором формируется подводный вулканический хребет. На последующих этапах развития хребет перерождается в вулканический остров. Заложение долгоживущих вулканических центров идет неравномерно. Так, например, заложение их в Паратунском геотермальном районе происходило в меловой период (или возможно ранее), а расцвет вулканической деятельности в условиях островной дуги совпадает с палеогеном. Два долгоживущих вулканических центра в этом геотермальном районе, выделенных А.И. Сережниковым, прекратили свое существование в неогеновое время. В Паужетском, Мутновском и Семячикском геотермальных районах долгоживущие вулканические центры находятся в стадии активного

развития, что можно объяснить их молодостью по сравнению с долгоживущими вулканическими центрами Паратунского геотермального района.

Последние этапы развития этих центров в Паратунском районе характеризуются их полной децентрализацией.

Таким образом, долгоживущие вулканические центры на каком-то этапе своей деятельности отмирают. Время их существования меньше, чем период развития в этом районе вулканической и гидротермальной деятельности: развитие района продолжается, а долгоживущие центры как индивидуальные структуры уже перестали существовать. В связи с этим мы считаем, что долгоживущие вулканические центры являются как бы элементарными ячейками островных вулканических дуг, которые приспособлены определенным образом к условиям конвективного тепломассопереноса в земной коре.

О роли базальтовых даек в геологической структуре долгоживущего вулканического центра

В результате исследований долгоживущих вулканических центров, ассоциирующих с современными гидротермальными системами, отмечается широкое развитие базальтовых даек, которые располагаются или вдоль каких-то общих направлений или группируются в виде веера вблизи главного эруптивного центра, если таковой имеется у долгоживущего вулканического центра. Такая закономерность не везде прослеживается в молодых долгоживущих вулканических центрах или на участках, где отмечается излияние лав в голоценовое время. Главной причиной этого является перекрытие лавовыми потоками их мест излияния и соответственно недоступность прямого наблюдения. Но если эти причины устранены, то в обрывах глубоких эрозионных врезов наблюдается густая сетка даек базальтов, выдержанных по мощности на значительную глубину.

Последние этапы развития Камбального долгоживущего вулканического центра в Паужетском геотермальном районе характеризуются несколькими центрами многократных извержений магматического материала. Один из таких центров вскрыт эрозией или последним взрывным извержением. В разрезе обнажается густая сетка базальтовых даек; единый лавовый стержень типа некка отсутствует. В связи с этими данными нам представляется, что у долгоживущих вулканических центров, участвующих в образовании современных гидротермальных систем, главной структурой, через которую происходит перенос расплава и тепла, является серия трещин, фиксируемых базальтовыми дайками. Эти структуры своеобразны и отличаются рядом особенностей по сравнению с другими формами проявления магматизма. Существенной особенностью является малый объем дайки и ее большая поверхность. Вторая особенность даек — это выдержанность их мощности. Третья заключается в их особой независимости от геологического строения участка, на котором произошло внедрение. Они пронизывают породы практически без каких-либо видимых отклонений от прямолинейных направлений при пересечении со структурами иного рода. Судя по малому объему магматического материала, заключенного в объеме дайки, и большой поверхности теплоотда-

чи, можно предполагать, что ее удельные теплопотери огромны. Это должно приводить к неустойчивому тепловому равновесию с окружающими породами в период внедрения дайки. Таким образом, запасов тепла, заключенного в магматическом расплаве, который заполнил трещину, недостаточно для его энергичного внедрения. Должна быть мобилизация энергии из более мощного источника, который порождает базальтовые дайки. В прошлом дайки служили дренами для транспортировки вещества и тепла в условиях нарушенного энергетического равновесия в земной коре. В связи с этим по дренам устремляется к поверхности Земли поток вещества и тепла большой силы. Магматический процесс в основном — тепловой процесс. В связи с этим движение магматического расплава подчиняется второму началу термодинамики, т.е. скорость конвективного теплового потока как основного способа теплопередачи здесь определяется величиной перепада температур в начале и в конце процесса. Плоская маломощная дрена является идеальной геологической структурой для транспортировки больших масс расплава и тепловой энергии, так как при малом объеме расплава и большой поверхности теплоотдачи создаются условия резкого перепада температур на концах этой структуры.

Учитывая, что магматический расплав является многокомпонентной системой, состоящей из элементов, резко отличающихся друг от друга по термодинамическим свойствам, нам представляется, что существенная доля тепловой энергии переносится мобильными элементами. Легкоподвижные элементы будут концентрироваться в головной части прорывающегося расплава. В таких условиях возможна мобилизация значительных количеств легкоподвижных компонентов по всей длине магматической дрены с больших глубин и из питающего резервуара и соответственно концентрация тепловой энергии на единицу площади в головной части внедряющейся дайки.

В.А. Ермаков отмечает высокую концентрацию калия в верхних частях даек Ключевской группы вулканов и объясняет это кристаллизационной дифференциацией. Однако процессы кристаллизационной дифференциации в столь маломощных и короткоживущих магматических телах, какими являются дайки, как нам кажется, не смогли бы привести к столь высоким концентрациям калия. Повышенные концентрации легкоподвижного калия могут быть обеспечены термодинамическими особенностями дайки. Подтверждением мобильности этого элемента могут служить возгоны, образующиеся на лавовых потоках около фумарол, в составе которых присутствует калий (Набоко, 1959).

Перенос больших количеств тепла к головной части магматических дрен создает высокотемпературные условия перед их фронтальными частями, вызывая расплавление пород на этом узком участке. Как нам представляется, только таким образом возможно объяснить то, что дайки пронизывают различные структуры и не нарушают их залегания. Этим же процессом, на наш взгляд, проще объяснить выдержанность на большие расстояния крайне малых мощностей даек.

Таким образом, мы считаем, что дайки являются элементарными структурами, которые выполняют роль дрен магматических расплавов и концентрированных количеств тепловой энергии в условиях земной коры.

Глава V

СООТНОШЕНИЕ СОВРЕМЕННОЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ И МАГМАТИЗМА В ВЕРХНИХ ЧАСТЯХ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ

Господствующая идея, отражающая взаимосвязь гидротерм и магматизма, сводится к выделению конденсата летучих из магматического расплава, который внедряется в верхние горизонты земной коры. Такая точка зрения на взаимосвязь гидротермального и магматического процессов укоренилась настолько прочно, что даже в случаях нахождения месторождений полезных ископаемых гидротермального происхождения среди осадочных толщ и отсутствие сколь-нибудь значительных масс интрузивных или экструзивных пород поблизости не вызывало сомнений у исследователей о наличии этих связей.

Проблема соотношения гидротермальной деятельности и магматизма остается актуальной не только в плане проблем генезиса современных гидротермальных систем в вулканических областях, но является и общегеологической.

В настоящем разделе мы рассмотрим современные представления о генезисе гидротерм в вулканических областях и их связь с магматической деятельностью.

Обзор современных представлений о природе тепла и формах его переноса в условиях корневых частей высокотемпературных гидротермальных систем

В.В. Аверьев (1966) отмечает, что в областях современного вулканизма наиболее типичной является ассоциация гидротермального процесса с явлениями "кислого вулканизма". Он полагал, что исключением из этого правила является Исландия, где базальтовый магматизм абсолютно преобладает. Однако детальными работами последних лет было установлено, что и в районах современной гидротермальной активности Исландии имеют место проявления "кислого вулканизма" в формах, аналогичных другим вулканическим областям.

В этом аспекте В.В. Аверьев считает, что на первом этапе установления взаимосвязей и соотношений гидротермальной деятельности и вулканизма необходимо сравнивать конкретные, обычно четко очерченные районы в рамках ограниченного времени.

Сравнение может быть по следующим параметрам гидротермальных систем: температура в недрах гидротермальных систем, их тепловая мощность, интенсивность питания систем теплом, продолжительность их су-

ществования. В целях упрощения решения этой задачи рассматриваются только высокотемпературные гидротермальные системы, как наиболее изученные. В среднем максимальные температуры высокотемпературных гидротермальных систем на глубинах от 500 до 3000–4000 м колеблются от 250 до 350–370°С. Такие температуры свойственны многочисленным объектам на Камчатке, Японии, Новой Зеландии, Исландии, Калифорнии (США), Италии и т.д. и еще раз подтверждают вывод В.В. Аверьева о том, что нет никаких оснований предполагать наличие очень высоких температур в основании гидротермальных систем, близких к температуре магмы. Экстраполяции термограмм до глубин 3–5 км дают величину не более 400°С.

Под тепловой мощностью гидротермальных систем всеми исследователями понимаются их теплопотери в единицу времени. В результате геологоразведочных работ на современных гидротермальных системах были получены количественные оценки их теплопотерь. В большинстве случаев оказалось, что оценка теплопотерь гидротермальных систем, проведенная по поверхностным термопроявлениям, не всегда отражает реальные теплопотери, поскольку в ряде случаев разгрузка гидротерм осуществляется скрыто, зачастую во много раз превышая поверхность. Так, например, для Паужетской гидротермальной системы В.В. Аверьевым и В.М. Сугробовым (Аверьев и др., 1965) поверхностная тепловая разгрузка оценивалась $2{,}0 \cdot 10^4$ ккал/сек; реальные тепловые потери, определенные по откачкам в скважинах, проведенные при оценке запасов термальных вод, составили $8 \cdot 10^4$ ккал/сек. В случае, когда водоносный горизонт гидротермальной системы в очаге разгрузки вскрыт эрозионными или тектоническими процессами, разгрузка гидротерм почти полностью осуществляется в поверхностных условиях. Таким примером может служить Гейзерная гидротермальная система.

Сведения о тепловой мощности ряда гидротермальных систем мира приведены в таблице в работе В.В. Аверьева (1966, с. 120).

Данные об аномальных тепловых потоках, полученные на ряде объектов, колебались от 250 до 1200 ккал/км^2·сек для различных районов Новой Зеландии и Исландии. Разброс величин аномального теплового потока объяснялся различной степенью гидротермальной активности в различных гидротермальных системах.

Аномальный тепловой поток Гейзерной гидротермальной системы составляет 2000–2500 ккал/км^2·сек (Аверьев, 1966). Учитывая, что подавляющая масса гидротерм сформировалась за счет вод метеорного происхождения, В.В. Аверьев предположил, что образование гидротерм происходит в пределах площади водосбора гидротермальной системы. Пересчеты, сделанные для ряда гидротермальных систем, показали величины $n \cdot 10^3$ ккал/км^2·сек ($n = 1$–4) (Белоусов, 1967а, 1967б). Одним из главных параметров в оценке общих теплопотерь, производимых гидротермальными системами, является продолжительность существования гидротермальных систем.

Изучая геологическое строение гидротермальных систем Камчатки, мы пришли к выводу, что их образование происходит одновременно с экструзиями риолитов и дацитов, развитых в пределах этой гидротермальной системы. Возраст ее 10–20 тыс. лет (Аверьев, 1966).

На основании вышеприведенных данных были получены оценки общего выноса тепла гидротермальными системами. Эти величины колеблются в пределах $0{,}6 \cdot 10^{16}$–$1{,}5 \cdot 10^{17}$ ккал. Если сравнивать эти величины с запасами тепла в магматических очагах, то оказывается, что размеры очагов должны быть 10–250 км^3 соответственно. Объем кислых экструзий, сингенетичных с конкретной гидротермальной системой, значительно меньший. Основываясь на этих расчетах, В.В. Аверьев показывает, что тепловое питание обеспечивается не за счет тепла экструзий. В связи с этим он пришел к выводу об ином источнике теплового питания.

Таким образом, по оценке В.В. Аверьева и ряда других исследователей, проблема питания гидротермальных систем сводилась к выявлению источников эндогенного пара. Эти концепции не выходят за пределы традиционных классических схем, которые предполагают, что источником эндогенного пара может быть водосодержащий магматический расплав. Если считать, что отделение эндогенного пара из магматического расплава не превышает 5% общей массы его, то объемы магматических очагов, питающих гидротермальные системы, должны составлять сотни и даже первые тысячи кубических километров. Кроме того, без конвекции внутри этих очагов магматического материала, как предполагает К. Банвелл (Banwell, 1963), невозможно обеспечить непрерывное поступление эндогенного пара к корням гидротермальных систем. В.В. Аверьев, не отвергая в принципе такую возможность, полагал, что эти выводы К. Банвелла нуждаются в подтверждении существования подобной конвективной системы. В дальнейшем рассмотрение этого направления концепции о тепловом питании гидротермальных систем не последовало.

В.В. Аверьев произвел оценку другого возможного механизма теплопередачи. Основное внимание он обратил на поведение эндогенного пара (флюида) в условиях восходящего движения. Так как тепловой поток в пределах термоаномалий в десятки и сотни раз превышает средние показатели для земной коры в вулканических областях, то движение эндогенного пара сопровождается некоторыми теплопотерями (около 10%).

В центральных частях термоаномалии при установившемся режиме теплоперенос происходит в условиях адиабатического расширения. Считая, что конечные параметры эндогенного пара в корневых частях гидротермальных систем составляют $T_0 = 400°C$ и $P_0 = 300$ атм, а температура, при которой вода отделяется от магмы $T = 600$–$1\,000°C$, диапазон давлений составит от 900 до 3900 атм. При таких давлениях растворенная вода удерживается в магматическом расплаве. На основании этого можно предполагать, что водный флюид отделяется от магматического расплава в том случае, если магма пересыщена водой или же через магму происходит фильтрация водного флюида, т.е. магматическое тело является дреной для водного флюида, идущего с больших глубин.

Полученные В.В. Аверьевым данные заставляют весьма критически отнестись к представлениям о ведущей роли магматических тел в гидротермальном процессе. Корни молодых экструзий, так же как и гипотетические интрузивные тела, нельзя считать источником мощной и длительной гидротермальной деятельности. Образование гидротермальных сис-

тем в современных вулканических областях обусловлено восходящим потоком горячего флюида, генерация которого в общем случае не связана с находящимися здесь магматическими телами, а является следствием самостоятельного глубинного процесса (Аверьев, 1966).

Рассматривая роль вулканических аппаратов, В.В. Аверьев полагал, что возле них магма, подходя близко к поверхности, дегазирует. Возникает концентрированная и мощная фумарольная деятельность, продолжительность которой зависит от поступлений новых порций водосодержащей магмы. В условиях конкретных структур, в пределах которых проходит современный гидротермальный процесс, энергетический эффект гидротермальной деятельности не уступает энергии вулканического процесса в этом районе, а частности — явлениям "кислого вулканизма". Он считал, что между гидротермальной деятельностью и проявлениями кислого вулканизма существует парагенетическая связь. Рядом примеров по геотермальным районам Новой Зеландии и расчетным данным В.В. Аверьев подкрепляет этот вывод, отводя главную роль в формировании проявлений "кислого вулканизма" водному флюиду, который, по его мнению, привносит тепло в определенные горизонты в количестве, достаточном для образования кислого силикатного расплава. В дальнейшем этот расплав участвует в формировании кислых экструзий, покровов пемз спекшихся туфов и игнимбритов.

Таким образом, было сделано заключение, что водный флюид (эндогенный пар) следует рассматривать как главный агент особой формы вулканизма и гидротермальной деятельности. Его генезис не моногенный. По-видимому, в его составе принимают участие магматическая (ювенильная) вода и "возрожденные" и мобилизованные воды из нижних горизонтов земной коры. В.В. Аверьев предполагал, что образование флюида происходит как своеобразная обязательная реакция земных недр на тот тепловой импульс, который возникает в связи с началом вулканической деятельности, когда огромные массы андезито-базальтового материала прорываются через земную кору на поверхность. В отличие от андезито-базальтового вулканизма процессы, связанные с деятельностью водного флюида, растянуты во времени.

К. Банвелл (Banwell, 1963, 1964) рассмотрел ряд проблем об источнике тепла и возможных условиях нагрева современных гидротермальных систем Новой Зеландии и Италии. Но, поскольку концепции теплового питания современных гидротермальных систем зарубежных исследователей преследуют узко практические задачи — использование этих объектов в энергетике, постольку эти идеи имеют одну цель — возможную оценку перспективных тепловых ресурсов той или иной гидротермальной системы, поэтому несмотря на различные конечные цели решаемых задач, фактический материал, получаемый в результате исследований в том и другом случаях, вполне сравним.

Как и В.В. Аверьев, К. Банвелл считал тепловое питание современных гидротермальных систем эндогенным паром (магматическим паром) вероятной моделью. Им также были произведены оценки доли эндогенного пара в составе гидротерм Вайракей. Расчетные данные были прове-

рены определениями изотопного состава кислорода и водорода на ряде объектов мира.

Ранее Крэйг, Боат и Уайт (Banwell, 1963) показали, что изотопные составы гидротерм и метеорных вод данного района близки. Они считали, что доля вод другого происхождения (ювенильные, захороненные, метаморфические и поверхностные воды из удаленных районов) составляет несколько процентов, т.е. содержится в малых количествах, не соответствующих расчетным. На основании этих данных К. Банвелл предполагает, что тепловое питание современных гидротермальных систем осуществляется вследствие кондуктивной теплопередачи. Однако в процессе с этим он рассматривает возможность растворения метеорной воды в магматическом расплаве, которая, мигрируя по расплаву, может отделяться от него в участках пониженного давления.

На наш взгляд, концепция В.В. Аверьева является более всеобъемлющей и согласуется с данными геологического строения гидротермальных систем и геотермики районов. У модели теплового питания современных гидротермальных систем за счет эндогенного пара (флюида) наряду с достоинствами есть ряд слабых позиций, в дальнейшем не подтвердившихся данными изотопного анализа.

По соотношениям изотопов водорода было определено, что доля ювенильных вод в большинстве случаев составляет менее 5%. Этого количества эндогенного пара недостаточно для образования и длительной деятельности современных гидротермальных систем.

Базальтовый магматизм и его роль в тепловом питании современных гидротермальных систем в вулканических областях

В.И. Белоусов и его соавторы (1971, 1976) дали оценку энергии эффузивного магматизма и гидротермальной деятельности.

Развитие долгоживущих вулканических центров тесно связано с образованием геологических структур гидротермальных систем. Поэтому предполагается, что процессы магматизма и гидротермальной активности имеют общий источник теплового питания. Сравнение оценок тепловой мощности различных типов вулканизма и гидротермальной деятельности в пределах одного долгоживущего вулканического центра может дать достаточно четкую картину взаимоотношений этих процессов. С этой целью нами были произведены оценки тепловой мощности базальтового и кислого вулканизма и гидротерм в Паужетском геотермальном районе для Камбального долгоживущего вулканического центра.

В основу определения тепловой мощности магматического процесса был положен принцип равномерности поступления тепла в магматический резервуар, находящийся на глубинах от первых километров до уровней верхней мантии. По нашим предположениям, на этом интервале глубин происходит дифференцирование различных типов (по химическому составу) магматизма и гидротермальной деятельности. В магматическом резервуаре происходит аккумуляция тепловой энергии, фазовые превращения с магматическим расплавом. Периодически в магматическом резервуаре в результате фазовых превращений создаются условия для прорыва

расплава в верхние горизонты Земли. Поэтому теплопотери из магматического резервуара осуществляются неравномерно. Исходя из этого предположения, мы считаем, что тепловую мощность вулканических процессов возможно рассчитывать из отношения суммарного количества тепла, вынесенного силикатным материалом в течение значительного периода времени к абсолютной величине этого периода, выраженного в секундах.

Данные этих расчетов показали, что "базальтовый вулканизм" является самым мощным процессом в пределах структуры долгоживущего вулканического центра и превышает сумму тепловых мощностей "кислого вулканизма" и гидротерм в 6—7 раз.

Подчиненность значений тепловых мощностей гидротермальной деятельности и "кислого вулканизма" в единой геологической структуре, каким является долгоживущий вулканический центр и сопряженные с ним гидротермальные системы, по нашему мнению, может трактоваться как генетическая зависимость этих процессов от "базальтового вулканизма". То есть мы считаем, что гидротермы и "кислый вулканизм" возникают под действием энергетически более мощного и более глубинного процесса, каким является в данной структуре "базальтовый вулканизм". Поэтому правомочно предположение, что тепловая энергия, обеспечивающая деятельность гидротерм и обоих видом магматизма в долгоживущем вулканическом центре, имеет единый источник энергии. В верхних горизонтах земной коры происходит диффренциация теплового потока, в результате которой порождается тот или иной процесс. Форма проявления теплового потока на поверхности Земли зависит от геологического строения данного участка долгоживущего вулканического центра.

Суммирование всех видов теплопотерь в пределах долгоживущего вулканического центра оправдано, так как это позволит нам оценить величину теплопотерь (тепловую мощность) долгоживущего вулканического центра. Точность таких оценок зависит от степени дифференциации теплового потока, от учета всех видов теплопотерь, производимых различными типами магматизма и гидротермальной активности. Кроме того, на наш взгляд, справедливо для сравнения привлекать данные оценок тепловых потерь, отнесенных к единице времени на ныне действующих вулканах центрального типа, которые мы относим к долгоживущим вулканическим центрам с более жестко сфокусированным извержением тепловой энергии и вещества. Приближенные оценки дают величины, которые колеблются в пределах $0{,}4 \cdot 10^6 - 10^6$ ккал/сек. Исходя из этих величин теплопотерь в единицу времени, мы полагаем, что можно сделать оценку возраста отдельного долгоживущего вулканического центра простым расчетом. Точность такой оценки будет зависеть в основном от точности оценки объема материала долгоживущих вулканических центров. Их возраст колеблется в пределах 7—20 миллионов лет.

Долгоживущие вулканические центры, выделяемые нами в геотермальных районах, отвечают I и II и, возможно, в ряде случаев III стадиям развития вулканокупольных структур, выделяемых Ю.П. Масуренковым и др. (1968), возраст которых оценивается в 20—30 млн. лет. Полагая, что долгоживущие вулканические центры геотермальных районов являются начальными стадиями вулканокупольных структур, естественно оценивать

их возраст меньшей величиной, так как они находятся на начальных этапах развития. Поэтому мы считаем правильным оценивать возраст того или другого долгоживущего вулканического центра в геотермальном районе для каждого конкретного случая.

В рассматриваемых геотермальных районах долгоживущие вулканические центры возникают на ранних этапах развития вулканических областей в период, когда земная кора характеризуется океаническим типом строения. Эти центры являются мощными теплопроводящими структурами в земной коре. Теплопотери глубоких недр Земли значительны и могут быть обеспечены только в основном конвективным способом теплопередачи. В пределах структур долгоживущих вулканических центров происходит перемещение больших масс многокомпонентного вещества из верхних горизонтов верхней мантии к поверхности Земли. Состояние этой массы вещества находится в условиях высоких температур и давлений, и обладает определенной степенью мобильности в целом. Однако на основании значений термодинамических параметров отдельных компонентов их скорость движения определяется перепадами температур и давлений, в пределах которых мигрирует магматический расплав. Для каждого отдельного компонента расплава особая скорость его движения определится его свойствами. Состояние газов отличается от состояния щелочей и других компонентов при одних и тех же термодинамических параметрах. В связи с этим скорости движения элементов в расплаве будут значительно различаться. Согласно этим положениям магматический расплав должен претерпевать дифференциацию на пути своего следования. Главным фактором, углубляющим процессы дифференциации магматического расплава, является перепад температур, который с приближением к поверхности Земли постепенно увеличивается и достигает максимума в период, когда он вырывается на поверхность. Легколетучие компоненты отделяются от силикатной массы в максимальных размерах. Разность скоростей движения легкоподвижных компонентов создает условия для накопления их в головной части трещинного прорыва и в связи с этим могут возникнуть условия пересыщения этих частей силикатного вещества данными компонентами. Этот момент может фиксироваться только в том случае, если магматический расплав, поднимающийся вверх, не достигает поверхности Земли. Такие случаи известны в Гейзерной гидротермальной системе, где вокруг головной части дайки имеются ореолы измененных вулканогенно-осадочных пород гейзерной свиты.

На данном этапе исследования процессов тепломассопереноса и дифференциации магматического расплава нам кажется полезным рассмотреть последовательный ряд проявлений магматической деятельности. К этому ряду относится "базальтовый вулканизм", сопряженный с ним "кислый вулканизм", проявляющийся в виде экструзий, спекшихся туфов и игнимбритов. Базальтовый вулканизм действует в температурных пределах 1000–1200°С и, возможно, более, кислый вулканизм в пределах от 1000 до 700° С; образование спекшихся туфов и игнимбритов, если взять за основу концепцию образования, рассмотренную нами в главе VI для жировских спекшихся туфов и в нашей работе "К вопросу об образовании спекшихся туфов, расположенных в пределах гидротермальных

систем" (Белоусов, 1971), происходит, согласно данным П. Вайли и О. Таттла (Whylie, Tuttle, 1960), в температурном интервале от 750 до 600–550°С.

Изучив эти породы, можно подойти к решению задач о качественном составе легкоподвижной части магматического расплава. Так, например, при низких температурах происходит уменьшение подвижности ряда компонентов. При полном остывании или миграции их во вмещающие породы, где наблюдается понижение температур, происходит уменьшение скорости теплового движения отдельного компонента. На процессы мобильности легколетучих элементов обращали внимание многие исследователи, занимавшиеся приконтактными изменениями вмещающих пород около кислых интрузий. В подавляющем большинству случаев отмечалось, что особо высокой подвижностью обладают молекулы воды и щелочей, в особенности калия (Кеннеди, 1957). Изучение состава пород некоторых экструзий дацитов и риолитов в Паужетском геотермальном районе показало, что они в большом количестве содержат калий (до 4–5%). Они отличаются высокой вязкостью внедрявшегося расплава, так как образуют куполовидные образования, слабо растекающиеся по склону. Этот признак может характеризовать состояние нагретости расплава. При высоких содержаниях калия температура размягчения породы очень низкая и составляет 700–800°С. Следовательно, высокая степень вязкости материала, на что указывает форма экструзий, обусловлена низкой температурой внедрившейся массы.

Экструзии Гейзерной гидротермальной системы в Семячикском геотермальном районе отличаются большой текучестью внедрившегося материала, в результате чего они образовали лавовые потоки большой протяженностью с характерной рябью на их поверхности. Такой показатель может говорить при прочих равных условиях о более высокой температуре внедрившегося магматического расплава. К тому же меньшие содержания калия в материале экструзий (2–3%) должны были повлиять на повышение температуры плавления. Все это в совокупности позволяет нам говорить о более высокой температуре внедрившегося магматического расплава. В кислых породах ряда вулканов, по составу отвечающих риолитам и дацитам, содержание калия еще меньше. Так, например, в лавовых потоках дацитов, близких по составу дацитам экструзий в Паужетском геотермальном районе, содержание калия не превышает 1,2%. В непосредственной близости от этих же экструзий, расположенных в северной части Камбального хребта, в строении Камбального вулкана, слагающего южную часть этого хребта, наблюдаются лавовые потоки риолитов и дацитов. Характерным для них является низкое содержание калия (1,2%) по сравнению с его содержанием в материале экструзии (4–5%) – единственная разница этих образований в температуре извергавшейся лавы. Лавовые потоки северных отрогов Камбального вулкана имеют крайне малую мощность (несколько метров) и отличаются большей текучестью, что является, при низких содержаниях калия, функцией температуры, а не состава внедрившегося расплава. И наконец, состав игнимбритов с фьямме в ряде геотермальных районов Новой Зеландии (Ewart, 1965) показал, что содержание калия во фьямме значительно выше, чем в среднем во всей по-

Таблица 7

Давление пара Na в зависимости от температуры

T°C	Давление пара, мм. рт. ст.	T°C	Давление пара, мм. рт. ст.
127	$2{,}23 \cdot 10^{-6}$	1727	148,0
227	$1{,}15 \cdot 10^{-3}$	827	1128
327	$5{,}03 \cdot 10^{-2}$	927	1128
427	0,881	1027	2522
527	7,53	1127	4697
627	39,98		

роде. Есть данные, что содержание калия во фьямме некоторых типов спекшихся туфов достигает 15%. По данным A. Ewart (1965), различия в содержании калия во фьямме спекшихся туфов Новой Зеландии и в валовой пробе настолько существенны, что для объяснения этого парадокса приходится привлекать концепцию о расслоении магматического расплава, из которого образовался игнимбрит, на два горизонта: на горизонт, обогащенный калием, и горизонт с малым содержанием этого элемента. При извержении происходило механическое перемешивание этих двух расплавов.

При изучении магматических газов на Новом Толбачинском извержении в 1976 г. установлено, что в конденсатах содержится большое количество металлов Na, Ca, K, Mn, Co, Cd, Pb, Fe, Zn, Mg, Cr. По этим данным, натрий преобладает многократно.

Весь рассмотренный ряд примеров позволяет нам сделать предположение о большой подвижности многих компонентов в магматическом высокотемпературном процесс и об особо высокой мобильности калия и натрия. Мобильность последних зависит от температуры. Скорости его движения повышаются при очень высоких температурах.

Бурное развитие атомной техники в последние годы поставило перед многими традиционными отраслями промышленности новые проблемы. Зачастую свойства этих материалов были изучены лишь при умеренных температурах. Это в полной мере относится к щелочным металлам, доля которых в магматическом веществе значительна. Исследование энергетики отдельных компонентов в вулканическом процессе, по нашему мнению, позволит ответить на многие явления, сопровождающие извержение или внедрение магматического материала. Натрий имеет температуру плавления 97,7°C (371,0 ± 0,2° K), теплота плавления 112 ± 1 кдж/кг (26,8 ккал/кг), температура кипения 882°C (1155 ± 5°C), теплота испарения 4345 ± 5 кдж/кг (1038, 4 ккал/кг) (табл.7).

Калий имеет температуру плавления 63,5°C (336,8 ± 0,2K), теплота плавления 60±0,2 кдж/кг (14,34 ккал/кг), температура кипения 760°C (1033± 1°K), теплота испарения 2076±8 кдж/кг (498,24 ккал/кг) (табл. 8) [1].

[1] Теплофизические свойства калия и натрия взяты из книги В.С. Чиркина (1968).

Таблица 8

Давление пара К в зависимости от температуры

T°C	Давление пара, мм рт. ст.	T°C	Давление пара, мм рт. ст.	T°C	Давление пара, мм рт. ст.
227	$2{,}88 \cdot 10^{-2}$	527	52,2	727	589
327	0,927	627	201,0	827	1420
427	9,26				

По нашему мнению, значительный интерес представляют теплофизические свойства эвтектических сплавов калия и натрия. Некоторые из них мы приведем ниже.

Так, например, эвтектический сплав 78 вес.% калия и 22 вес. % натрия при давлении 760 мм рт. ст. характеризуются температурой плавления – 12,6°С (261,3°К), теплотой плавления 79,5 ±0,5 кдж/кг (19,2 ккал/кг), температурой кипения 784°С (1057 ±2°К) и теплотой испарения 3450 кдж/кг (828 ккал/кг) (табл. 9).

Данные о теплофизических свойствах калия и натрия, одних из наиболее распространенных литофильных элементов, нам кажутся представленными при термодинамических параметрах, характерных для магматического процесса.

Натрий и калий могут переноситься с уровня верхней мантии к поверхности Земли со значительной скоростью за счет перепадов температур и разности парциальных давлений этих элементов. Как продемонстрировано в таблицах, давление паров калия и натрия при температурах 900–1200°С превышает атмосферное давление в 6–10 раз. Таким образом, эти компоненты должны выноситься из расплава в газообразном состоянии. При больших теплопотерях, происходящих на границе расплав–атмосфера, пары щелочных металлов должны конденсироваться или вступать в химическое взаимодействие с другими летучими компонентами. Эти предположения подтверждаются составом газов, которые содержат большое количестов металлов, и составом возгонов около выходов перегретых парогазовых струй. Эвакуация легкоподвижных компонентов создает условия для их мобилизации из глубинных очагов по всей длине прогретого канала. Отличаясь высоким теплосодержанием и значительными концентрациями в расплаве, щелочные металлы могут играть важную роль в тепломассопереносе. Большое значение этот процесс может иметь в начальный период извержения магматического расплава перед его выходом на поверхность. Легкоподвижные компоненты могут создавать повышенные концентрации в головной части магматической колонны и прогревать участки вмещающих пород, подготавливая путь для продвижения последующих порций магматического расплава. Этот процесс можно представить в виде работающего сопла, из которого вырывается раскаленный теплоноситель, прожигающий путь глубинному высоковязкому веществу, нагретому до температуры 1000° и более.

Большое участие в процессах конвективного тепломассопереноса, несомненно, принимают магматические газы, которые, согласно данным, по-

Таблица 9

Давление пара эвтектического сплава (78 вес. % K, 22 вес. % Na)

T°C	Давление пара, мм рт. ст.	T°C	Давление пара, мм рт. ст.
227	$1{,}18 \cdot 10^{-3}$	627	136•50
327	$6{,}14 \cdot 10^{-2}$	727	431•85
527	31•87	827	1099•52

лученным при изучении физико-химии пирометаллургических процессов, находятся в сложном равновесии с магматическим многокомпонентным расплавом (Есин, Гельд, 1965) . Как показывают исследования природных и искусственных систем, газы, входящие в состав расплавов, проходя через сложные процессы цепных реакций, преобразуются в пары воды, углекислоту и другие газы. Цепные реакции газов сопровождаются выделением большого количества тепла. В результате этого увеличиваются теплопотери магматического расплава при его прорыве к поверхности Земли и при извержении в аэральных условиях. Активная роль в цепных реакциях газов принадлежит щелочным металлам, которые, вступая с газами во взаимодействие, интенсифицируют процессы тепломассопереноса в момент отделения газовой составляющей от магматического расплава.

В связи с этим предполагается, что значительная часть тепловой энергии в магматическом процессе может переноситься газообразными и легкоподвижными компонентами. При скрытых извержениях (субвулканический процесс) газообразные и легкоподвижные компоненты распространяются во вмещающих породах и, замедляя свое движение, передают им тепловую энергию. Происходит постепенное накопление тепловой энергии, которое может привести к активизации коровых и трещинных вод, к спеканию некоторых частиц вплоть до образования спекшихся туфов и игнимбритов и, возможно, образования расплава в виде селективных выплавок в осадочных толщах. Как нам кажется, повышенное содержание щелочей во фьямме игнимбритов подтверждает эти предположения. Вероятнее всего, на первых этапах расплав образуется в породах, отвечающих составу дацитов и риолитов, для которых достаточны температуры до 1000°C и значительно меньшие энтальпии, чем у базальтового расплава. Фазовые превращения могут привести к механическому движению расплава в сторону наименьших статических нагрузок, внедрению его в верхние горизонты осадочных толщ вплоть до образования экструзий.

Такой процесс преобразования тепловой энергии, привнесенный через базальтовый расплав к вмещающим вулканогенно-осадочным породам, может привести к образованию больших объемов (значительно превосходящих объемы внедренного базальтового расплава) расплавов, спекшихся или нагретых до высокой температуры пород, которые, находясь в окружении материнских вулканогенно-осадочных пород, длительно сохраняют запасы тепла, постепенно остывая или передавая его инфильтрационным водам через посредничество лекоподвижных и газообразных компонентов. Таким образом, сформированные гидротер-

мы, подчиняясь законам подземной гидравлики, переносят аккумулированную в них глубинную тепловую энергию к очагам разгрузки и, выходя на поверхность Земли, рассеивают его в атмосферу.

Потери тепла в процессах "кислого вулканизма" значительно меньшие, чем в "базальтовом вулканизме, что создает условия для аккумуляции тепловой энергии и увеличения времени ее рассеяния в верхних частях земной коры. Этому способствуют малые перепады температур, меньший тепловой поток, большая масса расплава, оставшаяся в вулканогенно-осадочных породах, обладающих хорошими теплоизоляционными свойствами и низкими коэффициентами проницаемости. Все это создает предпосылки для формирования гидротермальных систем.

Таким образом, процесс теплового питания современных гидротермальных систем можно разбить на три этапа: 1) подача глубинного магматического расплава базальтового многокомпонентного состава в верхние горизонты Земли (3—6 км от поверхности Земли); 2) образование коровых магматических очагов кислого или субкислого расплава за счет избыточного тепла, транспортируемого газообразными и легкоподвижными компонентами по прогретым теплопроводам, какими являются трещинные структуры, заполненные магматическим расплавом базальтового состава; 3) формирование структуры гидротермальных систем за счет теплопотерь при остывании коровых магматических очагов кислого состава.

По нашим данным, 10—15% общего количества тепловой энергии "базальтового вулканизма", вынесенной на поверхность Земли одним долгоживущим вулканическим центром, идет на образование кислого расплава и гидротерм. Остальное тепло рассеивается при извержении базальтового расплава на земную поверхность. Значительно большие количества тепла аккумулированы в глубоких недрах земной коры на участках деятельности долгоживущих вулканических центров. Эта тепловая энергия не совершает видимой работы, но накапливается на протяжении десятков миллионов лет в сопредельных регионах, входящих в структуру современных геосинклиналей.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

История развития геологической структуры Камчатки и Курильских островов от мела до голоцена свидетельствует, что долгоживущие вулканические центры являлись главными геологическими структурами развития этого участка земной коры.

В пределах этой структуры совершается движение тепловой энергии с глубин верхней мантии к поверхности Земли в виде аномальных тепловых потоков, сопровождающихся фазовыми превращениями магматического расплава в горизонтах литосферы.

Магматический расплав, состоящий из элементов, имеющих различные теплофизические параметры в условиях земной коры и на поверхности Земли, подвергается дифференциации. Более легкоплавкие и газообразные элементы сохраняют высокую подвижность. Другие элементы стабилизируются вблизи центров извержений. Такой процесс дифференциации магматического расплава на протяжении длительной истории развития разных участков земной коры приведет к образованию мощной толщи земной коры, которая будет отличаться по своим физическим и химическим характеризстикам от исходной коры. Подобное перерождение земной коры происходит в пограничных районах между океанической земной корой и континентальной. Нам представляется, что процесс образования двухслойного разреза земной коры континентального типа имеет много общих закономерностей с процессами, происходящими в долгоживущих вулканических центрах современных островных дуг. Таким образом, мы считаем, что общие закономерности развития долгоживущих вулканических центров, описанные в предыдущих разделах, могут найти приложение и к объяснению некоторых аспектов образования островных дуг. Так как многие исследователи рассматривают последние как один из этапов развития геосинклиналей, то, следовательно, наши разработки должны быть применимы к теории геосинклиналей.

В связи с этим нам представляется целесообразным рассмотреть эволюцию участков земной коры в зоне перехода от океанов к континенту в геотермальном аспекте.

Нами выделены четыре стадии развития зоны перехода от океана к континенту: стадия подводных вулканических хребтов и вулканических океанических островов; стадия островной дуги; стадия материкового вулканизма и завершения наполнения осадков в глубоководных котлованах

окраинных и внутренних морей; стадия горообразовательных процессов и посторогенного вулканизма в горноскладчатых областях.

Стадия подводных вулканических хребтов и вулканических океанических островов. Возникновение структур на океанической коре в глубоководных частях Мирового океана, где зарождаются центры вулканизма, нами не рассматривается из-за отсутствия сколь-нибудь достоверного геологического материала. Предполагается, что такие участки должны обладать высокой проницаемостью для аномально высоких тепловых потоков и мантийного вещества. Признаки, подтверждающие это предположение, имеются и выражаются они в виде аномальных тепловых потоков, замеренных на подводных хребтах в Тихом, Индийском и Атлантическом океанах.

Известно, что кратеры имеют исчезающе малые размеры по сравнению с площадью, занимаемой океаническими хребтами. Кроме того, извержения вещества земных недр и вынос больших масс тепла происходят через большие промежутки времени. Отсутствие возможности тотального и непрекращающегося в течение продолжительного времени исследования этих объектов указывает на то, что в настоящее время нет достаточного объема информации о характере глубоководных процессов вулканизма, необходимой для решения проблемы зарождения вулканических центров на коре океанического типа. Поэтому описание характера процессов, происходящих в океанах, приводится нами без объяснения причин образования подводных вулканических гор и хребтов.

По данным наших исследований, в геотермальных районах ведущую роль в их развитии играют долгоживущие вулканические центры. Их структура на первоначальной стадии деятельности аналогична структурам подводных вулканических гор и вулканических островов. Автор считает, что сходные геологические позиции зарождения долгоживущих вулканических центров и современных океанических островов и подводных гор вулканического происхождения позволяют проводить между ними аналогию.

В главе IV описывается развитие долгоживущих вулканических центров, современных океанических островов и подводных гор вулканического происхождения. Одной из главных особенностей в развитии этих структур является переход границы предельной глубины 2000 м, которой достигают центры извержений в подводных вулканических горах. Эта граница определяет предельные давления, ниже которых происходит выделение газовой фазы из силикатного расплава, поднимающегося с уровней верхней мантии. Эта термодинамическая особенность магматического расплава порождает иное геологическое следствие, в результате которого извергающийся материал начинает приобретать иные физические свойства и иной характер извержения. Возникают условия для образования большого объема пирокластического материала, подавляющая часть которого отлагается в непосредственной близости от центров извержения. Принимая во внимание, что наиболее распространенной формой канала, по которому базальтовый материал извергается в наземных условиях, является трещинная, а также присутствие большого количества даек в структуре океанических островов вулканического проис-

хождения, мы полагаем, что в океанических глубинах (более 2000 м) также превалировали трещинные извержения. Мы предполагаем, что извержение магматического расплава базальтового состава на глубинах более 2000 м происходит только из трещин и разломов.

Региональная океаническая структура, состоящая из подводных гор вулканического происхождения, достигая глубин 2000 м и менее, начинает расти значительно быстрее. Это обусловлено тем, что при извержении даже равных порций магматического расплава на глубинах менее 2000 м объем будет больший вследствие разуплотнения при его частичной дегазации. Кроме того, необходимо учитывать, что пузыристые породы шлакового облика за счет их малого объемного веса по сравнению с плотностью морской воды всплывают; в связи с этим увеличиваются теплопотери с поверхности лавовых потоков и в центрах извержений. Увеличение теплопотерь в одном конце канала должно создать бо́льший перепад температур (температурный напор) в самом канале; этот перепад в значительной степени определит скорость движения расплава по каналу. Таким образом, в результате уменьшения давления в канале и появления условий для более быстрого подъема магматического расплава с глубины объем порций извергнутого материала должен возрасти.

При подводных извержениях, когда создаются условия для дегазации расплава, происходит образование пирокластики различного гранулометрического состава: от глыб до тончайших пепловых частиц. Механическая дифференциация этого материала и отложение в непосредственной близости от места извержения происходят в условиях водной среды. Образуются слоистые толщи сложного строения, в которых слои грубообломочного материала могут чередоваться со слоями аргиллитов и алевролитов, отличающихся хорошими водоупорными свойствами.

Одним из важных факторов, влияющих на развитие подводных гор вулканического происхождения, на наш взгляд, должна быть инфильтрация морской воды в недрах этих структур. Вода, встречаясь с нагретыми породами, залегание которых в недрах подводных вулканических гор обусловлено их генезисом, во-первых, охлаждает эти участки, во-вторых, сама нагреваясь, превращается в более агрессивный растворитель и, мигрируя по водовмещающей породе, производит действие, аналогичное минералообразующему раствору. Она выщелачивает определенные элементы и отлагает минералы в порах и трещинах в очагах разгрузки.

С одной стороны, инфильтрационная морская вода, охлаждая недра подводных вулканических гор, ухудшает условия проникновения магматического расплава. Его продвижение в прогретой подготовленной среде происходит быстрее, потому что нет дополнительных теплопотерь и расхода внутренней энергии, затрачиваемой им на продвижение к верхней границе земной коры. С другой стороны, отложение в трещинах вторичных минералов из нагретой морской воды кальматирует их, ограничивая дальнейшее поступление инфильтрационных морских вод в недра вулканических подводных гор. Процесс этот со временем активно прогрессирует; создаются условия для изоляции участков, по которым происходит дренирование магматического расплава. Гидроизоляция описы-

ваемых структур происходит по их периферии, в удалении от центров извержений.

По-видимому, этот процесс должен оказывать своеобразное действие и на структуры, подводящие магматический расплав к земной поверхности. Каналы, по которым движется магматический расплав, на некоторой глубине будут изменять свое направление в сторону более прогретых участков земной коры. Предполагается, что в результате этого процесса на таких участках происходит концентрация центров извержений. В дальнейшем подобные участки растут быстрее и превращаются в подводные горы.

Формирование осадочного чехла около подножья вулканических гор создает условия для гидроизоляции их корневых частей, где происходят глубинные тепловые процессы. В строении толщ участвуют тонкообломочные фации, которые при последующей обработке термальными водами, сформировавшимися около аномалий, улучшают свои водоупорные свойства. Осадочные толщи с такими физическими характеристиками обладают великолепными теплоизолирующими свойствами. В связи с этим образование осадочного чехла на склонах и у подножья подводных вулканических гор стимулирует накопление тепловой энергии в недрах этих структур, что выражается в прогревании пород и плавлении некоторых участков.

Стадия островных дуг (рис. 33). Эта стадия наследуется от подводных вулканических хребтов и вулканических океанических островов. Предполагается, что при достижении поверхности океана на границе трех сфер (литосферы, атмосферы, гидросферы) и при активном содействии биосферы, процессы дифференциации глубинного вещества и рассеяния глубинной тепловой энергии достигают своей наивысшей степени развития. Большие перепады температур и чрезвычайно большие градиенты давлений приводят к тому, что процессы переноса глубинного вещества ускоряются многократно. Созидательная работа магматизма, которая обращена главным образом на наращивание мощности земной коры за счет подачи глубинного материала по хорошо проработанным каналам, приходит в противоречие со средой, характерной для атмосферы и гидросферы. Огромное количество атмосферных осадков, работа ветра, солнца и поверхностных вод, в том числе и океанических разрушают в общем-то не очень прочные поверхностные структуры вулканических островов. Конденсаты вулканических паров и газов, образованные на поверхности вулканов, также принимают активное участие в дезинтеграции остывшего глубинного силикатного вещества. Период формирования островов и перерождения подводного вулканического хребта в островную дугу характеризуется наряду с мощной эффузивной деятельностью, почти адекватной по мощности деятельностью поверхностных сил, которые в геологической истории фиксируются в виде мощной толщи дифференцированных осадков у подножья вулканических хребтов и в сопредельных глубоководных котловинах и впадинах окраинных морей. Глубинное вещество, непрерывно поступая в жидкой или твердой фазах, достаточно быстро распадается на разного размера обломки вплоть до молекул и переотлагается в виде механических и хемогенных осадков. Таким образом, островная вулканическая дуга является постоянно воз-

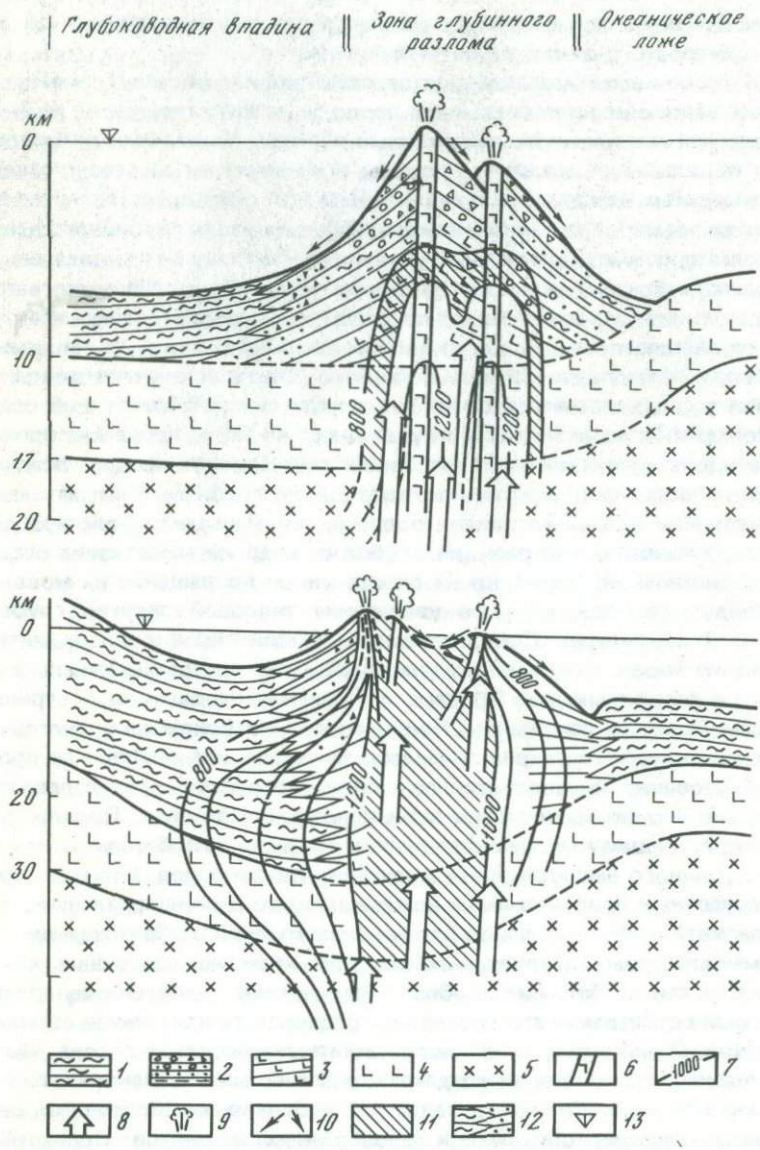


Рис. 33. Принципиальная схема развития островной дуги. Составил В.И. Белоусов
1 — осадочные отложения в глубоководных впадинах; 2 — вулканогенно-осадочные образования островной дуги; 3 — базальты; 4 — базальтовый слой земной коры; 5 — верхняя мантия; 6 — зоны дренирования базальтового магматического расплава; 7 — изотермы; 8 — направление аномального теплового потока; 9 — эксплозивные центры; 10 — направление сноса дезинтегрированного материала; 11 — зоны повышенных температур (зоны "прогрева"); 12 — фациальные переходы; 13 — уровень моря (океана)

рождающейся областью сноса, а сопредельные с ней впадины — областями аккумуляции дезинтегрированного вещества.

Как показывают исследования состава пирокластического материала, средний валовой состав осадочных пород содержит кремнезема на 7—10% больше, чем материнские изверженные породы. Из первичных базальтов могут образоваться осадочные породы с химическим составом, отвечающим андезитам или даже риодацитам. Нам этот факт представляется весьма интересным тем, что такая резкая дифференциация глубинного вещества происходит в поверхностных условиях. Поэтому автор полагает, что наиболее глубокая химическая дифференциация вещества достигается в поверхностных условиях через процессы осадкообразования. Как нам представляется, процессы осадкообразования в различных геохимических поясах могут идти настолько глубоко, что не исключают концентрирования рудных компонентов на некоторых этапах образования осадочных толщ. Многие исследователи указывают на такие процессы, происходящие вдоль вулканических островных дуг. Однако процесс осадконакопления оказывает обратное воздействие на глубинные магматические процессы. Чем больше мощность осадков, тем меньше теплопотерь у глубинного вещества, т.е. реакция глубоких недр на накопление осадков будет однозначной, примерно на определенное приращение их мощности произойдет пропорциональное увеличение тепловой энергии глубоких недр этой структуры. Дополнительные порции тепла должны идти на нагревание пород, окружающих унаследованные прогретые каналы в земной коре островных дуг. Процесс прогревания непохож на прогревание в нашем бытовом понимании. По-видимому, он похож на процессы, которые происходят в недрах аппаратов вулканов или аналогичен процессам образования кислого расплава, описанного нами при исследовании экструзий и спекшихся туфов в геотермальных районах. Процесс прогревания, по нашему мнению, сводится к прорыву даек базальтов или другого глубинного вещества в вышележащие толщи пород. Если они достигают осадочных пород, то здесь возможны изменения направления движения магматических расплавов вдоль напластований с образованием мощных межпластовых интрузивных тел. Как известно, осадочные породы, в особенности на больших глубинах, отличаются хорошими теплоизоляционными свойствами, что позволяет предполагать длительное остывание расплавов. Однако физико-химия силикатных расплавов такова, что при значительных теплопотерях создаются условия для конвективного переноса значительных количеств тепла из глубинных магматических резервуаров за счет легкоплавких и газообразных элементов. Поступающее таким образом тепло проникает в окружающие осадочные породы. В зависимости от его количества, гидрогеологических условий и физико-химического состояния осадочных пород могут происходить различные процессы: от гидротермального метаморфизма до образования магматических расплавов.

Вблизи долгоживущих вулканических центров процессы гидротермального метаморфизма должны проявляться наиболее ярко и, как нам представляется, они во многом должны быть похожи на процессы, происходящие в недрах современных гидротермальных систем.

Когда за счет накопленного тепла происходит плавление в недрах мощных осадочных толщ, образовавшийся силикатный расплав начинает подвергаться воздействию сил, свойственных его физико-химическому состоянию. Увеличение объема может вызвать увеличение давления на вмещающие осадочные породы, которые в силу малой механической прочности должны уплотняться, сминаться или разрываться. В результате должно произойти механическое движение в стороны наименьших сопротивлений. Механическое перемещение расплава в среду с более низкой температурой нарушит тепловое равновесие и вызовет перераспределение тепла во всем объеме магматической камеры. Создадутся условия для такого перераспределения тепловой энергии, накопленной в расплаве и поступающей из глубоких горизонтов, при котором возникнет возможность для ее движения в направлении прорыва расплава. Эта энергия, рассматриваемая в отношении ограниченного объема прорвавшегося расплава, будет как бы избыточной и будет способствовать восполнению теплопотерь, происходящих при прорыве. Если объемы образовавшихся таким образом магматических тел будут достаточно значительными, то количество избыточного тепла, направляемого в сторону прорыва, будет большим. В результате таких процессов может происходить интрудирование расплавов на значительные расстояния, при этом расплавы будут оказывать не только тепловое, но и механическое воздействие на вмещающие породы. Суммарное направление движения расплавов должно происходить вверх, к поверхности Земли, в сторону наименьших температур, так как магматический процесс подчиняется второму закону термодинамики. Такое перемещение материала в недрах осадочных толщ, накопленных у подножья вулканических островных дуг, должно вызвать образование цепи поднятий, субпараллельных островной дуге. Так как развитие долгоживущих вулканических центров в островной дуге происходит неравномерно, то и структуры, формирующие поднятия, также возникают не одновременно, а зависят от мощности накопленных осадков и от количества тепла, аккумулированного в их недрах.

Автор предполагает, что одинарные вулканические дуги образуются из подводных вулканических хребтов. Двойные дуги являются следующим этапом развития, принципиальная схема которого приведена выше.

Есть ряд частных деталей, специфичных для отдельных островных дуг, и их можно было бы подробнее обьяснить для каждого конкретного случая, но нами такая цель не ставится. Однако считаем необходимым объяснить ряд особенностей развития островных дуг, которые носят принципиальный характер.

Главная из них — возникновение внешней дуги, происходящее всегда со стороны океана, где располагаются глубоководные желоба; со стороны глубоководных впадин окраинных морей дуга отсутствует.

На основании наших представлений это можно объяснить следующим образом. После оформления структуры одинарной островной дуги происходит, как правило, отшнуровывание части впадины окраинного моря от общей океанической впадины. Глубоководная впадина окраинного моря оказывается со всех сторон ограниченной областями, воздымающимися над водной поверхностью. Часто это молодые горные районы со значитель-

ными абсолютными отметками, которые наряду с вулканической островной дугой являются областями сноса. Таким образом, в окраинных морях происходит накопление осадков по всей площади впадины более или менее равномерно.

Иная картина наблюдается с внешней стороны вулканической островной дуги, где находится открытый океан. Область сноса расположена только со стороны островной дуги. Вдоль дуги, как правило, двигаются океанические течения, которые уносят и рассеивают в открытом океане часть тонкого материала, снесенного с островной дуги. Таким образом, создается асимметричное накопление осадков в глубоководных впадинах, располагающихся вблизи вулканических островных дуг. Асимметрия наблюдается не только в строении разреза островной дуги и сопредельных с ней котловин, но и в объеме и скорости накопления осадочного материала. Со стороны глубоководных впадин окраинных морей объем и мощность осадков значительно бóльшие, поэтому прогревание недр глубоководных впадин окраинных морей будет происходить медленнее. Достижение высоких температур, при которых будут возможны фазовые превращения, произойдет значительно позже, чем во внешней зоне дуги. Кроме того, во внешней части дуги меньшие объемы расплава произведут бóльшую работу и раньше проявятся в виде своеобразных структур поднятия. Таким образом, мы полагаем, что процессы, которые привели к образованию структур внешней дуги в двойных островных дугах и на последующих этапах развития, должны привести к слиянию двойной дуги в единый остров или полуостров материкового типа, должны проявиться на более поздних этапах развития зоны перехода от океана к континенту.

Стадия материкового вулканизма и завершения накопления осадков в глубоководных котловинах окраинных и внутренних морей. Другой характерной особенностью развития зоны перехода от океана к континенту является прогибание земной коры в глубоководных впадинах и котловинах по мере увеличения мощности осадков. Основоположники учения о геосинклиналях обратили внимание на синхронность этих двух процессов (см. рис. 33). В океаническом виде их взаимодействие было положено в основу учения о геосинклиналях как о мобильных, неустойчивых поясах земной коры. Однако при накоплении достаточного геологического и геофизического материала о строении земной коры в океанах была установлена аналогия этих структур со структурами базальтовой коры вблизи островных дуг, нагруженной осадочными породами. Первые интерпретаторы учения о геосинклиналях утверждали, что более подвижные участки земной коры в геосинклиналях консолидировались, приобретая определенную жесткость через горо-складкообразовательные процессы и наращивание ранее консолидированных платформ. За пределами островных дуг, в открытом океане, океаническая земная кора отличается стабильностью, по-видимому, мало отличающейся от стабильности платформ. Эти районы характеризуются более спокойным сейсмическим режимом, отсутствием вулканов, отсутствием сильных прогибаний.

По-видимому, нарушение стабильности коры океанического типа, расположенной под глубоководными впадинами и котловинами вблизи островных дуг, — явление приобретенное и характерное для периода осад-

конакопления. В связи с этим, как нам кажется, напрашивается очевидная последовательность перерождения стабильной океанической коры в стабильную континентальную кору через приобретение подвижности первой в зоне перехода.

Таким образом, мы считаем правомерным связать возникновение прогибов вблизи островной вулканической дуги с накоплением осадков, которые способствуют аккумуляции тепловой энергии в недрах земной коры глубоководных впадин и котловин. При постепенном накоплении тепловой энергии под структурами, нагруженными мощными осадочными толщами, происходят фазовые превращения части базальтовой коры; они должны сопровождаться уменьшением механической прочности коры и появлением склонности к пластическим деформациям. Погружение этих толщ на уровни верхней мантии, по-видимому, компенсируется перегруппировкой вытесненного вещества в сторону островных дуг, а также частичным проникновением его в земную кору в виде инъекций. Такой процесс должен стимулировать проникновение не только вещества, но и тепловой энергии, аккумулированной этим веществом, в верхние горизонты земной коры и ускорять прогревание, начавшееся ранее.

Процесс прогибания в условиях подобного подтока глубинного тепла и вещества не может быть бесконечным. Накопление тепла в недрах глубинной структуры впадины, заполненной осадками, должно привести к фазовым превращениям вещества. И чем мощнее толща осадочных пород, тем больше оснований полагать, что накопление тепловой энергии в недрах этих структур достигнет бóльших количеств и будет охватывать большие объемы погруженных пород.

В связи с этим нам представляется целесообразным описать процессы, происходящие в островной дуге в период интенсивного накопления осадков в глубоководных впадинах окраинных морей. Ведущим процессом в развитии этих структур остается вулканизм. Глубинное вещество и тепловая энергия традиционными путями, сформированными в период перерождения подводного вулканического хребта в вулканическую островную дугу, дренируются с уровней верхней мантии к поверхности Земли.

Основная тенденция развития островных вулканических дуг сохраняется и в этой стадии. На наш взгляд, история развития Паужетского геотермального района, описанная в настоящей работе, в значительной степени отражает дальнейший ход развития вулканической островной дуги и ее превращение в полуостров материкового типа, каким является Камчатка (в некоторых случаях это большой остров или ряд островов). В этих структурах возможно проследить наличие двух дуг — вулканической и внешней невулканической, которые слились в единую структуру.

Однако следует отметить, что заполнение осадками проливов и заливов в структуре островных дуг, кроме того, сопровождается увеличением центров извержений с образованием не только моногенных вулканов, но и кустов (гнезд) полигенных вулканических аппаратов. В связи с этим процесс превращения островной дуги в остров или полуостров материкового типа происходит достаточно быстро. Так, например, островная дуга в Паужетском геотермальном районе существовала на протяжении палео-

ген—неогена и нижнего плейстоцена. В течение более короткого периода — с конца нижнего плейстоцена доныне — островная дуга прекратила свое существование. В этот период возникло большое количество полигенных вулканических аппаратов. Образование большого объема силикатного материала в условиях поверхности Земли произошло в результате увеличения количества рыхлых продуктов извержений, образовавшихся при дегазации магматического расплава различного химического состава. Этот процесс, характерный для наземного вулканизма, резко нарушил баланс роста островов и сноса материала и создал условия для увеличения площади островов и перерастания их в материк. Многие процессы в этих вулканических областях, также и в островных вулканических дугах, являются производными эффузивного магматизма. Главными структурами являются долгоживущие вулканические центры, через которые осуществляется вынос глубинного вещества и тепловой энергии. Эти вопросы были подробно рассмотрены нами в предыдущих разделах.

Стадия горообразовательных процессов и посторогенного вулканизма в горно-складчатых областях. При описании первых трех стадий геосинклинального процесса нами был охарактеризован механизм, действующий в глубоких недрах подвижных поясов — геосинклиналей. Заключительный этап развития этой региональной структуры является естественным продолжением этих процессов. Он характеризуется основоположниками и многочисленными активными последователями классической теории геосинклиналей как замыкание прогиба, в котором накоплена многокилометровая осадочная толща, путем смятия последней в складки и одновременным ее воздыманием с образованием горно-складчатых сооружений. Горообразовательный процесс сопровождается внедрениями магматических комплексов пород, в виде крупных и мелких интрузий, формированием гидротерм, метаморфизмом различного происхождения.

Автор считает, что процессы, происходящие в глубоководной впадине, заполненной осадками, во многом аналогичны процессу, описанному при образовании внешней невулканической островной дуги. Однако он проявляется позже по времени и имеет бóльший масштаб. Магматизм в этих частях геосинклинали должен вуалироваться мощной толщей осадков, в которой он рассеивает свою энергию. Тепловая энергия, скрыто аккумулированная в нижних горизонтах земной коры, в глубоководных впадинах, достигая определенного количественного предела, должна проявиться через фазовые превращения не только в своем обычном виде, но и через механическую работу, совершаемую внедрившимся расплавом. Энергия, таящаяся в магматическом расплаве, извергнутом в течение всего периода деятельности долгоживущих вулканических центров, в десятки, сотни, тысячи раз превосходит энергию, затраченную на горообразовательный процесс. Как нам представляется, лишь чрезвычайно малая доля тепловой энергии глубоких недр затрачивается на замыкание глубоководной впадины и образование горно-складчатых структур альпийского типа.

Осадочная толща играет своеобразную роль аккумулятора тепловой энергии, идущей с уровней верхней мантии. Тепло в ней рассеивается постепенно и не прорывается к земной поверхности, как в вулканических

областях. Таким образом, эти районы, сохраняя энергию в недрах, еще длительное время живут активной жизнью.

Принципиальную схему механизма развития зоны перехода от океана к континенту можно охарактеризовать достаточно коротко. Через посредство процессов тепломассопереноса, происходящих в верхней мантии, в земной коре и на ее поверхности, происходит сложнейший процесс дифференциации глубинного теплоносителя, каким является магматический расплав. В результате этого к поверхности Земли устремляются легкоподвижные компоненты, которые, как правило, являются легкоплавкими и легколетучими в температурных условиях, господствующих в земной коре или на уровнях верхней мантии. Мы считаем, что предложенная принципиальная схема механизма образования земной коры континентального типа в дальнейшем может помочь в объяснении сущности границ земной коры и образования "корней" гор.

В заключение следует отметить, что процесс постройки земной коры совершается в зоне перехода под действием структур с аномально высокими тепловыми потоками. Поэтому ведущий процесс в развитии геосинклинали определяется участками, по которым дренируется тепловой поток, превышающий значения регионального теплового потока в сотни, тысячи раз. С уровней вероятного зарождения аномальных тепловых потоков поступает сейсмическая информация, которая в значительной степени облегчит эту задачу геологии земных недр.

ЛИТЕРАТУРА

Аверьев В.В. Условия разгрузки Паужетских гидротерм на юге Камчатки. — Труды Лабор. вулканол. Ан СССР, 1961, вып. 19, с. 80—98.

Аверьев В.В. Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью. — Труды Второго всесоюз. вулканол. совещ., "Современный вулканизм". 3—17 сентября 1964 г. М., "Наука", 1966, с. 118—128.

Аверьев В.В., Святловский А.Е. Вулкано-тектонические структуры Южной Камчатки. — Изв. АН СССР. 1965, № 6. 98 с.

Аверьев В.В., Белоусов В.И., Карпов Г.А. и др. Паужетские горячие воды на Камчатке. М., "Наука", 1965, с. 208.

Аверьев В.В., Богоявленская Г.Е., Брайцева О.А., Вакин Е.А., Пилипенко Г.Ф. Вулканизм и гидротермы Узон-Семячикского геотермального района на Камчатке. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., "Наука", 1971, с. 207—211.

Апрелков С.Е. Игнимбриты Голыгинских гор. — Труды Лабор. вулканол. АН СССР, 1961, вып. 20, с. 92—96.

Балеста С.Т., Зубин М.И., Смирнов В.С. Глубинное строение Паужетского гидротермального района по геофизическим данным. — В кн.: Изучение и использование глубинного тепла Земли в вулканических областях. (Тезисы докладов). Петропавловск-Камчатский, 1976, с. 31—32.

Белоусов В.И. Вторичное минералообразование на Паужетском месторождении термальных вод. — В кн.: Геологические и геофизические исследования в вулканических областях. М., "Наука", 1963, с. 93—101.

Белоусов В.И. О роли геологических факторов в процессе становления и деятельности гидротермальных систем в областях современного вулканизма. — В кн.: Вулканизм и геохимия его продуктов. М., "Наука", 1967 а, с. 42—50.

Белоусов В.И. Роль геолого-структурных факторов в формировании и деятельности гидротермальных систем в современных вулканических областях. Автореф. канд. дис. Петропавловск-Камчатский, 1967 б, 22 с.

Белоусов В.И. К вопросу об образовании спекшихся туфов, расположенных в пределах гидротермальных систем. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., "Наука", 1971, с. 270—276.

Белоусов В.И., Сугробов В.М. Геологические аспекты связи Паужетских гидротерм и термальных полей Камбального хребта на юге Камчатки. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., "Наука", 1971, с. 225—229.

Белоусов В.И., Сугробов В.М. Взаимодействие экзогенных и эндогенных факторов в ходе геологического развития геотермальных районов Камчатки. (Тезисы докладов сов. ученых к IX конгрессу INQUA). Москва, "Наука", 1973, с. 4—5.

Белоусов В.И., Сугробов В.М. Геологическая и гидротеотермическая обстановка геотермальных районов и гидротермальных систем Камчатки. — В кн.: Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток, Дальневост. кн. изд-во, 1976, с. 5—22.

Белоусов В.И., Сугробов В.М., Сугробова Н.Б. Геологическое строение и гидрогеологические особенности Паужетской гидротермальной системы. — В кн.: Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток, Дальневост. кн. изд-во, 1976, с. 23—57.

Белоусов В.И., Кожемяка Н.Н., Огородов Н.В., Сугробов В.М. Кислый вулканизм и гидротермальная активность в Паужетском геотермальном районе. (Тезисы докладов к IV Генеральной Ассамблее МГГС). М., "Наука", 1971, с. 31—32.

Вакин Е.А. Гидрогеология современных вулканических структур и гидротермальных систем юго-восточной Камчатки. Автореф. канд. дис. Москва, 1968, 22 с.

Вакин Е.А., Кирсанов И.Т., Кирсанова Т.П. Термальные поля и горячие источники Мутновского вулканического района. — В кн.: Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток, Дальневост. кн. изд-во, 1976, с. 85—114.

Власов Г.М., Ярмолюк В.А. Геология СССР, т. XXXI, 1964, с. 399. Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. Под ред. С.И. Набоко М., "Наука", 1974, 262 с.

Гриб Е.Н. Структура и механизм становления экструзии Плоской (Южная Камчатка). — Бюл. вулканол. станций, 1974, № 50, с. 136—144.

Гриб Е.Н., Леонов В.Л., Храмов Н.А., Флоренский И.В. Геологические условия термопроявлений бассейна р. Жировой (Юго-Восточная Камчатка). — Бюл. вулканол. станций, 1976, № 52, с. 92—102.

Есин О.А., Гельд П.В. Физическая химия пирометаллургических процессов, ч. 2. Взаимодействие с участием расплавов. М., "Металлургия", 1966, 703 с.

Зайцев И.М. Геофизические методы при поиске и разведке месторождений термальных вод и пара на Камчатке. — Автореф. канд. дис. Л., "Наука", 1971, 17 с.

Зубин М.И., Мелекесцев И.В., Таракановский А.А., Эрлих Э.Н. Четвертичные кальдеры Камчатки. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., "Наука", с. 55—65.

Ивинов В.В. Основные закономерности формирования и распространения термальных вод Камчатки. — Труды Лабор. вулканол. АН СССР, 1958, вып. 13, с. 186—211.

Карпов Г.А. Экспериментальные исследования минералообразования в геотермальных скважинах. М., "Наука", 1976, 171 с.

Кеннеди Дж. О роли воды в магме. — В кн.: Земная кора. М., ИЛ, 1957, с. 505—519.

Ковалев Г.Н. Метод измерения рассредоточенного выноса тепла на термальных полях. — Бюл. вулканол. станций, 1966, № 42, с. 17—21.

Коржинский Д.С. Зависимость метаморфизма от глубинности в вулканогенных формациях. — Труды Лабор. вулканол. АН СССР, 1961, вып. 19, с. 5—11.

Краевой Ю.А., Охапкин В.Г., Сережников А.И. Результаты гидрогеологических и геотермических исследований Больше-Банной и Карымчинской гидротермальных систем. — В кн.: Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток, 1976, с. 179—211.

Лебедев Л.М. Метаколлоиды в эндогенных месторождениях. М., "Наука", 1965, 317 с.

Малеев Е.Ф. Критерий диагностики фаций и генетические типы вулканитов. М., "Наука", 1975, 256 с.

Манухин Ю.Ф., Ворожейкина Л.А. Гидрогеология Паратунской гидротермальной системы и условия ее формирования. — В кн.: Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток, 1976, с. 143—178.

Масуренков Ю.П., Колосков А.В., Алискеров А.А. и и др. Соотношение вулканизма и гидротермальной деятельности в ходе развития купольных структур. — В кн.: Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов. Владивосток, Дальневост. кн. изд-во, 1968. 12 с.

Мелекесцев И.В. Масштаб и возраст последней крупнейшей вспышки вулканизма на Камчатке. М., "Наука", 1967, с. 82—92.

Набоко С.И. Вулканические эксгаляции и продукты их реакций. — Труды Лабор. вулканол. АН СССР, 1959, вып. 16. 301 с.

Набоко С.И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М., Изд-во АН СССР, 1963. 172 с.

Набоко С.И. Метасоматическое сваривание туфов в недрах гидротермальных систем областей активного вулканизма. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., "Наука", 1971, с. 280—283.

Набоко С.И., Пийп Б.И. Современный метаморфизм вулканических пород в районе Паужетских гидротерм. — Труды Лабор. вулканол. АН СССР, 1961, вып. 19, с. 99—114.

Наседкин В.В. Водосодержание вулканические стекла, их генезис и изменения. — Труды Ин-та геологии рудных месторожд., петрографии, минералогии и геохимии АН СССР, 1963, вып. 156 с.

Пилипенко Г.Ф. Гидрохимическая аномалия Узонского термального поля на Камчатке. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М. "Наука", 1971, с 229—239.

Пийп Б.И. Термальные ключи Камчатки. М., Изд-во АН СССР, 1937. 268 с.

Святловский А.Е. Очерки истории четвертичного вулканизма и тектоники Камчатки. М., "Наука", 1967. 219 с.

Сережников А.И., Зимин В.М. Геологическое строение Паратунского геотермального района, влияние отдельных геологических факторов на современную гидротермальную деятельность. — В кн.: Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток, 1976, с. 115—142.

Сидоров С.С. О стадийном характере поствулканического гидротермального изменения пород на примере алунитизации. — В кн.: Вулканизм и геохимия его продуктов. М., "Наука", 1967, с. 51—65.

Сирин А.Н. Геоморфология и новейшая тектоника Паратунской долины на Камчатке. — Труды Лабор. вулканол. АН СССР, 1960, вып. 18, с. 70—89.

Сугробов В.М. Паужетские гидротермы Камчатки как пример высокотемпературной водонапорной системы. — В кн.: Гидрогеотермические условия верхних частей земной коры. М., "Наука", 1964, с. 72—86.

Сугробов В.М. Паужетская гидротермальная система на Камчатке (в связи со строительством геотермальной электростанции). — Автореф. канд. дис. М., 1966, 17 с.

Тонани Ф. Геологические методы изучения геотермальных месторождений. — В кн.: Изучение и использование геотермальных ресурсов. Под ред. Э. Тонджоржи. М., "Наука", 1975, с. 233—271.

Трухин Ю.П., Петрова В.В. Некоторые закономерности современного гидротермального процесса. М., "Наука", 1976, 173 с.

Фаворская М.А., Волчанская И.К., Фрих-Хар Д.И., Баскина В.А., Дудыкина А.С. Магматизм Юго-Восточной Камчатки и его связь с процессами тектонической активизации. М., "Наука", 1965. 150 с.

Чиркин В.С. Теплофизические свойства материалов ядерной техники. М., Атомиздат, 1968. 484 с.

Эллис А. Количественная интерпретация геохимических данных гидротермальных систем. — В кн.: Изучение и использование геотермических ресурсов. М., "Мир", 1975, с. 272—298.

Эрлих Э.Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. М., "Наука", 1973. 241 с.

Allen E.I., Day A.L. Hot springs of the Yellowstone national park. Carnegie Inst., Wast. Publ., 1935, 523 p.

Banwell C.J. Thermal energy from the earth's crust. Part 1. — N.Z.J. of Geology and Geophysicks, 1963, v. 6, N 1, p. 52—69.

Banwell C.J. Thermal energy from the earths crust. Part 2. (The efficient extraction of energy from heated rock. — N.Z.J. of Geology and Geophysiks, 1964, v. 7, N 3.

Beloussov V.I. Geological structure of the hydrothermal systems of Kamtchatka. — Bull. volcanol., 1961, t. XXX, pp. 73—83.

Burgassi R. Prospection des champs géothermiques et recherches nécessaires à leur valorisation, exécutées dans les diverses régions d'Halie. — U.N. Conf. New Sources Energy, Rome, 1961, G/65, 21 p.

Cataldi R., Errara G.C., Stefani G., Tougiorgi E. Centribution to the knowledge of the Geothermal Field of Larderello (Tuscany—Italy). — Remarks on the Carboli area. — Bull. vulcanol, 1969, t. XXXIII, p. 29—56.

Cotton C.A. The pedestals of oceanic volcanic islands.— Bull.Geol. Soc. Am., 1969, v. 80, N 5, p. 374—391.

Dawson G.B. The nature and assessment ef heat flow from hydrothermal areas. — N.Z.J. Geol. and Geophys., 1964, v. 7, p. 155—171.

Dawson G.B., Fischer R.G. Diurnal and seasonal ground temperature variations of Wairakei. — N.Z.J. Geol. and Geophys., 1964, v. 7, p. 144—154.

Ewart A. Mineralogy and Petrogenesis ef the Whakamaru Ignimbrite in the Maraotai Area of the Taupo Volcanic Zone New Zealand. — N.Z.J. Geol. and Geophys., 1965, v. 8, N 4, p. 611—679.

Facca G., Tonani F. Natural steam geology and geochemistry. — U.N. Conf. New Sources Energy, Rome, 1961, G/67, 17 p.

Facca G., Tonani F. Theory and technology of a geothermal field. — 13th Gen. Assembly IUGG, California, Berkeley, 1963, 5 p.

Facca G., Tonani F. The Self-sealing. Geothermal Field. — Bull. volcanol., 1967, v. XXX, p. 271—273.

Grande L.J. Geothermal steam for porwes in New Zealand. Wellington, 1955, 146 p.

Grindley G.W. Geology of New Zealand geothermal steam fields. — U.N. Conf. New Sources Energy. Rome, 1961, 21 p.

Healy J. Volcanic mechanisms in the Taupo volcanic Zone, New Zealand. — N.Z.J. Geol. and Geophys, 1964, N 1, p. 6—23.

Healy J. Trends in New Zealand volcanology. — N.Z.J. Geol. and Geophys., 1965, v. 8, N 6, p. 1127—1138.

Marinelli G. L'energie géothermique en Toscane. — Ann. Sos. géol. Belg. Bull., 1963, t. 85, N 10, p. 417—438.

Marinelli G. Some Geological data on the Geothermal areas of Tuscany. — Bull. vulcanol., t. XXXIII, 1969, F. 1, p. 319—335.

McNitt J.R. Geology of the geysers thermal area, California. — U.N. Conf. New Sources Energy. Rome, 1961, G/63, 12 p.

Muffler L.J., White D.E. Active meramorphism of upper Cenozoic sediments in the Salton Sea Geothermal field and the Salton Trough, Southeastern California. — Bull. Geol. Sos. Am., 1969, N 2, p. 157—182.

Steiner A.H. Hydrothermal alteration of Wairakei, New Zealand. — Rept. Econ. Geol., 1953, p. 27—30.

Vakin E.A., Polak B.G., Sugrobov V.M., Erlich E.N., Beloussov V.I., Pilipienko G.F. Recent hydrothermal systems of Kamchatka. — Geothermics, Pisa, v. 2, pt 2, 1971, p. 1116—1133.

Wyllie P.J., Tuttle O.F. Melting in the Earth's crust. — Repts Twenty-first sess., Norden, 1960, pt XVIII, p. 137—149.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие 3

Введение 4

Глава I. Геологическое строение геотермальных районов 7

Геологические позиции некоторых геотермальных районов в областях современного вулканизма 9

Геологическое строение Паужетского геотермального района. 14

Краткая характеристика геологического строения некоторых геотермальных районов современных вулканических областей. 30

Сравнительный анализ геологического строения некоторых геотермальных районов 51

Глава II. Геологическое строение современных гидротермальных систем . . . 56

Гидрогеотермическая характеристика гидротермальных систем . . . 57

Геологическое строение некоторых гидротермальных систем. 64

Роль верхнего водоупорного горизонта в становлении и деятельности гидротермальных систем в современных вулканических областях 97

Типизация геологического строения современных гидротермальных систем 104

Глава III. Влияние гидротермального метаморфизма на геологическое строение современных гидротермальных систем 109

Вторичные минералы гидротермального происхождения в современных высокотемпературных гидротермальных системах Паужетско-Вайракейского типа. 110

Вторичное минералообразование в условиях низкотемпературных гидротермальных систем Паратунского типа 118

Поверхностный и субповерхностный гидротермальный метаморфизм. 122

Изменение геолого-структурных условий и термодинамических параметров гидротерм под действием гидротермального метаморфизма 127

Глава IV. Долгоживущие вулканические центры в геотермальных районах и их роль в формировании и деятельности гидротермальных систем 131

Геологическое строение долгоживущих вулканических центров 132

История развития долгоживущих вулканических центров и их генезис. 136

О роли базальтовых даек в геологической структуре долгоживущего вулканического центра 145

Глава V. Соотношение современной гидротермальной деятельности и магматизма в верхних частях земной коры вулканических областей 147

Обзор современных представлений о природе тепла и формах его переноса в условиях корневых частей высокотемпературных гидротермальных систем. . . . . —

Базальтовый магматизм и его роль в тепловом питании современных гидротермальных систем в вулканических областях. 151

Заключение. 159

Литература 170

Владимир Иванович Белоусов

ГЕОЛОГИЯ ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ В ОБЛАСТЯХ СОВРЕМЕННОГО ВУЛКАНИЗМА

Утверждено к печати
Институтом вулканологии
ДВНЦ АН СССР

Редактор *Т.Ю. Маренина*
Редактор издательства *О.М. Ванюкова*
Художественный редактор *И.К. Капралова*
Технический редактор *Н.Н. Копнина*

ИБ № 7197

Подписано к печати 28.08.78. Т – 14060
Усл.печ.л. 11,0 + 0,3 вкл. Уч.-изд.л. 12,8
Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1
Тираж 800 экз. Тип. зак. 393.
Цена 2 руб.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 117485,
Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94а
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

2 руб.

3126

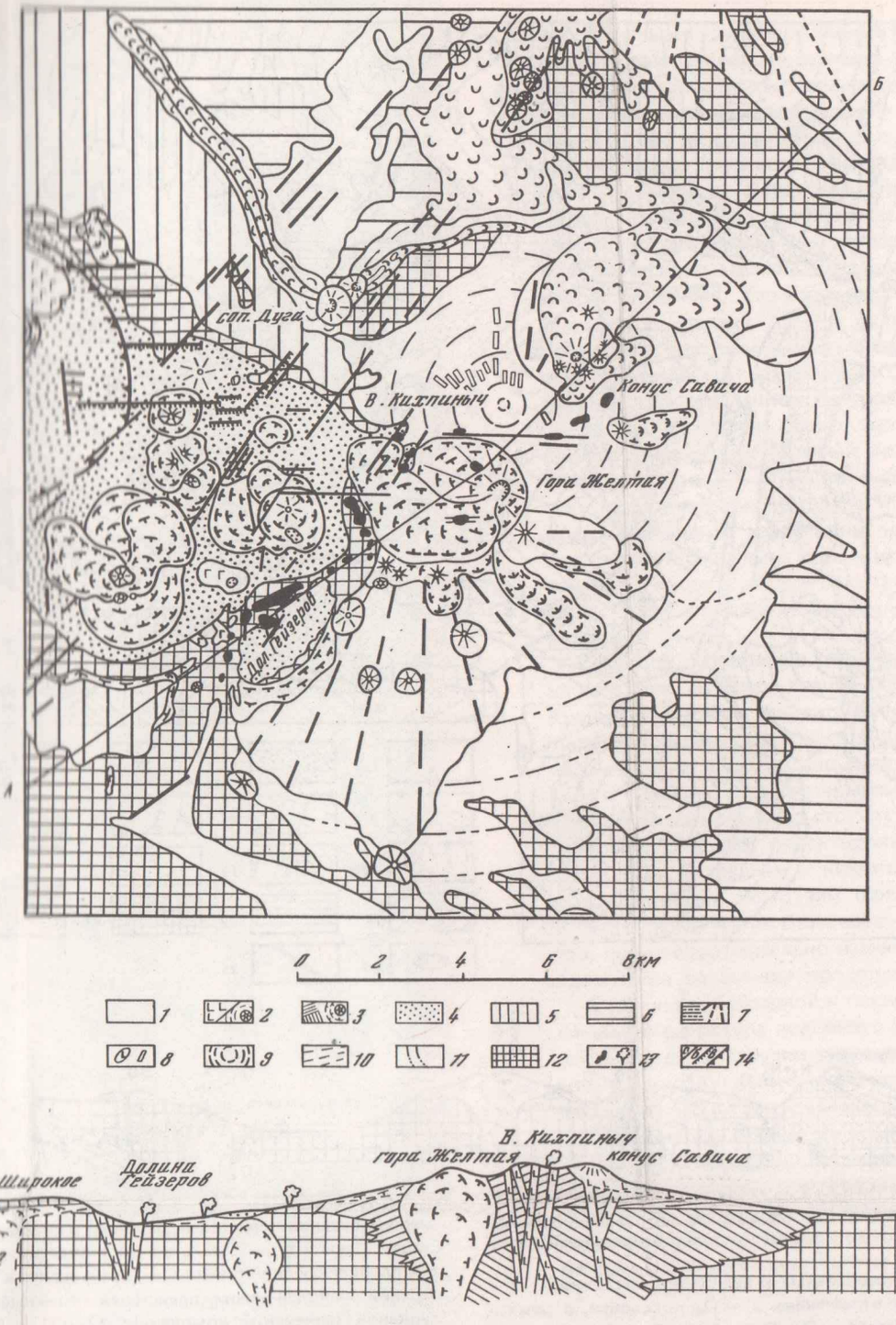


Рис. 10. Геологическая карта Гейзерной гидротермальной системы Кихпинычского долгоживущего вулканического центра. Составили В.И. Белоусов, В.Л. Леонов

1 — верхний плейстоцен—голоцен, аллювиальные, делювиально-пролювиальные и ледниковые отложения; 2 — голоцен, базальты, андезиты; 3 — средний плейстоцен, дациты, риолиты; 4 — верхний плейстоцен, озерные отложения; 5—6 — средний и верхний плейстоцен, игнимбриты, спекшиеся туфы; 7 — верхний плейстоцен, базальты; 8 — средний плейстоцен, дайки и моногенные лавовые вулканы базальтового состава; 9 — средний плейстоцен, базальты вулкана Кихпиныч; 10 — средний плейстоцен, базальты Горелого Плато; 11 — нижний, средний плейстоцен, покровы андезито-базальтов; 12 — плиоцен-нижний плейстоцен, туфогенно-лавовый комплекс базальтов и дацитов; 13 — геотермальные поля и поля измененных пород; 14 — разрывные нарушения: *а* — без видимых смещений, *б* — сбросы, сбросо-сдвиги, *в* — кольцевой сброс Узонской депрессии