

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Ордена Трудового Красного Знамени Институт вулканологии

СТРУКТУРА ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ

Ответственные редакторы

кандидат геолого-минералогических наук *В. И. Белоусов*

доктор геолого-минералогических наук *И.С. Ломоносов*

МОСКВА "НАУКА" 1993

Авторы:

*С.Н. Рычагов, Н.С. Жатнуев, А.Д. Коробов, Г.П. Королева,
В.М. Ладыгин, Г.П. Сандиминова, Ю.М. Стефанов, В.Л. Сывороткин,
Ю.В. Васильева, С.Ф. Главатских, О.П. Гончаренко, И.Ф. Делемень,
З.А. Кривошеева, И.С. Ломоносов, Э.А. Молостовский, Я.А.Рихтер,
И.Ю. Фролов*

УДК 553.078.2+553.21/24

Структура гидротермальной системы / С.Н. Рычагов, Н.С. Жатнуев, А.Д. Коробов и др. - М.: Наука, 1993.-298 с. - ISBN 5-02-002270-5.

Реконструирована эволюция температурного режима и структуры проницаемости геотермального (эпитептермального) месторождения на основе изучения минералогических и геохимических процессов, петрофизических свойств метасоматитов, геолого-геофизического строения современных и палеогидротермальных систем Южной Камчатки. Разработана модель развития современных систем массопереноса в структуре геотермальных районов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (N 93-05-8240).

Табл. 53. Ил. 84 + фототабл. I-XVL Библиогр.: 308 назв.

Рецензенты: *С.М. Набоко, А.В. Кирюхин, С.В. Лысак*

The structure of the hydrothermal system.

The book reconstructs the evolution of the temperature regime and geothermal (epithermal) deposit permeability structure based on the studies of mineralogical and geochemical processes, petrophysical properties of metasomatites and geologic-geophysical structure of recent and paleohydrothermal systems in South Kamchatka. A model of development of recent systems of mass-transfer in the structure of geothermal areas has been designed.

1803020000-384

. 042 (02)-'93 ISBN 5-02-002270-5

261-92 II полугодие

Коллектив авторов, 1993 Российская академия наук, 1993

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение
Глава 1. Геологическое строение геотермального района и гидротермальной системы
1.1. Геолого-структурная характеристика Паужетского геотермального района (Ю.М. Стефанов)
1.2. Современный вулканизм Южной Камчатки и гидротермальный процесс (В.Л. Сывороткин)
1.3. Структура вулканоплутонического комплекса (палеогидротермальной системы) Выченкия и калий-аргоновое датирование пород (С.Н. Рычагов, Г.П. Сандимирова)
1.4. Геологическая структура Паужетской гидротермальной системы (геотермального месторождения) (И.Ф. Делемень)
Глава 2. Минералообразующие и геохимические процессы в структуре гидротермальной системы
2.1. История гидротермального минералообразования Паужетского месторождения парогидротерм и палеогидротермальных систем района (А.Д. Коробов, О.П. Гончаренко, С.Ф. Главатских, Я.А. Рихтер, С.Н. Рычагов)
2.2. Петрофизические свойства пород гидротермальной системы (В.М. Ладыгин, С.Н. Рычагов, Ю.В. Васильева, З.А. Кривошеева)
2.3. Петромагнитные свойства метасоматитов (Э.А. Молостовский, И.Ю. Фролов)
2.4. Пародоминирующая система и ее эволюция в недрах Паужетского месторождения (Н.С. Жатнуев, С.Н. Рычагов, Г.П. Королева)
2.5. Геохимические факторы распределения стронция и вариации его изотопного состава в гидротермальных системах (Г.П. Сандимирова)
2.6. Брекчии в структуре гидротермальной системы (С.Н. Рычагов)
2.7. Особенности распределения показателей свойств пород в структуре гидротермальной системы (С.Н. Рычагов, О.П. Гончаренко, Н.С. Жатнуев, А.Д. Коробов, В.М. Ладыгин)
Глава 3. Золото и другие рудные элементы в гидротермальной системе
3.1. Концентрирование и рассеяние золота в Курило-Камчатской островодужной системе
3.2. Золото и другие элементы в гидротермальном процессе
3.3. Особенности геохимических поисков золота в областях активного вулканизма Камчатки
Заключение
Литература

ВВЕДЕНИЕ.

Длительное время изучение проявлений гидротермальной деятельности в вулканических областях на дневной поверхности давало основную информацию о строении современных гидротермальных систем. Положение изменилось с началом бурения в геотермальных районах. Появились обобщающие исследования по тем или иным аспектам геологии, геохимии, минералогии и тепломассопереноса в современных гидротермальных системах. Это работы С.И. Набоко, В.В. Аверьева, В.М. Сугрובה, В.И. Белоусова, В.Д. Пампуры, Б.Г. Поляка, Д.Ф. Уайта, В.А. Элдерса, Д.В. Хеденквиста и других ученых. Но работ, ориентированных на детальное всестороннее изучение одной гидротермальной системы, практически нет.

Настоящие исследования предприняты с целью хотя бы частичного восполнения этого пробела: на примере хорошо изученной с гидрогеологической и геохимической точек зрения Паужетской гидротермальной системы, расположенной в пределах Южно-Камчатского региона, выявлены основные элементы ее структуры, сделана попытка восстановить температурный режим и структуру зон перетока гидротерм в недрах и на дневной поверхности системы. Привлечены данные по другим современным и палеогидро-термальным системам Южной Камчатки для реконструкции глубинной структуры гидротермальной системы.

В связи с существованием различных определений термина "гидротермальная система" будем под гидротермальной системой понимать некоторую закономерно организованную часть земной коры над источником теплового питания и в области его влияния, в пределах которого благоприятное сочетание геологических тел, зон проницаемости и гидрогеологических структур приводит к переносу тепловой энергии с глубин к дневной поверхности посредством конвекции воды в жидкой или парово-жидкой фазе при положительных температурах. Под структурой гидротермальной системы понимается пространственное соотношение слагающих ее элементов. Как система обладает своей структурой, так и любой ее элемент имеет структуру поля этого элемента: можно говорить о структуре температурного поля [267], тектонической структуре и т.д. Область, в пределах которой осуществляется циркуляция термальных вод и перенос тепла паровой фазой, назовем геотермальным резервуаром. Гидротермальное месторождение — понятие экономическое. В работе мы используем этот термин для обозначения центральной, разбуренной и детально изученной части гидротермальной системы.

Полученные в последние годы данные о происхождении и развитии в пространстве близповерхностных магматических очагов, вмещающих вулканогенно-осадочных пород, гидротермально-метасоматических новообразований и парогидротерм позволяют перейти к расшифровке детальной и тонкой структуры современных и древних гидротермальных систем. Понимание эволюции всех элементов структуры гидротермальной системы дает возможность проследить формирование магматического очага и взаимосвязанных с ним близповерхностных интрузивных тел как источников теплового и рудного питания гидротермальной системы, идентифицировать зоны перетока гидротермального рудного флюида — нисходящих и восходящих ветвей гидротермальной конвективной ячейки, рассчитать положение в пространстве и термодинамические параметры паровых и парага-зовых резервуаров, оконтурить рудные залежи, В результате одновременного изучения современных геотермальных и палеоген-четвертичных эпите-рмальных месторождений Курило-Камчатского региона появилась уникальная возможность оценить структуру гидротермальной системы во взаимосвязи всех ее элементов и параметров и тем самым получить прямые критерии-признаки выделения продуктивных парогидротермальных зон и слепых рудных тел.

Значительное внимание в работе уделено геологической структуре резервуара, так как она определяет структуру всей гидротермальной системы. Восходящие потоки

гидротерм, особенно в зонах действия тех или иных барьеров, постоянно меняют направления движения. В этом отношении температурные поля являются как бы моментальными снимками системы, тогда как длительно существовавшие магистральные пути теплопереноса восстанавливаются путем изучения эволюции вторичного минералообразования в структуре гидротермальной системы. Целесообразно также рассмотрение тех аспектов геохимии современных систем, которые при соответствующей проработке проблемы позволили бы получить действующую модель эпитептермального рудного процесса. Особенности поведения и накопления золота позволяют использовать его как идеальный элемент-индикатор процессов геохимической миграции и осаждения рудных компонентов на глубинных и поверхностных термодинамических барьерах.

Работа выполнена большим коллективом исследователей, объединенных тематикой работ Института вулканологии ДВО РАН. Авторы глубоко признательны руководству Института вулканологии, НИИ геологии Саратовского государственного университета, геологического факультета МГУ, Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН и Геологического института Бурятского НЦ СО РАН за предоставленную возможность провести комплекс полевых, аналитических, экспериментальных и других лабораторных работ, обсудить основные положения в ряде докладов на международном и всесоюзных совещаниях. Логическим завершением первого этапа совместных исследований и стала данная монография, выходу которой в свет способствовала всемерная и постоянная поддержка В.И. Белоусова, а также ценные советы и консультации С.И. Набоко, практическая помощь в изучении Паужетского месторождения В.А. Ямпольского. Мы искренне благодарны всем, кто способствовал подготовке рукописи к печати, в первую очередь Н.Н. Кожемяке, Л.К. Шаруновой, Л.К. Шмигленко.

*С.Н. Рычагов,
И.Ф. Делемень*

Глава 1 **ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ГЕОТЕРМАЛЬНОГО РАЙОНА И ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ.**

1.1. Геолого-структурная характеристика Паужетского геотермального района

1.1.1. Краткий исторический очерк

В отечественной литературе первые сведения о Паужетском районе относятся к 40-м годам XVIII в. [111]. Известный русский исследователь Камчатки С.П. Крашенинников не только изучил оро- и гидрографию бассейнов рек Озерной и Паужетки и оз. Курильского, но и провел описание Паужетских термальных источников: "Ключи бьют во многих местах как фонтаны по большей части с великим шумом в вышину на один и на полтора фута. Некоторые стоят как озера в великих ямах, а из них текут маленькие ручейки, которые, соединяясь друг с другом, всю упомянутую площадь как на острова разделяют и нарочитыми речками впадают в означенную Пауджу" [111, с. 179-180]. В середине 30-х годов экспедиции СОПС и Дальневосточного геологического управления изучают геологическое строение района. Маршрутные исследования бассейна р. Озерной, вулканов Ильинского и Желтовского, Голыгинских гор, выполненные под руководством Б.И. Пий-па, положили начало возрастному делению вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований, слагающих район.

Первая характеристика структуры Южной Камчатки дана в отчетах А.Г. Тимофеева и В.М. Чапышева, проводивших здесь мелкомасштабную геологическую

съемку, а первая схематическая карта бассейна р. Озерной составлена А.Е. Святловским и уточнена позднее В.В. Аверьевым [5]. Работы последних авторов связаны уже с конкретным изучением Паужетских терм в энергетических целях, в связи с проектом строительства на их базе первой в стране геотермальной электростанции. В коллективной монографии [170] систематизированы данные по геологическому строению Паужетского района и собственно месторождения парогидротерм, приведена характеристика естественных термопроявлений и вскрытых в процессе геологоразведочных работ глубинных термальных вод, а также гидротермально-метасоматических образований.

В конце 50-х — в 60-х годах на территории Южной Камчатки площадные геологосъемочные исследования провели С.Е. Апрельков, В.С. Шеймович, П.И. Сержников и др. В этот же период выполнен комплекс региональных геофизических работ, возглавляемых К.И. Митрофановым, Л.А. Ривошем, В.И. Бражаевым, В.К. Соловьевым, Г.П. Декиным. В итоге всех этих исследований почти вся территория Южной Камчатки покрыта среднемасштабной, а на отдельных участках крупномасштабной геологической съемкой, создан ряд стратиграфических схем вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований региона, получены представления о структурном плане Южной Камчатки и Паужетского геотермального района.

В 70-80-х годах сотрудники Института вулканологии провели региональные геолого-вулканологические исследования от широты вулкана Большая Ипелька на севере до мыса Лопатка на юге. Уточнен возраст геологических образований, составлена стратиграфическая схема четвертичных отложений, выделены основные морфогенетические типы вулканических структур, в том числе долгоживущие центры магматизма, дано определение геологического эффекта четвертичного вулканизма разного состава, проведены обширные геохимические исследования Паужетских парогидротерм [23, 69, 70, 116; и др.]. В.И. Белоусов [22, 23] основное внимание уделил проблеме теплового питания современных гидротермальных систем и роли в нем базальтового вулканизма. В монографии коллектива авторов [69] сделана попытка расшифровать последовательность событий на новейшем этапе геологической истории региона, дана детальная характеристика развития одного из крупнейших на Камчатке центров эндогенной активности - Паужетской тектономагматической структуры. Стратиграфическое деление геологических образований структуры выполнил О.Н. Егоров [70]. В.Л. Леонов [116] определил особенности строения региональных термовыводящих структур и их роль в контроле высокотемпературных гидротермальных систем.

Проведенные работы, из которых отмечены лишь наиболее крупные, явились основой для постановки в середине 80-х годов комплексных исследований структуры современных и палеогидротермальных систем Паужетского геотермального района.

1.1.2, Глубинное строение района по геофизическим данным.

Паужетский геотермальный район, охватывающий территорию от Берегового хребта на востоке до побережья Охотского моря на западе и от бассейна р. Голыгиной на севере до депрессии р. Камбальной на юге, географически совпадает с выделенной в районе Паужетской тектономагматической субколыцевой структурой. Структура в современном виде представляет собой пологий аккумулятивно-тектонический свод площадью более 1600 км² и размером 35X50 км. Центральная часть свода осложнена вулканотектонической депрессией размером 20X25 км и относительной глубиной более 500 м. Площадь депрессии составляет около 450 км.

Анализ геологических, геофизических и геоморфологических данных показывает, что для Камчатско-Корякской складчатой области характерны северо-восточные (так называемые камчатские) простирания глубинных разломов и складчатых структур: это наиболее ярко отражено в генеральном северо-восточном направлении

гравимагнитных полей региона [82]. В то же время по ряду признаков геофизических полей и комплексу геоморфологических показателей выделяются сквозные глубинные

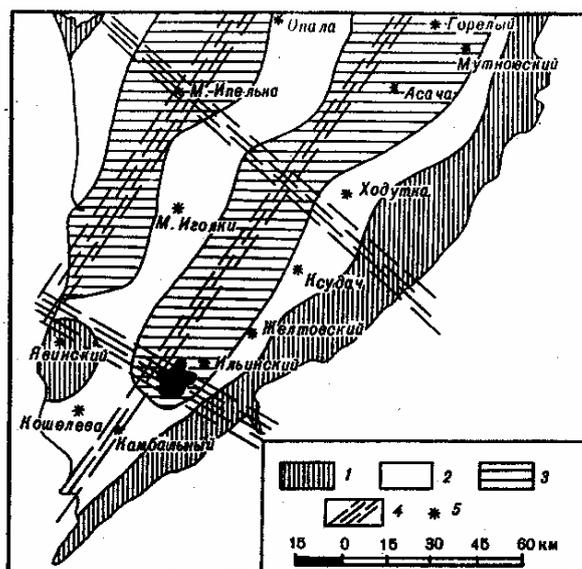


Рис. 1. Схема рельефа поверхности кристаллического фундамента (составлена с использованием материалов М.И. Зубина [82]с)

1—3 — глубина (в км) : 1 — менее 4, 2 — 4-6, 3 — более 6; 4 - глубинные разломы; 5 — современные вулканы

разломы северо-западного простирания, которые относятся к классу трансформ-ных [33]. Последние, располагаясь друг от друга через 120—150 км, делят регион на крупные поперечные блоки с развитием локальных грабенов в опущенных блоках и горстов в приподнятых [248]. К участкам пересечения глубинных разломов алеутского (северо-западного) и камчатского (северо-восточного) направлений приурочены крупные тектономагматические центры длительной эндогенной активности [33].

Геофизические исследования показали, что мощность земной коры Южной Камчатки меняется от 30 км на северо-западе до 20 км вдоль восточного побережья. Кровля кристаллического фундамента земной коры имеет сложное строение, структуры его при общем северо-восточном простирании группируются в зоны поднятий и прогибов (рис. 1). В целом в рельефе кристаллического, по гравиметрическим данным, фундамента выделяются три зоны поднятий: Восточная, Центральная и Северо-Западная. Поднятия разделяются прогибами: Восточным, в пределах которого располагается Паужетская структура с глубиной кристаллического фундамента более 6 км, и Западным (Голыгинским), продолжающимся в южной части в акваторию Охотского моря. Структура кровли мелового фундамента (рис. 2) подобна таковой кристаллического фундамента, но имеет более сложную конфигурацию. В зонах поднятий она залегает на глубинах 1-2 км, в Восточном прогибе - 3-3,5 км. Максимальные погружения кровли мелового Фундамента установлены в северной и южной частях прогиба. Особенностью поверхности мелового фундамента является наличие крупной изометрич-

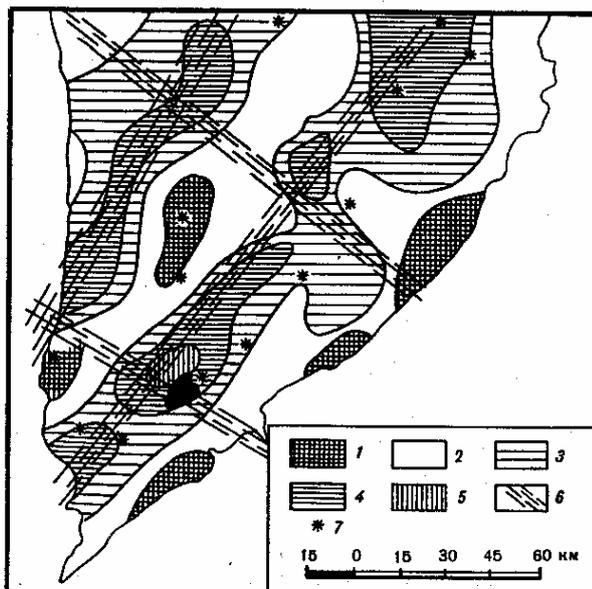


Рис. 2. Схема рельефа поверхности мелового фундамента (составлена с использованием материалов М.И. Зубина [82])

1-5 - глубина (в км) : 1 - менее 2,2 - 2-2,5, 3 - 2,5-3, 4 - 3-3,5, 5 -более 3,5; 6 — глубинные разломы; 7 — современные вулканы (названия вулканов см. на рис. 1)

ной впадины глубиной более 3,5 км в районе Паужетской структуры [69]. Положение прогибов мелового и кристаллического фундаментов отражает глубинные разломы северо-восточного простирания, по которым происходит поступление магматического материала [82], Тектонические нарушения северо-западного простирания выделяются при анализе карт региональных аномалий силы тяжести. Широкое развитие разломов этого направления на востоке района подтверждается и геологическими данными [69]. На площади Паужетской структуры выполнены и крупномасштабные геофизические исследования: магнитно- и электроразведка, сейсмические работы методом КМПВ, гравиметрическая съемка, а также магнитотеллурическое зондирование и магнитовариационное профилирование. Эти исследования позволили выделить и охарактеризовать границы раздела земной коры, выявить крупные разломы и амплитуды перемещения по ним отдельных блоков, границы структуры, отдельные аномалии и т.д. Кровля кристаллического фундамента в границах представляет собой единый прогиб несимметричного строения, характеризующийся ступе необразным погружением к осевой части и пологим и длинным западным крылом. Меловые отложения в центральной части структуры обладают максимальной мощностью до 2,5 км при мощности за границами структуры не более 1,5 км. Гравиметрические данные свидетельствуют о том, что меловой прогиб имел изометричную в плане форму и был несколько больше современной депрессии [20]. Мощность вышележащих вулканогенных отложений возрастает от 300-400 м на

западе структуры до 1000—1200 м в районе вулканов

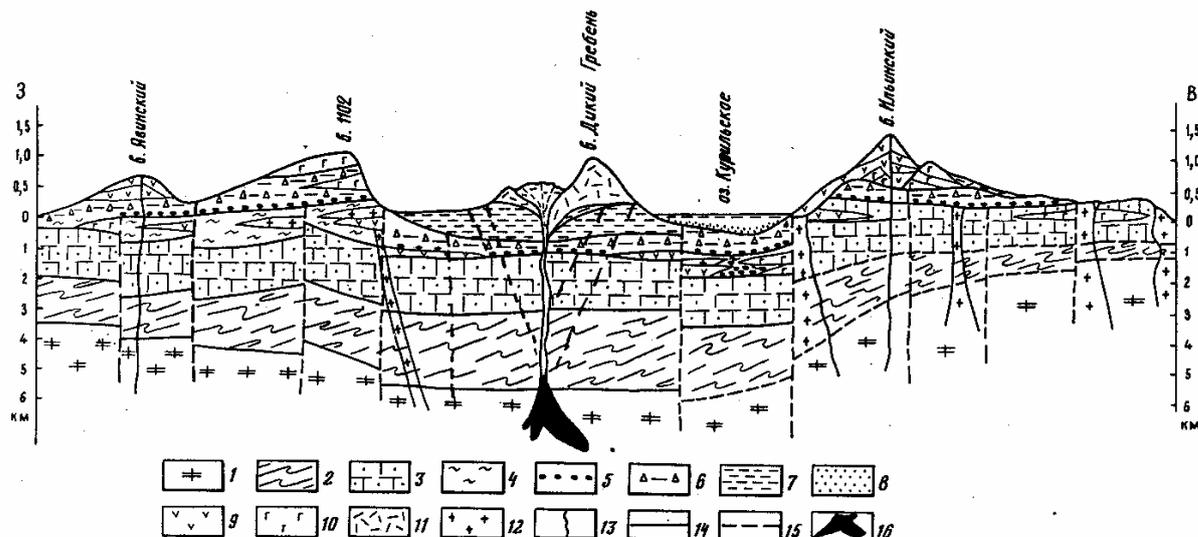


Рис. 3. Схематический геолого-геофизический разрез Шужетской структуры - (по [20])

1, 2 — породы фундамента: 1 — кристаллического, 2 - мелового; 3 — вулканомиктовые песчаники (миоцен) ; 4 — эффузивно-пирокластические и вулканогенно-осадочные образования Курильского комплекса (миоплиоцен) ; 5 — конгломераты, туфоконгломераты основания Озерновского комплекса (средний плейстоцен) ; б — эффузивно-пирокластические образования Озерновского комплекса (поздний плиоцен — ранний голоцен); 7 — озерные отложения Паужетской депрессии (средний— поздний плейстоцен) ; 8 — озерные отложения впадины Курильского озера (голоцен) ; 9 — андезиты; 10 — базальты; 11 — дациты, риодяциты; 12 — субвулканические интрузии диоритов (поздний миоцен — ранний плиоцен) ; 13 ~ магмоподводящие каналы вулканов; 14 — границы комплексов; 15 — разломные зоны; 16 — Предполагаемый магматический очаг

Ключевского и Орлиное Крыло, что свидетельствует о наличии пологой аккумулятивно-сводовой структуры. Последняя резко "оборвана" разломом — западным ограничением современной Паужетской депрессии. Центральная чэгть депрессии опущена на 600-800 м. Опускание происходило дважды -з меловое время и в четвертичный период. Максимальное погружение в пределах депрессии зафиксировано под Курильским озером, что истолковывается с позиции компенсационного опускания как реакция земной коры на вынос значительных масс магматического материала при извержении вулканов Ильинского и Дикий Гребень [20] (рис. 3). Интересно предположение авторов указанной статьи о наличии в недрах Паужетской структуры на глубинах около 10 км области, вещество которой обладает аномальными свойствами, вызванными значительной минерализацией подземных вод либо воздействием повышенных температур.

1.1.3. Геологическое строение Паужетского геотермального района.

В геологическом строении района принимают участие породы кристаллического фундамента, меловые отложения и вулканогенные образования мио-плиоценового и четвертичного времени. Породы кристаллического фундамента и меловые отложения в естественных обнажениях и в керне скважин *m* обнаружены, но к северу и северо-западу от Паужетского района они широко представлены на дневной поверхности. Меловые отложения в большинстве районов Камчатки по составу пород отчетливо подразделяются на две толщи — нижнюю терригенную мощностью более 3 км сенон-туронско-го возраста и верхнюю вулканогенно-кремнистую мощностью более 4 км

сенонского времени. Так, обнажающиеся в районе г. Петропавловска мезозойские образования [51] представляют собой частое переслаивание туфо-генно-кремнистых пород и кремнистых сланцев различной окраски, интрузивных пластовыми телами и секущими залежами диабазовых порфиритов. В нижней части толщи преобладают измененные палеотипные базальты и андезиты и их туфы.

Ниже по разрезу кремнисто-туфогенные и вулканогенные породы постепенно сменяются терригенными образованиями, представляющими собой чередование слабо метаморфизованных аргиллитов, алевролитов и песчаников. Сходный характер разрезов отмечен в южной части Срединного хребта по рекам Карымчиной и Банной: в составе поздне-мезозойских их образований выявлено большое количество агломератовых туфов и туфогенных конгломератов значительной мощности. В некоторых случаях в конгломератах встречена галька метаморфических пород, а в кремнистых сланцах - обломки раковин верхнесенонской фауны (иноцерамов).

Описанные мезозойские породы большинство исследователей сопоставляют с ирунейской серией и верхней частью лесновской серии верхне-мелового возраста. Характерной чертой вулканогенной ирунейской серии является фациальная невыдержанность ее разрезов: в одних районах преобладают эффузивы основного и среднего состава и их туфы, в других - туф-фиты и кремнистые сланцы.

Широкое развитие в пределах Камчатки, в том числе Южной, вулканитов поздне-мелового времени свидетельствует об интенсивных вулканических процессах на границе мезозоя и кайнозоя, а их фациальная невыдержанность — о локализации этих процессов в определенных центрах эндогенной активности.

Кайнозойские отложения Паужетского района представлены вулканогенными и вулканогенно-терригенными образованиями миоцена, плиоцена и четвертичного периода. Мио-плиоценовые образования были отнесены к анавайской ($Pg_3 - N_1$), алнейской ($N_1^3 - N_2$) и курильской (N_1^{1-2}) сериям [3, 14, 243]. Авторы геолого-вулканологических исследований [69, 121] выделяют в составе мио-плиоценовых образований района два разновозрастных вулканогенных комплекса - Курильский вулканогенно-осадочный средне-верхне-миоценового возраста и Озерковский вулканогенный верхне-плиоцен-нижне-плейстоценового возраста. Комплексы разделены между собой стратиграфическим несогласием, возраст их подтвержден материалами абсолютных датировок Курильский комплекс охарактеризован фаунистически. В составе каждого комплекса выделены близкие по возрасту туфогенно-осадочные отложения, эффузивные и интрузивные образования.

В составе Курильского вулканогенно-осадочного комплекса выделяются три части.

Нижняя часть сложена преимущественно морскими туфогенно-осадочными образованиями, обнажающимися на побережье Тихого океана, а в пределах структуры в тальвеге небольшого притока р. Каюк; она вскрыта также скважинами глубокого бурения на площади Паужетского месторождения парогидротерм. В пологой моноклинали в береговых обрывах п-ова Инканюш в составе этой части разреза отмечено несколько пачек: песчано-конгломератовая - чередование горизонтов песчаников и гравелистов и линз мелкогалечных конгломератов (видимая мощность около 80 м), эффузивная - потоки базальтов и горизонты туфобрекчий этого же состава (55 м), вулканогенно-терригенная пачка - переслаивание туфоконгломератов, туфобрекчий и лав базальтов (180 м), пачка песчаников и гравелистов с редкой фауной (20 м) и пачка глыбовых туфобрекчий базальтов с валунными конгломератами в основании ее (50 м). Суммарная мощность отложений достигает 400—450 м.

Средняя часть Курильского комплекса прослежена по долинам рек восточной части Паужетского района и представлена в низах разреза преимущественно эффузивно-пирокластическими образованиями (туфобрекчий, туфоконгломераты, глыбовые лавы основного состава). Выше по разрезу комплекс наращивается туфогенно-терригенными

отложениями: вулканомиктовыми песчаниками, туфоконгломератами, туфопесчаниками и туфо брекчиями. Видимая мощность всех отложений 300—350 м [118].

Верхняя часть Курильского комплекса наиболее полно представлена в восточном и северном секторах Курильского озера. В восточном береговом обрыве озера на эродированной поверхности интрузивных диоритовых порфиритов и на дислоцированных песчаниках и туфобрекчиях средней части разреза субгоризонтально (3—5° СЗ) залегают туфобрекчий основного-среднего состава с обломками диоритовых порфиритов, линзами и прослоями туфопесчаников. Вверх по разрезу туфопесчаники все более доминируют в составе отложений. Их перекрывают потоки липаритов, а в-самом верху — горизонт грубообломочных конгломератов. В песчаниках обнаружена фауна [118]. Видимая мощность разреза достигает 250-270 м.

В бассейне р. Выченкия в составе верхней части Курильского комплекса выделены три толщи.

1. Свежие, местами катаклазированные туфогравелиты грязно-бурого цвета с зеленоватым оттенком, массивные. Обломки размером до 3—5, редко до 7—9 см, базальто-андезито-базальтового состава. Толща обнажена в береговых разрезах бухты Северной оз. Курильского. В туфогравелитах нередко конкреции того же гранулометрического и петрографического состава, с карбонатным цементом. Размер конкреций достигает 20—25 см. В породах присутствуют прослои крупнозернистых туфопесчаников мощностью до 10—12 см. В долине р. Выченкия к этой толще отнесены туфо-конгломераты основного—среднего состава с обломками андезито-базальтов и андезитов размером до 15—20 см, редко до 35—40 см.
2. Туфы различной размерности, от агломератовых до алевролитовых, с преобладанием псаммопсефитовых, массивные, неяснослоистые, от желтовато- до зеленовато-серых, мягкие, участками (талвег р. Выченкия) со значительной примесью обломков пемз андезитового состава размером до 5—7 см. В туфах отмечается до 5—7% примеси углефицированной древесины, обнаружен даже целый ствол дерева диаметром 21 см. Наряду с туфами характерной зеленоватой окраски (следствие региональной пропили-тизации пород) отмечены яркие пестрые разности. На левобережье реки закартирована пачка переслаивания псаммопсефитовых туфов (мощность горизонтов до 7—10 м) и потоков лав и лавобрекчий андезитового состава мощностью до 3—4 м. Породы толщи в целом отвечают андезитам. В низах толщи отмечены горизонты туфов андезито-базальтового состава, породы верхней части ближе к андезито-дацитам.
3. Неяснослоистые туфы, класто- и туфолавы псаммитовой и псаммо-псефитовой размерности, кофейно-серого и кремowego цвета, мягкие, массивные. Реже отмечаются лавы с мощностью потоков до 3—4 м, массивные и прочные, той же окраски. Распространение пород толщи ограничено площадью участка. По составу они отвечают липарито-дацитам—дацитам и андезито-дацитам, эффузивные разности нередко флюидальны.

В целом для пород участка (рис. 4) характерно субгоризонтальное залегание, кроме последней толщи, тяготеющей к предполагаемому центральному магмоподводящему каналу вулканоплутонического комплекса (см. раздел 1.3¹).

Максимальные углы падения приурочены к тектоническим нарушениям. Суммарная мощность толщ составляет 500—600 м.

Вулканогенные образования участка интродированы субвулканическими телами и дайками роговообманковых диоритовых порфиритов, микродиоритов и андезитов. Наряду с региональной пропилитизацией пород сформированы поля и зоны гидротермалитов с жилами и системами прожилков кварцевого, кварц-халцедонового, кварц-карбонатного и карбонатного состава и золото-серебряным оруденением.

В пределах участка Левый Каюк (15—20 км западнее участка Выченкия) в составе верхней части разреза Курильского комплекса присутствуют только образования средней толщи — лавы андезитового состава и псаммопсе-фитовые и псаммитовые андезитовые туфы. Породы кислого состава представлены небольшим рвущим телом роговообманковых дацитов.

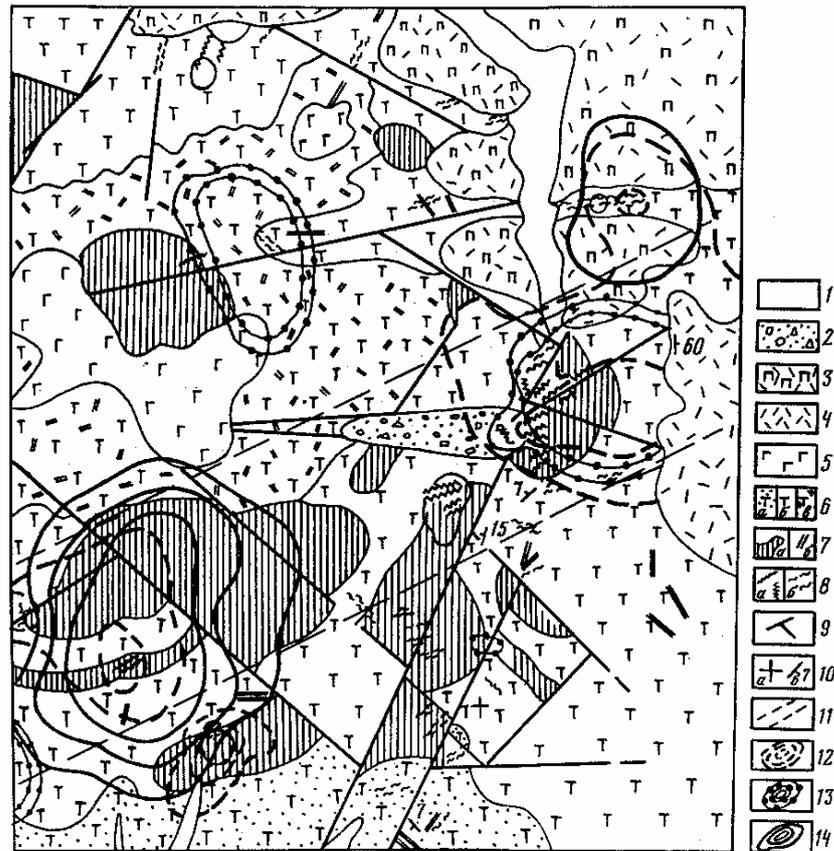


Рис. 4. Схематическая геологическая карта рудопроявления Выченкия (использованы материалы С.Н. Рычагова и Г.П. Королевой)

1, 2 — современные отложения: 1 — аллювиальные, 2 — пролювиально-делювиальные; 3 — пемзово-пирокластические отложения (поздний плейстоцен); 4 — силлообразные тела риодацитов (средний плейстоцен); 5 — эффузивно-пирокластические образования: лавы, лавобрекчий, туфобрекчий и туфы базальтового состава (плиоплейстоцен); 6 — позднемiocен-раннеплиоценовые образования: а — туфоконгломераты, туфопесчаники, туфобрекчий, в верхней части — псефитовые туфы андезито-базальтового состава; б — лавы, псаммопсефитовые туфы и туфобрекчий андезито-андезито-дацитового состава, в — лавы, лавобрекчий и туфы риодацитов, туффиты, туфопесчаники; 7 — интрузии (а) и дайки (б) позднемiocен-раннеплиоценовых роговообманковых диоритовых порфиритов, микродиоритов и андезитов; 8 — кварцевые, кварц-халцедоновые, кварц-карбонатные и карбонатные жилы (а), зоны кварцевого прожилкования (б); 9 — основные тектонические нарушения; 10 — элементы залегания пород: а — горизонтальное, б — наклонное, град; 11 — границы рудной зоны; 12—14 —

контуры первичных ореолов: 12 — золота (коэффициенты контрастности (к.к.) 3—5; 5-8; 8-30), 13 - серебра (к.к. 8-10; 10-30; 30-50), 14 —мышьяка (к.к. 10-3-0; 30-100; 100-620)

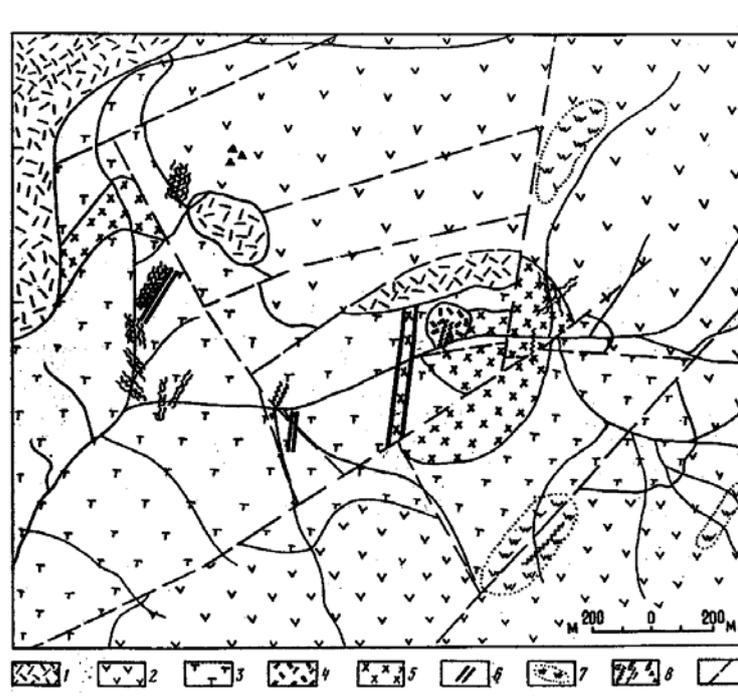


Рис. 5. Схематическая геологическая карта рудопроявления Левый Каюк.

1 — туфы, туфоигнимбриты дацитового состава (средний плейстоцен) ; 2 — существенно лавовые образования андезитового состава (миоплиоцен) ; 3 — туфы андезитового состава (миоплиоцен) ; 4 — субвулканические тела роговообманковых дацитов (поздний миоцен — ранний плиоцен) ; 5, 6 — субвулканические тела (5) и дайки (6) роговообманковых диоритовых порфиров и андезитов (поздний миоцен — ранний плиоцен) ; 7 — пропилиты и аргиллизиты; 8 — жильные образования: кварцевые, кварц-карбонатные и карбонатные жилы (о), зоны прожилкования (б) и элювиальные развалы жил (в) ; 9 — тектонические нарушения.

Стратифицированные образования этого участка также прорваны диоритовыми порфиритами и андезитами, со становлением которых связано формирование вторичных кварцитов, зон кварцевого прожилкования и кварцевых и кварц-карбонатных жил с золото-серебрянным оруденением (рис. 5).

Анализ фаций и мощностей отложений позволяет реконструировать в северном секторе Паужетского района крупную (диаметром 18—20 км) осесимметричную вулканотектоническую структуру, интенсивная магматическая деятельность в пределах которой привела к накоплению мощной толщи вулканогенно-осадочных и эффузивно-пирокластических образований (800—1000 м) с гомодромным развитием последних от базальтов и андезито-базальтов до дацитов и риолитов. На определенных (завершающих?) стадиях развития структуры в пространственной ассоциации с субвулканическими интрузиями и дайками среднего состава происходит формирование полей метасоматитов и зон гидротермалитов с близповерхностным золото-серебрянным оруденением.

Таким образом, исследования, и наши и предшественников [70, 119], показывают, что верхняя толща Курильского комплекса характеризуется целым рядом присущих только ей признаков: близкое к горизонтальному залегание пород, в основном средний и кислый состав отложений, резкая фациальная изменчивость, слабая степень дислоцированности. Формирование толщи происходило в прибрежно-морских и континентальных условиях. В ее основании (восточный берег оз. Курильского) всеми

исследователями отмечается стратиграфическое несогласие: -эродированная поверхность интрузии диоритовых порфиритов и дислоцированных терригенных пород средней части разреза, наличие обломков диоритовых порфиритов в самой нижней пачке верхней части разреза и угловое несогласие [120]. Эти наблюдения послужили О.Н. Егорову [70] основанием для выделения в миоплиоценовой истории формирования района двух крупных этапов вулканизма (средне-верхнемиоценового и позднемиоцен-раннеплиоценового) и центров эндогенной активности в пределах каждого этапа (рис. 6). Центры второго этапа наследуют положение центров первого этапа. Вся совокупность миоплиоценовых центров эндогенной активности Паужетского района удовлетворительно аппроксимируется замкнутой кривой, близкой к окружности с диаметром 40-50 км.

Образования Курильского комплекса перекрыты базальными конгломератами и туфоконгломератами, которые фиксируют стратиграфический перерыв регионального значения, отмечаемый и в других районах Камчатки. Этот перерыв, судя по результатам исследований последнего десятилетия, соответствует интервалу времени от середины-конца нижнего плио-иена до, вероятно, середины верхнего плиоцена.

Озерковский вулканогенный комплекс (поздний плиоцен — ранний плейстоцен) условно делится на три толщи: нижнюю вулканогенно-осадочную, среднюю туфолавобрекчиевую и верхнюю существенно лавовую [118]. Образования нижней толщи представлены прибрежно-морскими и континентальными фациями: туффитами, туфогравелитами, туфопесчаниками, туфами и туфобрекчиями, реже псефитовыми и пепловыми туфами. Лавы и лавобрекчии основного состава находятся в резко подчиненном количестве. Видимая мощность вулканогенно-осадочной толщи 180-300 м.

Средняя толща составляет основную часть разреза комплекса, развита в пределах вулканических построек по периферии структуры. Сложена преимущественно агломератовыми туфобрекчиями основного состава, чередующимися с туфоконгломератами, грубообломочными лавобрекчиями, нередко с линзами лав базальтов и долерито-базальтов. В подчиненном количестве присутствуют более тонкие разности - пепловые и пемзово-неготовые туфы, туффиты с пемзово-пепловым заполнителем. Видимая мощность толщи достигает 600—850 м.

Верхняя толща Озерновского комплекса представляет собой мощную серию лавовых потоков, развитых в привершинных частях плиоплейстоценовых вулканов.

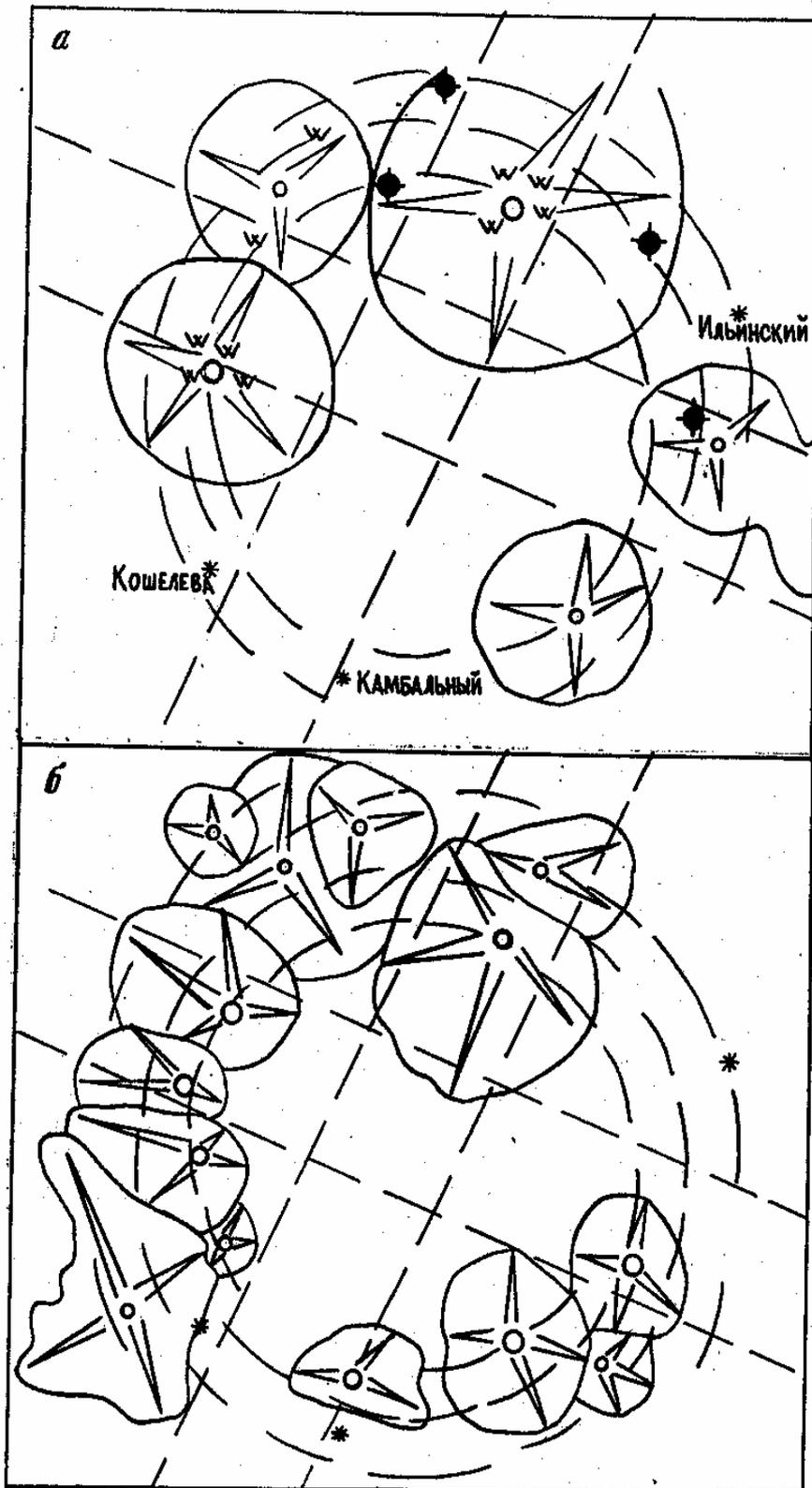
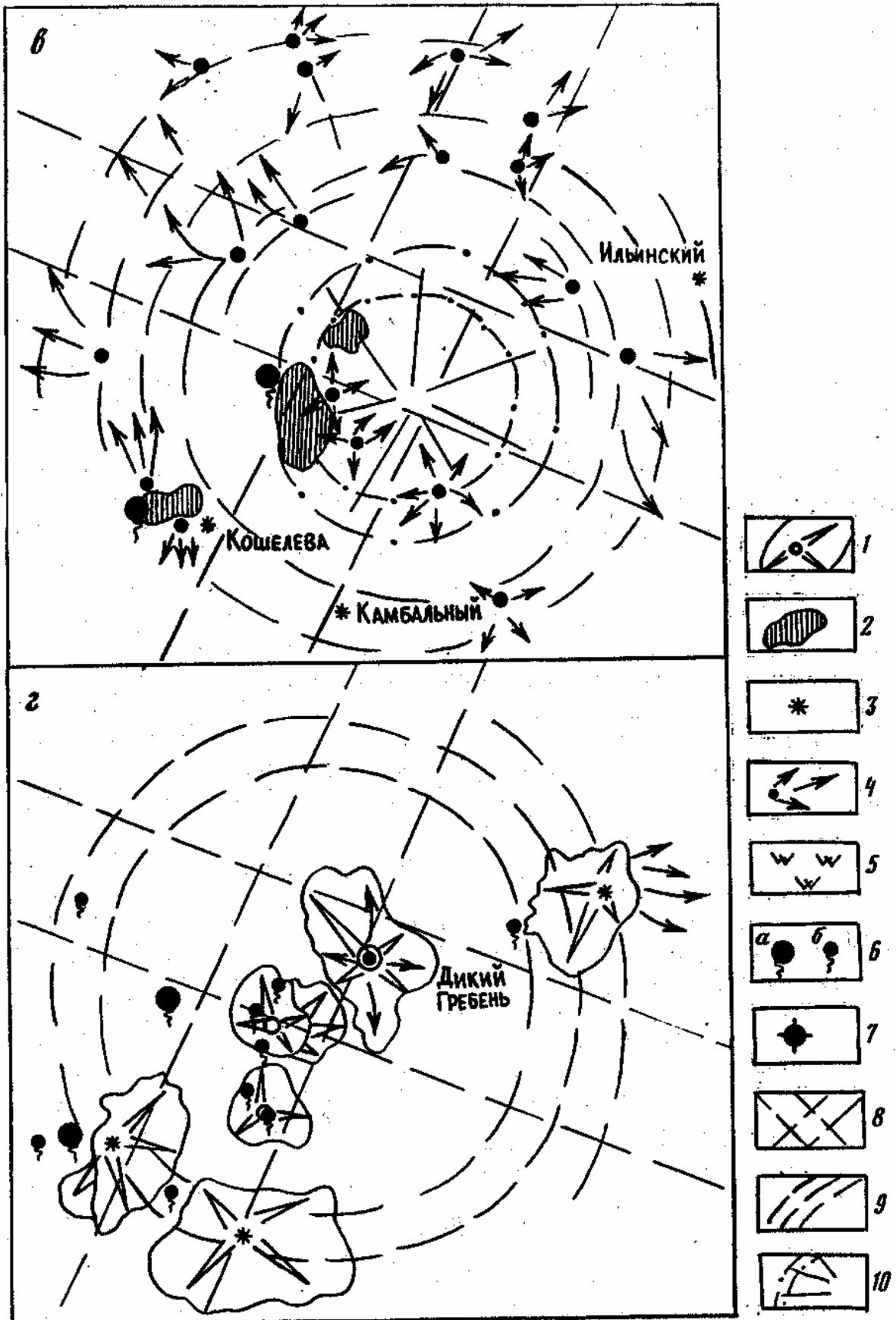


Рис. 6. Схемы развития Паужетского геотермального района в миоцене – раннем плиоцене (а), в позднем плиоцене – раннем–среднем плейстоцене (б), в среднем–верхнем плейстоцене (в) и в позднем плейстоцене – голоцене (г) (составлены с использованием материалов О.Н. Егорова [70], Н.Е. Литасова, С.Т. Балесты и др. [69])

1 – стратовулканы; 2 – экструзивные образования; 3 – кратеры современных вулканов; 4 – центры извержения пирокластики кислого состава и направление дви-



жения ее потоков; 5 — гидротермально измененные породы: пропилиты и аргиллизиты; 6 — современные гидротермальные системы (а) и термальные источники (б); 7 — проявления близповерхностной золото-серебряной формации; 8 — зоны предполагаемых глубинных разломов; 9 — границы меловой депрессии; 10 — Паужетский купол

остав потоков базальтовый и долерито-базальтовый в нижних частях разреза, андезито-дацитовый, иногда с крупными некками долерито-базальтов, в верхних. Общая мощность лавовой толщи комплекса составляет 550—600 м. В целом смена состава пород Озерковского комплекса имеет гомодромную направленность: от пироксеновых базальт-ан-дезито-базальтов к двупироксеновым андезитам и андезито-дацитам. Возраст пород комплекса на основании абсолютных датировок ($1,6 \pm 0,2$ млн лет) определен как верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовый [69]. В связи с тем что отдельные вулканы, начав деятельность в конце верхнего плиоцена, извергались до начала среднего плейстоцена, возрастной интервал формирования отложений комплекса охватывает период от верхнего плиоцена до среднего плейстоцена.

Четвертичный период геологического развития района характеризуется непрерывным проявлением вулканизма, продолжающегося и в настоящее время, — вулканы Кошелевский, Камбальный, Ильинский и Желтовский считаются действующими. Отличительной особенностью периода наряду с вулканизмом центрального типа является широкое проявление многовыходного, ареального вулканизма, давшего продукты среднего и кислого состава. Другой отличительной особенностью этого периода, как и всей антропогенной истории Камчатки, является некоторая асинхронность проявления отдельных этапов [213], а также неполный или незавершенный характер вулканизма в пределах не только различных участков вулканических зон, но и отдельных вулканических построек. В пределах современной Паужетской депрессии и по ее периферии в среднечетвертичное время происходит накопление мощной (до 300 м) толщи пирокластических пород, коррелятными которым являются спекшиевые туфы Паужетской свиты — седьмой комплекс О.Н. Егорова [70]. Породы представлены преимущественно витро- и литокластическими туфами и туфоигнибриками андезитового, дацитового, липарито-дацитового и липаритового состава, туфовыми дайками и экструзивными пирокластическими массивами. Извержение пирокластического кислого состава, судя по косвенным признакам (реставрация поверхностей пирокластических полей) и результатам прямых наблюдений (картирование жерловых некков, туфовых даек и пирокластических "экструзий"), носило ареальный характер. Центры извержений располагались по периферии современной депрессии и в центральной части ее, где ко времени извержения кислой пирокластической сформировался Паужетский аккумулятивно-тектонический купол.

Среднечетвертичный этап кислого вулканизма завершается формированием экструзивно-пирокластического комплекса, пространственно и генетически связанного с предыдущим. Морфологически объекты этого комплекса представляют собой преимущественно экструзивно-лавовые образования (вулканы-экструзии, многофазные полифациальные экструзии и вулканы кислого состава) с эксплозивной пирокластикой, развитые в основном на северо-западных склонах современного Камбального хребта. Наиболее крупный и детально изученный объект — экструзия Плоская. Породы комплекса представлены лавами андезито-дацитового, дацитового и риодацитового состава, пеплово-пемзовой пирокластикой, выбросы которой дали, возможно, основную массу туфового материала средней и верхней частей Паужетской свиты. В жерловых фациях небольших существенно лавовых вулканов этого времени отмечаются дайки и некки андезито-дацитового—дацитового состава, в пирокластических образованиях — пепловые дайки мощностью до 10 см. Все это свидетельствует о многоимпульсном характере извержений кислого состава.

С завершающими стадиями формирования экструзивно-пирокластического комплекса пространственно и, видимо, генетически связана интенсивная газогидротермальная деятельность. Поля аргиллизитов сложены монтмориллонитом с пиритом, каолинитом, опалом, реже гидрослюдой, алунитом и опалитами, в составе которых преобладают опал, кварц и монтмориллонит. Аргиллизиты наложены на кварц-хлорит-кальцитовые метасоматиты. Поля аргиллизитов достигают 1 — 1,5 км в поперечнике и локализованы, как правило, в эндо- и экзоконтактах экструзивных

образований, захватывая нередко весь объем последних (некки и экструзия Фу-марольная на вулкане Кошелевском).

На современном этапе четвертичной истории структуры (конец верхнего плейстоцена — голоцен) эндогенная активность приурочена к Кошелевско-му вулканическому массиву, вулканам Желтовскому, Ильинскому и Камбальному, к резургентному поднятию [70] Камбального хребта и центру Паужетской депрессии - экструзивно-вулканическому образованию Дикий Гребень. В данном разделе мы не даем характеристику современного этапа тектономагматической деятельности (с которой пространственно и генетически связаны гидротермально-метасоматические процессы) в районе, так как этому посвящен следующий крупный раздел 2.2 на примере рассмотрения эволюции периферических магматических очагов вулканов Ильинского и Камбального. В заключение остановимся на анализе истории развития геологической структуры Паужетского геотермального района.

1.1.4. История развития структуры Паужетского геотермального района.

История развития геологической структуры Южной Камчатки и Паужетского района охватывает длительный период. Мы имеем возможность судить о ней начиная с познемелового времени.

К познемеловому-раннепалеогеновому тектономагматическому этапу развития Камчатки относится заложение раннегеосинклинальных депрессий, которым в пределах Южной Камчатки отвечают Восточный и Гольгинский прогибы в кровле кристаллического фундамента. На территории Паужетского района уже в меловое время в зоне пересечения глубинных разломов северо-восточного и северо-западного направлений начинает формироваться депрессия изометричной в плане формы. Размеры ее несколько превышают размеры современной. Депрессия образуется, по-видимому, за счет компенсационного опускания земной коры как реакции на вынос значительных объемов магматического материала при вулканических извержениях. Границы меловой депрессии имели, вероятнее всего, дизъюнктивную природу, свидетельством чему является пространственная позиция центров эндогенной активности всех последующих этапов развития района.

В миоценовый период геологической истории района по периферии меловой депрессии формируются крупные вулканотектонические структуры центрального типа; вулканизм протекает в условиях морского бассейна. Пространственная позиция вулканотектонических структур определяется приуроченностью их к участкам пересечения глубинных разломов доверхнемелового заложения и кольцевой зоны тектонических нарушений, ограничивающих меловую депрессию. Активизация разломов связана, видимо, с завершающими стадиями позднеларамийской (камчатской) орогении. В конце миоценового—раннеплиоценового этапа в пределах рассматриваемой структуры вулканическая деятельность затухает, территория в целом выведена на поверхность. На завершающих стадиях развития вулканотектонических структур в пространственной ассоциации с субвулканическими телами и дайками среднего состава формируются поля метасоматитов, кварцевые жилы и зоны прожилкования, несущие полиметаллическое и золото-серебряное оруденение. Структурная позиция рудопроявлений этого времени, с одной стороны, определяется сочленением и пересечением радиальных и кольцевых разломов сингенетичной им вулканотектонической структуры; с другой рудопроявления принадлежат одновременно и тектоническим элементам фундамента [212].

В верхнем плиоцене — нижнем плейстоцене вновь активизируется вулканизм, но в наземных условиях. Вулканические постройки располагаются по обрамлению современной депрессии. В пределах последней в нижнем плейстоцене формируется замкнутый водный бассейн озерного типа, заполнявшийся грубообломочными отложениями, туфопесчаниками и алевролитами.

Субкольцевое расположение плиоценовых центров вулканизма, совпадение положения центров с центрами предыдущего этапа эндогенной деятельности свидетельствуют о том, что их локализация также обусловлена приуроченностью к кольцевой зоне тектонических нарушений, ограничивающей меловую депрессию. Активизация этих нарушений произошла, видимо, в период алеутской фазы складчатости (поздний миоцен — средний—верхний плиоцен), широко проявившейся на всей территории Камчатки. Вследствие выноса значительных масс глубинного материала плиоценовыми—раннеплейстоценовыми вулканическими центрами на площади структуры вдоль разломов происходят обрушения, захватившие частично и сами постройки. Это привело в раннем плейстоцене к заложению в центральной части Паужетской структуры крупной вулканотектонической депрессии в ее современных границах [121].

Палеовулканическая обстановка среднего—верхнего плейстоцена (времени извержений значительных объемов магматического материала кислого состава) представляется таковой. Вулканической деятельности периода предшествовало формирование аккумулятивно-тектонического купола [70] в центральной части структуры - зоне пересечения глубинных разломов северо-восточного и северо-западного направлений. По периферии купола происходит подновление кольцевой зоны тектонических нарушений, определявших положение центров эндогенной активности на предыдущих этапах. Центры извержения пирокластике кислого состава располагались как в пределах купола, так и по его периферии — в кольцевой зоне разломов. Извержения спекшихся туфов и туфоигнибригов были многоактными, импульсными.

Реакция земной коры на извержение значительных объемов глубинного материала — обрушение центральной части купола — окончательно определила положение границ современной Паужетской депрессии. На заключительных стадиях этого этапа происходит, по-видимому, подновление зоны разломов северо-восточного простирания, что определило образование на участке пересечения кольцевой зоны разломов и линеамента северо-восточного простирания экструзивных тел кислого состава. Значимость этого участка как зоны повышенной проницаемости земной коры велика — к нему приурочена и мощная Паужетская гидротермальная система. В северо-западном крыле кольцевой зоны разломов, в районе Кошелевского вулканического массива, к этому времени заканчивается формирование андезито-дацитового вулкана Валентин внедрением некков и экструзий кислого состава. В пространственной и генетической связи с экструзиями широко проявлена газогидротермальная деятельность.

В верхнем плейстоцене — голоцене интенсивность вулканизма на территории структуры падает. Вулканизм локализуется в пределах отдельных построек — Кошелевской, Камбальной, Ильинской и др. Продолжается формирование тектономагматического поднятия Камбального хребта. Его возникновение и рост, вероятно, связаны с подъемом крупного вулканоплутонического тела кислого состава, что обусловило значительную деформацию кровли пород Паужетской свиты [23]. Поднятие Камбального хребта обычно представляется областью водного питания Паужетской гидротермальной системы.

1.2. Современный вулканизм Южной Камчатки и гидротермальный процесс.

Широкое развитие гидротермальных систем в областях современного вулканизма приводит к мысли о связи этих сопряженных во времени и в пространстве явлений. У исследователей термальных вод Камчатки [54] признанием пользуются представления, разработанные В.В. Аверьевым [2], об относительной энергетической самостоятельности гидротермальных систем. Считается, что энергоносителем является водный флюид — "перегретый" пар, имеющий независимый от коровых очагов глубинный генезис. Не оспаривая этого тезиса, проанализируем пространственно-

временную сопряженность некоторых современных гидротермальных систем Южной Камчатки и близрасположенных вулканов Ильинского и Камбального. Основой анализа является изучение эволюции магматического расплава в очагах названных вулканов.

Полевые исследования вулканов Ильинского и Камбального автор раздела проводил совместно с сотрудниками Паужетской экспедиции Института вулканологии в 1987-1990 гг. Силикатные анализы выполнены рентгеноспектральным методом в лаборатории Комплексной геохимической экспедиции треста "Укргеолстром" в г. Киеве. Разделение железа на закисное и окисное проводилось методом "мокрой химии" там же. Анализы микроэлементов выполнены доктором Д.Бейли в Институте петрологии Копенгагенского университета. Анализы минеральных фаз проводились на микрозонде "Камскан" на геологическом факультете МГУ. В обработке первичного материала автору помогали сотрудник Дальне-восточной петрографической партии геологического факультета МГУ Л.Б. Бурилин и студентка кафедры петрографии этого же факультета М.В. Милеева. В подготовке рукописи к печати принимала участие О.В. Брятова. Всем им автор выражает глубокую признательность.

1.2.1. Вулканы групп КиМ (каровые и мантийные).

Вулканы Камбальный и Ильинский продолжают цепь Курильских вулканов в пределах Камчатки, что позволяет использовать для их оценки предложенную нами классификацию [218]. В основу этой классификации положена геотектоническая позиция вулканических аппаратов, определяющих геодинамический режим их формирования, глубину заложения и характер эволюции магматических очагов.

Часть вулканов, выделенная в группу М, приурочена к местам пересечения Курильской дуги мощными тектоническими структурами рифтовой природы. Структуры имеют планетарную протяженность [217]. М-вулканы формируются в обстановке растяжения, имеют мантийные очаги. Отличаются укороченными по кремнекислотности (базальт-андезит) сериями, повышенными содержаниями K_2O и пониженными отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr$. К ним относятся вулканы Тятя, Мильна, Алаид и др. (рис. 7).

К-вулканы являются собственно островодужными, так как формируются в геодинамической обстановке сжатия и имеют малоглубинный (периферический) коровый очаг. Происходящие здесь петрогенетические процессы приводят к появлению протяженных по кремнекислотности магматических серий.

Пониженные содержания K_2O (по сравнению с рядом расположенными М-вулканами) и повышенные стронциевые метки указывают, вероятно, на меньшие глубины первичных мантийных очагов, питающих К-вулканы. Большая часть известных гидротермальных проявлений Курило-Камчатской дуги приурочена к вулканам этой группы. Сюда относятся гидротермальная система кальдеры Головкина, Горячий Пляж на вулкане Менделеева (о-в Кунашир), геотермальное месторождение кальдеры вулкана Баранского (о-в Итуруп), термальные проявления вулкана Заварицкого (о-в Симушир); на Камчатке — парогидротермальные месторождения на вулканах Кошелевском, Мутновском, Семячик, Узон. Все названные постройки - это вулканы группы К: они имеют периферические очаги, при опустошении которых образуются кальдеры. Момент, важный с точки зрения гидрогеологического аспекта формирования геотермальных месторождений: кальдерная депрессия обеспечивает необходимый сбор метеорных вод, питающих месторождения.

На рис. 7, где изображена последовательность пар К- и М-вулканов, с юга на север отчетливо проявлен феномен продольной петрохимической зональности Курильской дуги. Он выражен в закономерном снижении содержания окиси калия с севера на юг и вызван, вероятно, истощенностью мантии крупноионными компонентами в результате более длительной и интенсивной магматической деятельности на южном фланге по сравнению с северным. В том же направлении закономерно возрастают

стронциевые отношения, что указывает на большую степень взаимодействия мантии с низами коры под Южными Курилами. Этот факт согласуется с данными

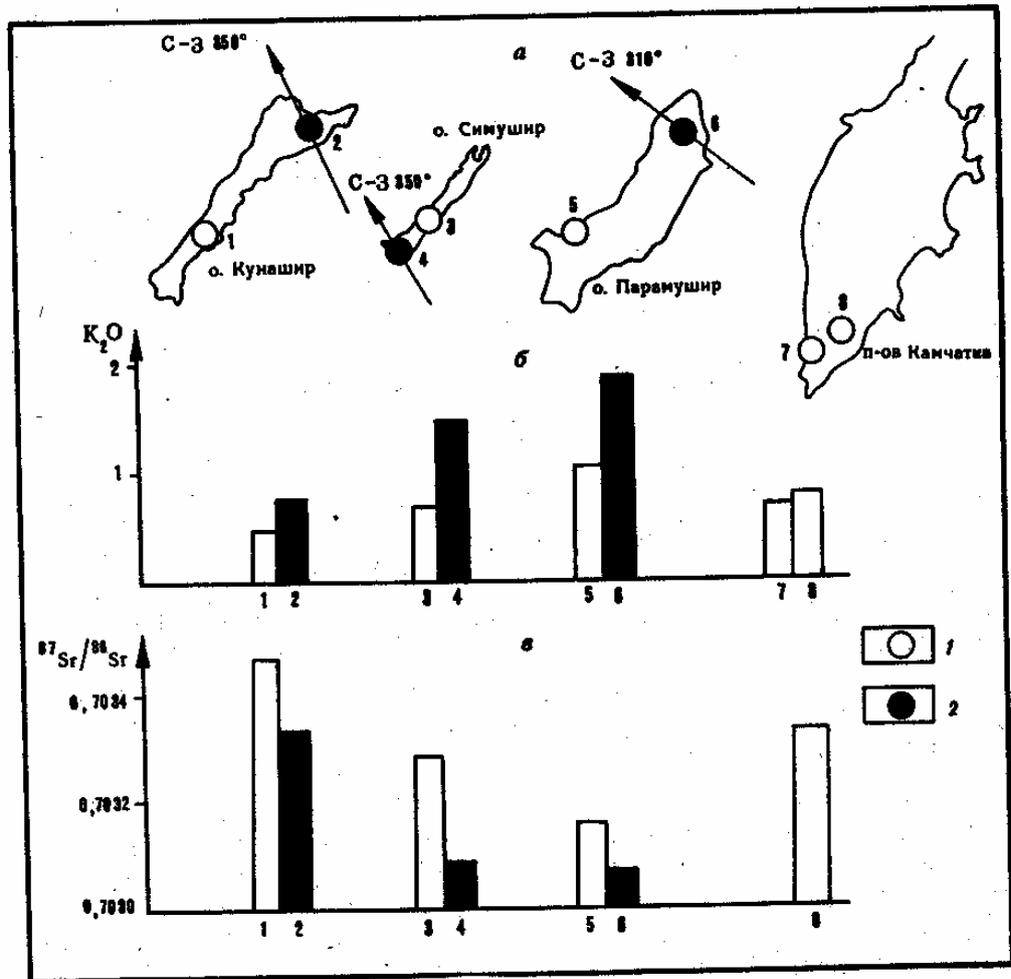


Рис. 7. Взаиморасположение вулканов К (1) и М (2) в пределах Курильской дуги и Южной Камчатки (а), содержание K_2O в андезито-базальтах вулканов (б) и отношение изотопов стронция 87 и 86 (в)

1 — Менделеева, 2 — Тятя, 3 — Заварицкого, 4 — Мильна, 5 — Чикурачки, 6 — Эбеко, 7 — Камбальный, 8 — Ильинский. Силикатные анализы лав вулкана Чикурачки — из работы [59], стронциевые отношения для вулкана Ильинского — из работы [69]

о более высоком тепловом потоке на южном фланге дуги по сравнению с северным [208, 240] и, возможно, объясняется высоким положением кровли мантийного диапира под Южными Курилами.

Вышесказанное позволяет предполагать неистощенность мантии под северным флангом дуги и тем самым принять петрохимические параметры (в первую очередь содержание K_2O) вулканитов здесь за норму. Для вулканов группы К эта норма составляет около 1% в андезито-базальтах, для М-вулканов — около 2%. Какое же место в этой системе занимают самые южные вулканы Камчатки? По уровню содержания окиси калия (0,65 и 0,66%) и Камбальный и Ильинский вулканы должны быть отнесены к группе К. Содержания K_2O в вулканах Южной Камчатки значительно ниже однопроцентной "нормы", установленной для этой группы на Север-

Таблица 1

Средние составы (в мае. %) пород вулкана Заварицкого.

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	47,54	50,93	55,48	60,13	63,68	65,93	43,43	52,05
TiO ₂	0,67	0,64	0,60	0,54	0,62	0,67	0,18	0,35
Al ₂ O ₃	19,38	18,44	17,27	16,97	15,35	14,51	22,97	15,80
FeO	11,18	10,60	9,80	8,12	7,81	7,86	8,23	10,74
MnO	0,07	0,08	0,09	0,09	0,17	0,18	0,11	0,10
MgO	6,34	5,33	4,02	2,45	2,25	1,43	10,46	4,33
CaO	12,32	10,97	8,59	7,81	5,49	4,55	13,87	11,23
Na ₂ O	1,36	1,72	2,63	3,31	3,90	4,25	0,71	2,88
K ₂ O	0,12	0,23	0,36	0,62	0,57	0,63	0,03	0,26
P ₂ O ₅	0,13	0,12	0,12	0,11	0,08	0,09	0,01	0,10
Сумма	99,11	99,06	99,00	100,15	99,91	100,01	100,01	98,34
<i>n</i>	—	7	19	5	-	5	4	1

Примечание. 1 — гипотетический состав исходной магмы (вычислен методом экстраполяции); 2 — базальты; 3 — андезитово-базальты; 4 — андезиты; 5 — расчетный состав магмы, расщепившейся на дацитовую(б) и алливалитовую (7) части; 8 — остаточное стекло в алливалитовых нодулях; *n* — число определений состава (здесь и далее) .

ных Курилах, что может свидетельствовать об истощенности мантии под Южной Камчаткой, так же как и под южным флангом Курильской дуги.

Относительно высокие изотопные отношения стронция (0,7032 и 0,7035) для основных пород вулкана Ильинского (см. рис. 7) подтверждают этот вывод. Латеральная изменчивость, или "зональность", петрохимических и геохимических параметров современных вулканитов Курил и Южной Камчатки коррелирует с величиной теплового потока. В то же время зависимость этих параметров от мощности или свойства коры [231], на наш взгляд, проблематична. Разительное сходство характера неоген-четвертичного магматизма проявляют наиболее удаленные друг от друга Южные Курилы и Южная Камчатка, а регионы, расположенные практически в едином блоке коры, — Северные Курилы и Южная Камчатка оказываются в этом отношении максимально различными.

Например, типичным вулканом группы К является вулкан Заварицкого, расположенный на о-ве Симушир. Закономерности развития вулканических серий, установленные на этом вулкане [217], являются своеобразным алгоритмом для всей группы. Эволюционный тренд на диаграмме *АРМ* (рис. 8), построенный по средним составам пород (табл. 1), слагающих разрез второго вала кальдеры, является графическим отображением алгоритма. Суть его сводится к следующему: мантийная магма,

поступающая в периферический очаг, эволюционирует под воздействием процесса кристаллизационной дифференциации от базальта (анализ 1) до кислого андезита (анализ 4) и андезито-дацита (анализ 5). Постоянный и постепенный рост флюидного давления в очаге, обеспечивающий процесс извержения, приводит в условиях низкого литостатического дав-

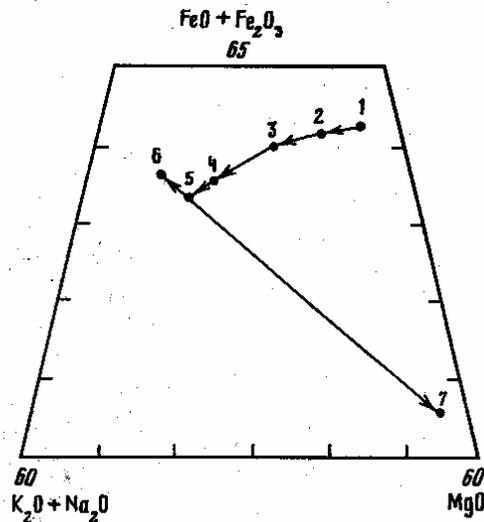


Рис. 8. Эволюция серии пород второго кальдерного вала вулкана Заварицкого. Нумерация точек на графике соответствует номерам анализов в табл. 1

ления к неустойчивости состава анализа 5 и его жидкостному расщеплению на дацитовую магму (анализ 6) и алливалитовые капли (анализ 7). Последующее накопление газов в очаге вызывает взрыв постройки и выброс пемз дацитового состава и алливалитовых нодулей. Именно эти породы чаще всего венчают разрезы кальдерных вулканов. Возможен другой вариант развития, который запечатлен в разрезе третьего вала кальдеры вулкана Заварицкого. Исходный базальтовый состав эволюционирует до андезито-дацита, но кровля очага не выдерживает возросшего давления газов еще до расщепления магмы на составы 6 и 7: разрез третьего вала венчается мощным покровом игнимбритов, состав которых точно отвечает расчетному составу 5 для второго вала, где подобные породы отсутствуют. Неустойчивость состава андезито-дацитовой магмы третьего вала реализуется при образовании игнимбритовых текстур.

1.2.2. Вулкан Ильинский

Вулкан Ильинский расположен на северо-восточном берегу оз. Курильского, лавовые потоки юго-западного склона образуют береговые уступы озера (рис. 9). Это типичный стратовулкан с правильным конусом. В вершинной части находятся два кратера. Из более низкого изливались лавы последней фазы извержений. Морфологический облик постройки определяется также двумя мощными потоками андезито-дацитов, бронирующими пологое подножие северного склона. Верховьями р. Ильинской потоки расчленены на два "лепестка" — западный и восточный. Кровля потоков в средней части имеет корытообразную форму (вероятно, за счет проседания). На поверхности потоков видны поперечные концентрические лавовые морщины, на перегибах склонов — застывшие лаво-пады. Описанная морфология свидетельствует о низкой вязкости магмы, которая при кислом (более 63% SiO₂) составе могла быть обеспечена высоким содержанием флюидов.

В восточном секторе строение конуса нарушено воронкой взрыва, из которой произошло финальное извержение вулкана. В плане воронка изометрична, в поперечнике

достигает 1 км. Западная отвесная стенка вскрывает стратоконус на 450 м. Строение стенок воронки осложнено многочисленными оползнями, обвалами и осыпями, формирование ко-

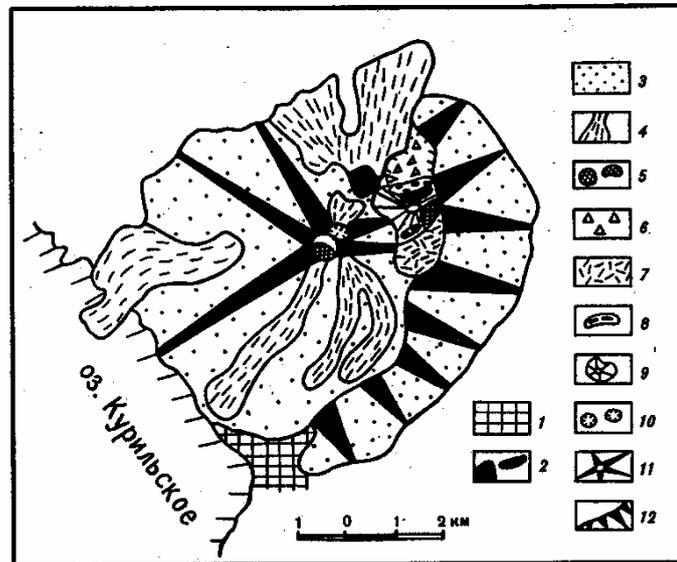


Рис. 9. Схема строения вулкана Ильинского

1 — миоценовый фундамент вулканической постройки; 2 — фрагменты лавовых потоков андезито-базальтов; 3 — пемзы и шлаки центрального конуса; 4 — лавовые потоки андезито-дацитов и дацитов; 5 — экструзии андезито-дацитов; 6, 7 — глыбовые брекчии (б) и вулканический пепел (7) финального взрыва; 8 — массовые скопления (слои) алливалитовых нодулей и их обломков; 9 — воронки финального взрыва; 10 — кратерные воронки центрального конуса; 11 — центральный конус; 12 — вал кальдеры проседания.

торых продолжается в настоящее время; дно вспучено, слабо проявлена фумарольная деятельность. С севера к воронке примыкает западная котловина. Дно ее завалено глыбами, среди которых много обломков миоценового фундамента и алливалитовых сегрегации. Это выбросы финального взрыва. С юга к воронке примыкает выровненная площадка протяженностью около 1 км, засыпанная пылеватой и мелкосаммитовой фракциями взрывных отложений. С востока к данным морфологическим элементам конуса, образованным за счет финального взрыва, примыкает валообразная возвышенность шириной около 2 км. Она полукольцом охватывает восточную часть вулкана и прослеживается в его южном секторе. Внутренние склоны вала более крутые, превышение его гребня над бортами воронки взрыва более 100 м. Сложен вал теми же породами, что и центральный конус вулкана. Образование его мы связываем также с финальным взрывом из восточной воронки, в результате которого опустошена часть очага и центральный конус просел. За счет проседания образовался кальдерный вал.

Продукты ранних фаз извержений вулкана Ильинского обнажаются в средней части северного склона. Гипсометрически выше андезито-дацитового лавового потока "Восточный лепесток" опробован глыбовый развал темно-серых оливиновых андезитобазальтов, плотных и крепких (анализы 1-4)¹ (¹ Здесь и далее приведены номера анализов из табл. 2.). Сходные по облику породы вскрываются в основании северной стенки воронки взрыва, здесь описан и опробован разрез I (снизу вверх):

Толщина потока, м

1. Лавовый поток темно-серых оливин-плагиоклазовых андезитов-базальтов, плотных, крепких, с черной шлаковой коркой в кровле (анализ 5) 10-12
2. Поток таких же андезитов-базальтов (анализ 6) 6-7
3. Поток плотных андезитов-базальтов серого цвета. Породы раздроблены взрывом, сохранив форму залегания (анализ 7). 4-5
4. Выше на склоне после 10м осыпи слой белых пемз, сложенных отдельными угловатыми обломками лапиллиевой; размерности, редко до 10-15 см, Характерны крупные вкрапленники пироксенов, Слой прослеживается в направлении главного конуса, (анализ 8) 3-4
5. Сразу на пемзах лежит пачка чередующихся шлаковых бомб и лапюШей черного цвета базальтового состава (анализ 9). 6-7
6. Слой андезитовых палево-серых шлаковых бомб гетеротакситовой текстуры, образованной за счет миллиметровых примазок, прослойков белого цвета (анализ 10) 5-7
7. Слой черных рыхлых андезитовых шлаков (анализ 11). В верхней части шлаки окислены, кирпично-красного цвета 5-7

Принципиально сходный разрез, в котором отсутствуют ранние потоки андезитов-базальтов, исследован в основании южного склона вулкана, в истоках ручья, впадающего в бухту Оладочную. В северо-западном борту южного окончания кальдерного вала обнажаются лавовые потоки бурого цвета. Лавы хлоритизированы, с многочисленными прожилками опала и халцедона. Залегание нарушенное. Характерный зеленокаменный облик позволяет предположить, что их возраст миоценовый. Сразу на лавках - пачка глыбовых брекчий взрывного происхождения, обломки представлены разнообразными породами, слагающими, вероятно, фундамент вулкана. Преобладают обломки зеленокаменно измененных вулканитов, с вкрапленностью и прожилками пирита. Пачка брекчий трассируется в основании противоположного (правого) борта долины ручья (разрез II) (снизу вверх):

Толщина потока, м

1. Слой светло-серых кусковатых пемз - кислых андезитов (анализ 13) 3
2. Слой черных шлаковых бомб и лапиллей; андезитов-базальты (анализ 14) 0,5
3. Светло-серые пемзовые лапилли - кислые андезиты (анализ 15) 0,3
4. Черные шлаковые лапилли - андезитов-базальты (анализ 16) 0,8
5. Прослой светло-серых пемзовых лашшлей 0,2
6. Слой черных шлаковых лапиллей андезитов-базальтового состава (анализ 17). . 0,7
7. Прослой палево-серых орешковых пемз - кислых андезитов..... 0,2
8. Слой шлаковых бомб и-лапиллей базальтового состава (анализ 19). 2,0
9. Слой хорошо сортированных шлаковых лапиллей диаметром 1 см черного цвета базальтового состава (анализ 20) 2,0
10. Слой темно-серых шлаковых бомб и лапиллей андезитов-базальтового состава. Отдельные бомбы с окисленной буро-красной поверхностью (анализы 21, 22) . 1,4
11. Слой коричнево-желтых пемзовых лапиллей андезитового состава (анализ 23). 0,3
12. Серые шлаковые лапилли; андезитов-базальты (анализ 24) 0,3
13. Слой-поток брекчированных андезитовых шлаков. Обломки неправильной формы размером от 5-7 до 10-15 см. Шлаки гетеротакситовые, на черном фоне резко выделяются плейчатые миллиметровые прослойки белого цвета (анализ 25) . . 2,5
14. Слой желто-серых пемзовых лапиллей андезитового состава. В верхней части до 3-5% светло-серых плотных обломков того же состава (анализ 26). 2-3
15. Слой черных шлаковых бомб, 2,5-3
16. Слой-поток черных шлаков андезитового состава с характерной металлической побежалостью (анализ 27) 1-1,2
17. Слой рыхлых серых пемз андезитового состава. Содержит значительное количество обломков игнимбритоподобных пород (анализ 28) 1,2
18. Слой-поток черных шлаков андезитов-дацитового состава (анализ 29). 1,0
19. Поток серых плагиоандезитов массивных, плотных (анализ 30). Поток представляет собой узкий (первые десятки метров) лавовый язык, берущий начало из вершинной воронки центрального конуса 2,0

Таблица 2

Химический состав (в мас. %) пород вулкана Ильинского

Компонент	1	2	3	4	5
	C-917	C-820	C-820/1	C-820/2	C-821/1
SiO ₂	53,59	53,76	54,05	55,63	54,76
TiO ₂	0,77	0,70	0,81	0,79	0,77
Al ₂ O ₃	18,37	18,97	17,85	16,71	17,15
Fe ₂ O ₃	4,52	1,28	6,52	2,29	2,77
FeO	5,17	6,32	2,73	6,61	5,75
MnO	0,16	0,14	0,16	0,16	0,14
MgO	2,98	2,52	5,00	4,59	5,41
CaO	10,68	9,45	9,72	8,81	9,30
Na ₂ O	2,50	5,07	2,10	2,82	2,51
K ₂ O	0,66	0,52	0,59	0,66	0,62
P ₂ O ₅	0,16	0,10	0,13	0,14	0,16
П.п.п.	0,40	1,00	0,27	0,66	0,57
Сумма	99,95	99,94	99,97	99,93	99,94

6	7	8	9	10	11	12	
C-821/2	C-821/8	C-821/3	C-821/4	C-821/5	C-821/6	C-821	
SiO ₂	54,48	55,79	63,87	52,14	58,42	59,52	62,82
TiO ₂	0,73	0,74	0,54	0,81	0,74	0,78	0,58
Al ₂ O ₃	18,67	18,08	15,22	18,52	17,84	16,72	17,19
Fe ₂ O ₃	3,24	1,58	0,70	3,27	2,42	2,94	2,99
FeO	5,60	7,01	6,03	6,89	4,88	4,60	2,44
MnO	0,16	0,15	0,12	0,16	0,13	0,14	0,12
MgO	2,99	2,44	1,16	2,86	2,75	2,05	2,46
CaO	10,26	9,26	4,53	10,62	8,03	7,90	6,27
Na ₂ O	2,33	3,06	4,18	2,76	3,14	3,14	3,45
K ₂ O	0,84	0,72	1,36	0,40	0,85	0,93	1,20
P ₂ O ₅	0,15	0,15	0,15	0,10	0,15	0,10	0,17
П.п.п.	0,46	0,92	2,06	1,07	0,49	0,46	0,24
Сумма	99,94	99,93	99,94	99,93	99,95	99,95	99,98

Компонент	13	14	15	16	17
	C-904/0	C-904/1	C-904/2	C-904/3	C-904/3A
SiO ₂	60,60	53,96	60,14	54,43	59,91
TiO ₂	0,81	0,79	0,79	0,84	0,94
Al ₂ O ₃	16,51	17,13	15,89	18,37	20,48
Fe ₂ O ₃	3,58	5,37	3,56	4,75	0,02
FeO	4,17	5,37	5,17	5,03	6,03
MnO	0,16	0,17	0,15	0,16	0,18
MgO	1,73	2,95	1,83	2,75	3,11
CaO	6,41	10,10	6,74	9,94	11,22
Na ₂ O	3,73	2,68	3,60	2,20	2,37
K ₂ O	1,18	0,75	1,17	0,66	0,54
P ₂ O ₅	0,20	0,13	0,16	0,12	0,13
П.п.п.	0,82	0,06	0,51	0,20	0,30
Сумма	99,96	99,94	99,95	99,94	99,93

18	19	20	21	22	23	
C-904/3B	C-904/3B	C-904/4	C-904/5	C-904/6A	C-904/6Г	
SiO ₂	53,76	60,87	52,58	52,50	53,32	52,14
TiO ₂	0,77	0,81	0,93	0,94	0,82	0,91
Al ₂ O ₃	17,66	16,64	17,63	17,90	19,26	18,79
Fe ₂ O ₃	4,12	3,67	5,54	3,69	6,01	5,79
FeO	5,89	4,74	5,46	7,04	4,17	4,89
MnO	0,16	0,15	0,18	0,18	0,17	0,17
MgO	2,81	1,84	3,02	3,16	3,27	3,03
CaO	10,34	6,89	10,84	11,25	11,47	10,45
Na ₂ O	2,21	2,88	2,21	2,12	2,08	2,57
K ₂ O	0,51	1,13	0,49	0,37	0,47	0,64
P ₂ O ₅	0,10	0,17	0,12	0,11	0,09	0,12
П.п.п.	1,29	0,07	0,95	0,62	0,00	0,50
Сумма	99,95	99,95	99,95	99,93	99,96	99,94

В юго-западном секторе привершинной части конуса разрез надстраивается :

Толщина потока, м

- 20.Слой светло-серых пемз андезито-дацитового состава (анализ 31). Пемзы содержат до 1% угловатых обломков обсидиановидных пород, часто с полосчатой текстурой. Состав обломков андезитовый (анализ 32) 5-7
- 21.Выше по разрезу - слой ярко окрашенных кирпично-красных шлаков андезито-дацитового состава (анализ 34). Мощная насыпь этих шлаков обрамляет с юга кратер вулкана, слагая вершину с отметкой 1577,3 м (анализ 35)

Таблица 2 (окончание).

Компонент	24	25	26	27	28
	C-904/7	C-904/8	C-904/10	C-904/12B	C-903
SiO ₂	57,40	56,28	58,50	59,00	60,10
TiO ₂	0,71	0,72	0,73	0,71	0,75
Al ₂ O ₃	17,91	17,98	17,80	17,21	17,00
Fe ₂ O ₃	3,10	3,52	2,85	0,02	2,49
FeO	5,03	4,74	4,74	7,88	4,88
MnO	0,14	0,14	0,13	0,14	0,13
MgO	2,43	2,61	2,26	2,04	1,89
CaO	8,53	9,03	8,30	7,39	7,13
Na ₂ O	2,96	2,96	3,00	3,00	3,75
K ₂ O	1,01	1,09	0,92	1,10	1,00
P ₂ O ₅	0,15	0,15	0,15	0,15	0,16
П.п.п.	0,55	0,62	0,47	1,44	0,60
Сумма	99,95	99,95	99,95	99,92	99,95

29	30	31	32	33	34	
C-903/Б	C-903/5	C-902/А	C-906	C-906/1	C-906/3	
SiO ₂	59,00	62,93	59,96	62,09	59,58	63,71
TiO ₂	0,73	0,67	0,77	0,67	0,59	0,67
Al ₂ O ₃	17,12	16,47	17,18	16,70	16,55	17,00
Fe ₂ O ₃	2,49	2,04	2,12	1,72	2,36	3,13
FeO	4,74	3,45	5,46	4,02	4,02	2,58
MnO	0,13	0,11	0,13	0,11	0,12	0,11
MgO	1,98	1,45	1,92	1,51	1,90	1,50
CaO	7,18	5,63	7,31	5,79	7,88	5,91
Na ₂ O	3,68	5,34	3,28	4,86	4,86	3,68
K ₂ O	1,09	1,17	0,95	1,22	0,92	1,15
P ₂ O ₅	0,15	0,18	0,16	0,19	0,10	0,18
П.п.п.	0,75	0,44	0,65	0,96	0,96	0,28
Сумма	99,95	99,97	99,95	99,95	99,95	99,97

Компонент	35	36	37	38	39
	C-913	C-912	C-907	C-914	C-818
SiO ₂	63,40	62,31	62,13	62,27	63,76
TiO ₂	0,68	0,69	0,65	0,65	0,66
Al ₂ O ₃	16,46	17,00	17,04	17,25	16,69
Fe ₂ O ₃	2,97	1,99	2,37	4,33	1,78
FeO	3,02	3,88	3,74	1,29	3,59
MnO	0,11	0,11	0,12	0,12	0,12
MgO	1,39	1,59	1,58	1,75	1,75
CaO	5,42	6,12	6,09	6,50	5,84
Na ₂ O	4,27	4,39	3,97	3,64	3,89
K ₂ O	1,17	1,13	1,09	1,35	1,35
P ₂ O ₅	0,19	0,18	0,17	0,18	0,17
П.п.п.	0,84	0,55	0,87	0,58	0,36
Сумма	99,97	99,96	99,96	99,99	99,96

40	41	42	43	44	45	46	
C-818	[69]	C-921A	C-817	СИ-10А	СИ-10Б	СИ-10В	
SiO ₂	63,65	65,28	48,93	42,74	41,38	46,18	47,30
TiO ₂	0,63	0,70	0,41	0,04	0,03	0,02	0,49
Al ₂ O ₃	16,65	15,97	22,59	27,41	27,68	21,67	21,50
Fe ₂ O ₃	1,77	1,32	2,34	0,79	1,83	4,66	3,91
FeO	3,59	3,74	6,32	4,10	4,00	8,19	6,18
MnO	0,12	0,13	0,12	0,06	0,07	0,15	0,15
MgO	1,54	1,64	4,07	7,89	5,15	4,35	4,25
CaO	6,40	5,25	13,79	15,55	19,05	13,54	14,05
Na ₂ O	3,74	4,19	1,00	0,94	0,57	0,50	1,23
K ₂ O	1,28	1,34	0,10	0,02	0,06	0,05	0,35
P ₂ O ₅	0,16	-	0,05	0,02	0,02	0,02	0,06
П.п.п.	0,36	-	0,13	0,41	0,10	0,42	0,07
Сумма	99,96	99,56	99,94	99,96	99,96	99,92	99,94

Примечание. Привязка анализов 1-46 дана в тексте при описании разрезов I и II.

Из вершинного кратера излились мощные потоки андезито-дацитов, бронирующие северное подножие вулкана и имеющие в плане форму лепестков. Опробован "Восточный лепесток" (анализы 39, 40). Лавы, образовавшие эти потоки, настолько текучи (?), что на крутых склонах вулканического конуса не оставили следов,

покрыв мощным чехлом его подножие. Чуть ниже вершины вулкана, прямо над "Восточным лепестком" сохранился небольшой поток агломератовых серовато-коричневых лав близкого состава (анализ 38). Непосредственно примыкая к вершинному кратеру с юго-западной стороны, расположен еще один кратер, из которого произошли последние излияния центрального конуса. Из кратера в юго-западном направлении вытекает поток серых плагиопор-фировых андезитов-дацитов (анализ 36). Ширина его — первые сотни метров, длина 5—6 км. "Источником" потока является экструзия такого же состава (анализ 37), расположенная в нижнем кратере.

Финальным актом вулканической деятельности вулкана Ильинского стал мощный взрыв, разрушивший его восточный сектор. Продуктом этого извержения явились алливалитовые нодулы — округлые оливин-плагиоклазовые сегрегации размером до 20—32 см в диаметре. Они вместе с обломками фундамента рассыпаны по склонам вулкана, особенно в его северо-восточном секторе. В большом количестве нодулы находятся даже на расстоянии 4—5 км к северо-востоку от воронки взрыва, на поверхности пемзовых полей верхнего течения р. Ильинской, указывая тем самым направление взрыва: по направлению к воронке количество и размеры оливин-плагиоклазовых сегрегации увеличиваются. В верхних частях обеих стенок воронки взрыва они образуют массовые скопления — слои толщиной до 2—3 м. Здесь часто встречаются глыбы гигантокристаллических агрегатов плагиоклаза, оливина и пироксена до 40—50 см в поперечнике. С финальным взрывом связано также образование слоя (2—3 м) дацитовых белых пемз, перекрывающих северо-восточные склоны постройки (анализ 41 [69]).

Описанная последовательность отложения вулканитов отражает эволюцию магмы в очаге вулкана Ильинского. Деятельность вулкана отличалась высокой эксплозивностью, лишь начальные и заключительные извержения продуцировали лавы. Основной объем конуса сложен высокопористыми шлаками и пемзами, что указывает на большую роль флюидного компонента в эволюции расплава. В целом вулканиты вулкана Ильинского образуют хорошо дифференцированную гомодромную серию, протяженную по кремнекислотности от 53 до 65% SiO₂ (рис. 10) (см. табл. 2). Подобные серии характерны для вулканов К-типа, они хорошо изучены, и формирование их связывают с процессами кристаллизационной дифференциации [232]. Гомодромный характер эволюции нарушается чередованием контрастных по составу шлаков и пемз (слои 4 и 5 разреза I и слои 1 — 10 разреза II). Разница в составе по кремнекислотности достигает 12% в первом случае и 7-8% во втором.

Шлаки контрастного интервала оказываются более основными, чем андезито-базальтовые лавы первых излияний вулкана: отвечающие им фигуративные точки на рис. 10 попадают в начало тренда дифференциации. Объяснить генезис контрастных шлаков и пемз с позиции кристаллизационной дифференциации трудно. Единственным процессом, приводящим к образованию такой серии, могла быть собственно магматическая дифференциация (ликвация). На рис. 10 хорошо виден разрыв в интервале 56—58% по SiO₂, нарушающий непрерывность серии. Обычно в составе продуктов подобных вулканов породы такой кремнекислотности наиболее распространены. Но составы, средние между контрастными шлаками и пемзами, заполняют этот разрыв в тренде, восстанавливая его непрерывность. Средние составы рассчитаны из пропорции 2:1 (реально наблюдаемые соотношения суммарных мощностей шлаков и пемз) и отвечают андезито-базальтам (табл. 3). Примечательно также, что все составы, расположенные в нижней части тренда, попадают на классификационной диаграмме Гилла в поле низкокальциевых пород, более кислые, чем расчетные в поле среднекальциевых пород.

Подобный же разрыв тренда дифференциации, замаскированный точками нижележащих пемз ликвационного генезиса, наблюдается в интервале 60-62% SiO₂, что выражено чередованием андезитовых и андезито-дацитовых шлаков и пемз в верхней части разреза конуса (анализы 28-34).

На диаграмме *АРМ* (рис. 11) практически все составы - ликванты (и основные и кислые), слагающие контрастный интервал, попадают в

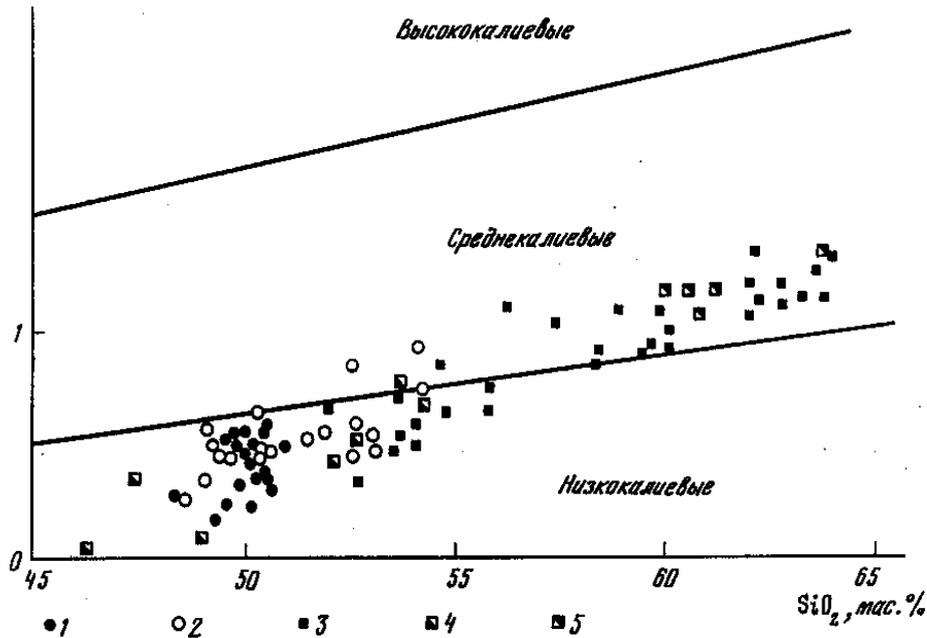


Рис. 10. Диаграмма K_2O-SiO_2 для пород вулканов Ильинского и Камбального

Условные обозначения к рис. 10, 11

1-3 - вулканы: 1 - Камбальный Северный, 2 - Камбальный Южный, 3 - Ильинский; 4, 5 - породы-ликванты вулкана Ильинского: 4 - основные, 5 - кислые. Классификационные линии по Гиллу [269]

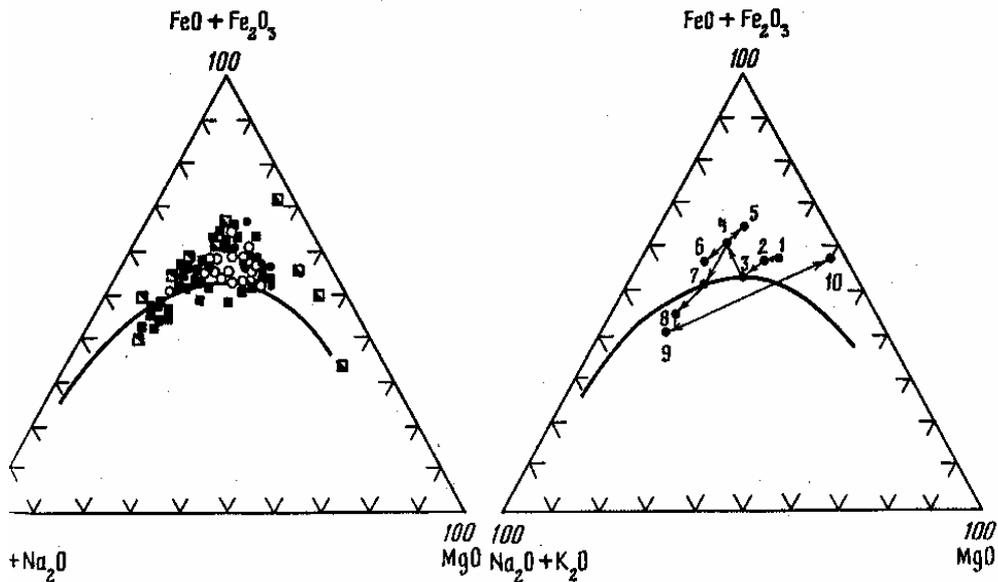


Рис. 11. Диаграмма AFM для пород вулканов Ильинского и Камбального

Условные обозначения см. на рис. 10. Классификационная линия по Ирвину и Баррагару [275]

Рис. 12. Эволюция серии вулкана Ильинского в координатах AFM

Номера точек соответствуют номерам анализов средних составов пород табл. 3

Средние составы (в мас. %) пород вулканов Ильинского и Камбального

Компонент	Ильинского				Камбального					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	50,02	50,72	54,58	55,67	53,24	60,54	58,86	63,15	65,28	45,30
TiO ₂	0,87	0,89	0,75	0,85	0,85	0,86	0,72	0,66	0,70	0,20
Al ₂ O ₃	19,39	19,10	17,96	17,51	18,09	16,34	17,33	16,20	15,97	24,17
Fe ₂ O ₃	4,80	3,88	3,16	4,55	5,02	3,00	2,43	2,47	1,32	2,71
FeO	5,63	6,17	5,59	5,16	5,40	4,69	5,09	3,17	3,74	5,76
MnO	0,18	0,20	0,15	0,16	0,17	0,15	0,13	0,11	0,13	0,11
MgO	5,14	4,43	3,70	2,59	2,99	1,80	2,23	1,62	1,64	5,14
CaO	10,77	9,81	9,64	9,31	10,62	6,68	7,86	5,96	5,25	15,20
Na ₂ O	2,50	3,10	2,91	2,68	2,32	3,40	3,37	4,04	4,19	0,85
K ₂ O	0,41	0,51	0,65	0,75	0,55	1,14	0,98	1,21	1,34	0,12
P ₂ O ₅	0,17	0,14	0,14	0,11	0,11	0,18	0,14	0,17	—	0,03
П.п.п.	0,61	0,69	0,61	0,50	0,51	0,47	0,69	0,51	—	0,23
Сумма	100,2	99,93	99,94	99,84	99,94	99,85	99,94	100,33	99,56	99,82
n	19	15	7	10	7	3	10	10	1	5

Примечание. 1,2 — средний химический состав базальтов вулкана Камбального: 1 - вулкан Камбальный Северный, 2 — вулкан Камбальный Южный; 3—10— средние составы пород вулкана Ильинского: 3 — андезито-базальт, 4 — расчетный состав магмы, расслоившейся на базальтовую (5) и андезитовую (6) часть, 7 - андезит, 8 — андезито-дацит, 9 — дацит, 10 — базальт.

поле толеитов. Здесь также отчетливо проявлен прерывисто-непрерывный характер серии. Подавляющая часть фигуративных точек группируется в три обособленных поля, отвечающие базальтам, андезитам и андезито-дацитам. Подтверждается закономерность строения серии, выявленная на диаграмме K₂O — SiO₂.

Общий характер эволюции вулкаников вулкана Ильинского отражен на рис. 12. На ту же диаграмму *АРМ* вынесены средние составы развитых на вулкане пород, скомпонованные по группам согласно занимаемому в реальном разрезе положению (см. табл. 3). В качестве исходного или близкого к нему состава использованы базальты вулкана Камбального Северного (точка 1). Не останавливаясь на подробном обосновании этого тезиса, отметим, что на диаграмме K₂O — SiO₂ (см. рис. 10) породы вулкана Камбального точно ложатся в основание серии вулкана Ильинского, перекрываясь в области андезито-базальтовых составов. Итак, предполагается, что исходные магмы, заполнившие очаг вулкана Ильинского за счет кристаллизационной дифференциации, были продвинуты в точках 2 и 3, т.е. до андезито-базальтов, наиболее кислые разности которых содержали 55—56% SiO₂. Этот отрезок тренда имеет известково-щелочную тенденцию, которая в точке 3 резко прерывается, сменяясь толеитовой. Последняя приводит в точку 4, отвечающую среднему составу контрастных; шлаков (точка 5) и пемз (точка 6). При этом состав анализа 4, рассчитанный нами исходя из реально наблюдаемых мощностей контрастных пород, попадает в створ между точками 4 и 5.

Резкая смена тенденции развития серии может быть объяснена мощным подтоком восстановленных мантийных флюидов в периферический очаг. С этого момента низкоэксплозивные (E = 10-12%) излияния лав сменяются чистыми эксплозиями (E ~ 100%). Последующее окисление флюидов в малоглубинном очаге позволяет вернуться тренду дифференциации на известково-щелочной путь, который приводит к точке 7 (слои андезитовых шлаков, непосредственно перекрывающие контрастный интервал разреза) и далее к андезито-дацитовым составам заключительных фаз извержения (точка 8). Процесс сопровождается также снижением флюидного давления и изменением характера извержений. Последние порции магмы изливаются из очага в виде лавовых потоков. Здесь следует оговориться, что часть андезито-дацитовых шлаков и пемз возникла в результате

жидкостного расщепления андезитовых расплавов, например пемзы слоя 4 разреза II (см. анализ 8 табл. 2).

Последние порции андезито-дацитовый магмы (экструзии - анализы 12 и 37), утратив текучесть, закупорили выводящие каналы вулканического аппарата, что привело к накоплению газов в очаге. Возросшее давление флюидов вызвало расщепление остаточных порций андезито-дацитовый магмы, состав которой близок к составу экструзий (анализы 8, 37), на

Таблица 4

Химический состав (в мас.%) пород вулкана Камбального					
Компонент	1	2	3	4	5
	C-704/1	C-704/1A	C-704/2	C-704/10	C-704/4
SiO ₂	51,56	51,88	49,20	52,61	52,71
TiO ₂	0,86	0,98	1,07	0,77	1,04
Al ₂ O ₃	20,38	19,56	19,30	20,50	19,21
Fe ₂ O ₃	2,88	4,39	5,10	3,27	3,33
FeO	6,04	5,46	6,75	4,88	6,75
MnO	0,19	0,21	0,22	0,18	0,20
MgO	3,35	3,52	4,69	3,45	3,14
CaO	10,71	10,01	9,93	9,62	8,98
Na ₂ O	2,64	2,71	2,50	3,30	2,92
K ₂ O	0,53	0,60	0,38	0,43	0,83
P ₂ O ₅	0,17	0,06	0,09	0,23	0,14
П.п.п.	0,60	0,55	0,67	0,69	0,67
Сумма	99,94	99,92	99,93	99,95	99,93

6	7	8	9	10	11
C-704/5	C-704/6	C-704/7	C-704/8	C-704/9	C-704/11
50,09	49,16	53,13	52,73	53,13	49,45
0,94	0,90	0,87	0,86	0,89	0,85
19,70	19,66	20,56	19,00	19,70	18,56
3,80	4,67	2,47	3,16	2,66	2,24
6,61	5,89	5,75	6,32	6,03	8,19
0,20	0,21	0,19	0,20	0,20	0,23
4,78	5,22	2,99	4,04	2,89	5,73
9,96	10,66	9,49	8,59	9,10	10,11
2,69	2,28	3,22	3,57	3,94	3,16
0,40	0,57	0,47	0,59	0,53	0,45
0,09	0,17	0,19	0,22	0,23	0,11
0,66	0,59	0,57	0,68	0,60	0,82
99,93	99,94	99,94	99,94	99,94	99,92

Компонент	12	13	14	15	16
	C-704/13	C-704/14	C-704/12	C-704/15	C-704/16
SiO ₂	49,70	54,28	50,36	50,16	50,56
TiO ₂	0,85	0,82	0,96	0,92	0,90
Al ₂ O ₃	18,74	18,99	19,12	18,35	19,09
Fe ₂ O ₃	2,49	3,60	4,57	2,38	8,71
FeO	7,62	5,42	5,17	7,62	2,59
MnO	0,23	0,18	0,20	0,23	0,23
MgO	6,19	3,90	5,25	5,24	4,42
CaO	9,99	8,27	9,69	10,37	9,67
Na ₂ O	2,78	3,12	2,78	3,30	2,90
K ₂ O	0,45	0,73	0,42	0,47	0,47
P ₂ O ₅	0,09	0,22	0,18	0,10	0,15
П.п.п.	0,76	0,50	1,22	0,76	0,26
Сумма	99,92	100,03	99,95	99,92	99,97

17	18	19	20	21	22
C-801	C-803	C-802	C-700/1	C-700/1A	C-700/2A
54,20	50,27	50,42	49,66	50,26	50,77
1,15	0,75	0,82	0,84	0,87	0,86
15,98	19,72	18,66	19,71	19,22	19,99
5,32	4,64	2,69	7,56	7,30	4,81
6,03	5,17	7,61	2,87	3,16	4,88
0,23	0,16	0,19	0,18	0,17	0,18
3,64	2,34	5,22	5,15	5,06	4,79
7,94	8,75	10,13	10,64	10,54	10,31
3,57	6,40	2,68	2,66	2,66	2,38
0,92	0,68	0,49	0,22	0,22	0,31
0,25	0,16	0,14	0,16	0,16	0,16
0,60	0,82	0,76	0,29	0,32	0,49
99,94	99,95	99,92	99,97	99,97	99,95

дацитовую магму (точка 9) и капли алливалитового состава (точка 10). Какое-то время в очаге находилась кислая магма с уже затвердевшими ал-ливалитовыми нодулями. Продолжающееся накопление газов в очаге привело к взрыву постройки и образованию кальдеры проседания с сохранившимся центральным конусом. Финальный взрыв выбросил дацитовую ликвационную магму, превратившуюся в результате быстрого охлаждения в пемзу. Комплементарные им алливалиты выбрасывались в твердом состоянии вместе с обломками фундамента.

Реконструированный выше характер эволюции серии вулкана Ильинского отражен на диаграмме Харкера $Al_2O_3 - SiO_2$ (рис. 13). Основной тренд серии построен по тем же средним составам, что и на рис. 12. Для пород ликвационного генезиса нанесены реальные составы. Точки пересечения коннод, соединяющих контрастные составы и линии основного тренда, указывают на состав магм, испытавших ликвационное расщепление. Составы эти попадают в интервал 55,9-56,3% по SiO₂ и 17,5—17,7% по Al₂O₃, что совпадает с расчетными данными, полученными из соотношения мощностей контрастных пород (табл. 4; см. табл. 3).

Интересное положение занимает на этом графике и точка 8, отвечающая среднему андезито-дациту вулкана Ильинского. Линия, продолжающая тренд серии, заданный точками 7 и 8, проходит мимо створа расщепления

Таблица 4 (окончание)

Компонент	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
	C-700/3	C-700/4	C-700/5	C-700/6	C-700/7	C-700/8	C-700	C-700/A	C-702/1	C-702/1A	C-702/1B
SiO ₂	50,51	50,47	50,32	49,99	50,62	50,95	49,80	49,40	49,30	50,61	48,47
TiO ₂	0,91	0,88	0,86	0,89	0,86	0,84	0,84	0,91	0,70	0,83	0,71
Al ₂ O ₃	19,68	19,74	18,20	18,78	18,88	18,82	18,62	18,57	20,94	18,65	18,96
Fe ₂ O ₃	5,37	4,04	4,36	3,23	4,47	5,29	2,78	4,68	6,41	4,88	4,36
FeO	4,60	5,60	5,60	7,04	6,03	4,47	7,33	0,32	2,87	5,03	5,60
MnO	0,18	0,18	0,17	0,18	0,18	0,17	0,17	0,18	0,19	0,23	0,22
MgO	4,40	4,50	6,35	5,79	5,35	5,35	5,94	6,14	4,34	5,21	5,88
CaO	10,52	10,77	10,69	10,01	9,72	9,93	10,87	9,88	11,45	10,86	12,37
Na ₂ O	2,75	2,66	2,23	2,58	2,58	2,70	2,36	2,58	2,24	2,12	1,91
K ₂ O	0,35	0,37	0,44	0,56	0,52	0,49	0,32	0,52	0,19	0,57	0,28
P ₂ O ₅	0,18	0,15	0,15	0,15	0,10	0,16	0,13	0,15	0,12	0,15	0,13
П.п.п.	0,46	0,56	0,56	0,70	0,60	0,47	0,73	0,63	1,21	0,78	1,02
Сумма	99,95	99,94	99,94	99,93	99,94	99,95	99,93	99,94	99,97	99,95	99,94

алливалит-дацит, что противоречит ранее высказанным соображениям. Реальный же состав (анализ 37) андезито-дацитовый дайки, который ближе всего должен отвечать оставшимся в очаге порциям магмы, точно ложится на эту линию расщепления, определяя весовые соотношения продуктов финального взрыва - дацитовых пемз и алливалитов как 6:1. Точка 8 занимает промежуточное положение между андезито-дацитами вершинной экструзии (анализ 37) и андезито-дацитами ликвационного генезиса (анализ 8). Вероятно, в группу андезито-дацитов, по которым рассчитан средний их состав для вулкана, объединены породы различного генезиса, так как их разделение в разрезе представляет определенную трудность.

Таким образом, эволюция состава вулканитов вулкана Ильинского близка к эволюции эталонной серии вулкана Заварицкого, рассмотренной выше. Особого разговора заслуживает проблема происхождения алли-валитовых нодулей, решению которой посвящены многие публикации [232]. В настоящей работе нет места для подобного рассмотрения этого вопроса. Отметим только, что высказанная ранее гипотеза об их ликвационном генезисе, разработанная на материале вулкана Заварицкого [217], подтвердилась в основных своих положениях: алливалиты появляются на заключительном этапе развития вулкана вместе с пемзами дацитового состава в результате финального кальдерообразующего взрыва, завершая формирование вулканической серии. Расщепившийся состав отвечает андезито-дацитам, максимально кислым продуктам кристаллизационной дифференциации. В отличие от вулкана Заварицкого (видимо, вследствие незавершенности процесса кальдерообразования) находим отвечающие андезито-дацитовой магме породы. Это вершинные экструзии центрального конуса. Укрепляет представление о ликвационном генезисе алливалитов и широкое развитие сходных процессов на ранних стадиях развития вулкана Ильинского. Расщепление высокоглиноземистой магмы и на уровне андезито-базальтов с образованием контрастных шлаков и пемз, и на уровне андезито-дацитов с образованием дацитовых пемз и алливалитов принципиально сходно. Основные разности обогащаются алюминием, кальцием и магнием, кислые — кремнеземом и щелочами.

Для вулкана Ильинского типична значительная протяженность магма

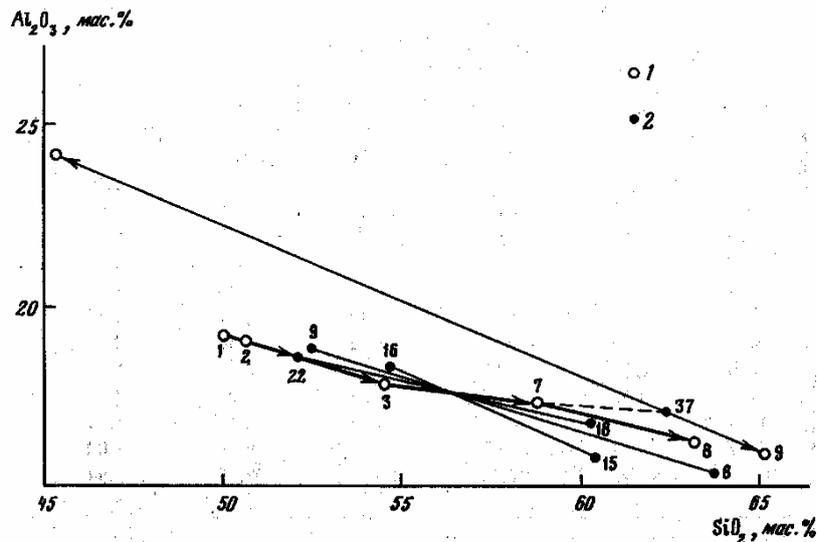


Рис. 13. Диаграмма Al_2O_3 — SiO_2 для пород вулкана Ильинского
1 — средние составы пород табл. 3; 2 — номера реальных составов пород табл. 2
тической серии, указывающая на высокую степень дифференциации исходной магмы, которую последняя испытала в периферическом очаге. Это типично для вулканов группы К. Поскольку вулкан Камбальный отнесен к данной группе, мы вправе ожидать сходную картину эволюции периферического магматического очага и здесь.

7.2.5 Вулкан Камбальный.

Вулкан Камбальный смыкает ряд восточных вулканов Камчатки с Курильской дугой. Расположен на южном окончании одноименного хребта, в 30 км (расстояние между вершинами) к юго-западу от вулкана Ильинского. В морфологическом отношении постройка вулкана Камбального делится на две различные части (рис. 14).

Вулкан Камбальный Южный представляет собой главный шлакола-вовый конус высотой 2161,4 м. Северный сектор конуса разрушен последующими извержениями. Вершинный кратер вытянут в северо-северо-восточном направлении на 800 м при ширине 400 м. По данным монографии [69], в южной части к нему примыкает взрывная воронка. В основании западных склонов расположена группа шлаковых конусов диаметром в первые сотни метров. В одном из них берет начало узкий (300—400 м) и длинный (8 км) лавовый поток с проваленной кровлей.

К вулкану Камбальному Северному мы отнесли срединную часть Камбального хребта на участке от вершины главного конуса до верховьев руч. Кратерного. Территория эта имеет сложный альпийский рельеф, определяющийся группой из шести кратеро-полуцирков, которые, как и главный конус, имеют асимметричное строение. Воронки расположены на меридиональном разломе (или вблизи от него), проходящем и через вершинный кратер главного конуса. Аппаратом такого типа является вулкан 1530, ранее отнесенный к плиоценовым постройкам [69]. Более молодой возраст доказывается тем, что шлаки и лавы перекрывают кислые экструзии, широко развитые в пределах этой части Камбального хребта. Экструзии датируются, в том числе и авторами работы [69], средним плейстоценом. Следовательно, возраст описываемых образований не может быть древнее позднего плейстоцена. Трудно также представить, что некрепкие породы (шлаки, бомбовые и лапиллиевые слои), которые играют определяющую роль в строении описываемых центров, могли сохраниться сколь-нибудь продолжительное время в условиях высокогорья и активной эрозионной деятельности ледников, снежников и многочисленных ручьев.

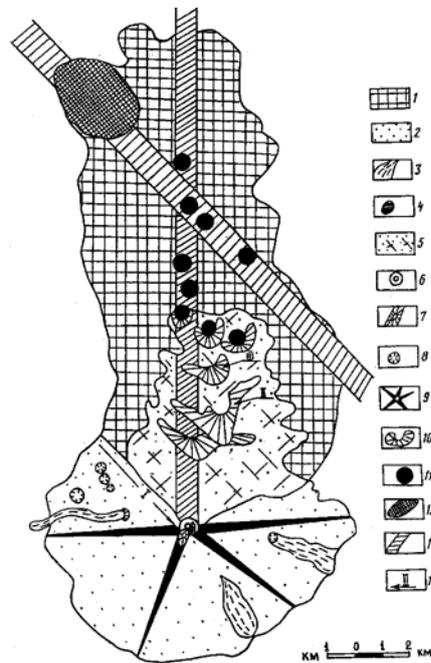


Рис. 14. Схема строения вулкана Камбального и его положение в структуре Камбального хребта

1 - породы, слагающие Камбальный хребет; 2 - лавопирокластические отложения вулкана Камбального Южного; 3 — потоки базальтов; 4 — экструзии андезито-базальтов; 5 — шлако-лавадайковый комплекс вулкана Камбального Северного; 6 - вершинный кратер; 7 — воронка взрыва; 8 — шлаковые паразитические конусы; 9 - конус вулкана Камбального Южного; 10 — полуцирки — центры извержений вулкана Камбального Северного; 11 - термальные поля; 12 - Паужетское геотермальное месторождение; 13 — зоны разломов; 14 — разрезы и их номера

Строение разрезов построек и состав вулканитов, как показано ниже, идентичны строению разреза и составам пород главного конуса. Несомненно, что на вулкане Камбальном имеет место переход извержения центрального типа в извержение трещинное. Трещина-разлом раскрывалась с юга на север. Это отразилось в последовательном уменьшении с юга на север высоты конусов и диаметра построек - от 4-5 км в южных полуцирках до 1—1,5 км в северных. В последних центрах расположены три группы современной активно действующей гидротермальной системы -Южно-Камбальные паровые струи. Выделение описанной группы вулканических аппаратов под единым названием вулкан Камбальный Северный оправданно. С одной стороны, это — синхронное с главным конусом извержение одинаковых по составу продуктов. С другой - наличие отличие в типе извержения и морфологии постройки. В пределах вулкана Камбального Северного широко развиты малоглубинные субвулканические тела. Стратифицированные лавопирокластические толщи пронизаны взаимопересекающимися дайками, силлами, штоками, которые часто выходят на поверхность, сливаясь с лавовыми потоками. Состав субвулканических пород идентичен составу эффузивов.

Вулкан Южный Камбальный имеет следующее строение (разрез I):

Толщина потока, м

1. Горизонт лапиллей и бомб. Характерна общая палево-желтая окраска. Бомбы и лапилли сложены пористым черным плагиопорфировым базальтом (анализы 1, 3, 4). Некоторые бомбы представлены очень плотным и крепким черным плагиобазальтом (анализ 2). Горизонт 1 обнажается в промоинах на склонах от основания вулкана до подножия вершинного конуса. Это продукты наиболее ранней фазы извержения вулкана Камбального Южного, слагающие основной объем его конуса 10—15

2. Поток серых плагиобазальтов(анализ 5). 3-4
 3. Дайка мегаплагиопорфировых базальтов с кристаллами размером более 1 см (анализ 6) 2-3
 4. Поток плагиопорфировых андезито-базальтов (анализ 7) 2
 5. Поток массивных светло-серых андезито-базальтов с характерной трапецевидной отдельностью. Вкрапленники представлены плагиоклазом и пироксеном (анализы 8. 9) 2-3 (с раздувами до 5)
- Здесь и далее приведены номера анализов из табл. 4. 42
- Толщина потока, м
6. Поток черных стекловатых андезито-базальтов с обильными округлыми вкрапленниками плагиоклаза (анализ 10) 2-3
 7. У подножия вершинного конуса склон несколько выполаживается. Здесь на поверхности разбросано большое количество лавовых крупных (до 0,6 м) бомб, сложенных сливными афировыми базальтами (анализ 11), а также тонкопористыми черными шлаками (анализ 12).
 8. В средней части вершинного конуса - поток темно-серых афировых базальтов (анализ 14).....! 3-4
 9. Вершинный конус сложен шлаковыми бомбами и лапиллями черного, коричневато-бурого цвета, плагиобазальтами (анализы 16, 17)

Основной кратер вулкана расположен ниже вершинного конуса у его северного подножия. Он разрушен с северной стороны, имеет форму полуцирка. Из него происходили извержения, сформировавшие главный конус (слои 1—7). В восточной его стенке вскрыта экструзия черных андезито-базальтов, микрокристаллических, плотных и прочных (анализ 13). Шлаки вершинного конуса выбрасывались из верхнего кратера. В основании западного склона главного конуса опробованы шлаковые паразитические конусы 947,9 м (анализ 17) и 739,0 м (анализ 18). Чуть выше этих конусов вытекает лавовый поток, сложенный плагиопорфировыми светлосерыми базальтами с редкой вкрапленностью мелких оливинов (анализ 19).

Состав и строение вулкана Камбальный Северный характеризуют разрезы II и III. Разрез II описан в восточной половине полуцирка 1530:

Толщина потока, м

1. Палево-желтая пачка изометричных лапиллей и уплощенных бомб. Бомбы - черные пористые базальты, с поверхности окисленные. В основании слоя количество бомб увеличивается до 15-20% 2,5-3
2. Слой литокристаллокластических туфов палево-желтого цвета. Хорошо различимы отдельные кристаллы плагиоклазов (7-8 мм) и зеленовато-бурых пироксенов (3-4 мм). 15-20% объема слоя составляют мелкие шлаковые лапилли, единичны шлаковые бомбы плагиоклаз-пироксеновых базальтов 1,5
3. Слой, состоящий из крупных (20-40 см) бомб. Ядра бомб размером 15-17 см иногда закатанные, твердые и вязкие. Матриком служит красный окисленный шлак. 1-1,5
4. Слой обвальнооползневых глыбовых брекчий. Размеры обломков от 10-15 см до 1-1,5 м. Состав пестрый. Толщина изменчива До 5
5. Лапилли и бомбы залегают послойно; преобладают мелкие. Отдельные бомбы достигают 30-40 см, уплощенные, с овальными краями. Химические составы бомб и лапиллей описанного интервала разреза очень близки (анализы 20-24)
- 8-10
6. Агломератовый поток буровато-серых базальтов, сложен угловатыми обломками размером 10-15 см. Отдельные фрагменты - линзы лав имеют мощность 0,3-0,5 м и протяженность 3-5 м (анализ 25) 1,2-1,5
7. Агломератовый поток серых пористых базальтов (анализ 26) 1,7
8. Агломератовый поток серых лав выполняет палеодолину шириной 20-30 м (анализ 27) 3-4 (в центре)
9. Лавовый поток плагиоклаз-пироксеновых базальтов бронирует северное окончание полуцирка 1530 (анализ 28). Поток залегают на дневной поверхности. На западном перегибе склона наблюдается переход потока в сил - подводный канал. Здесь хорошо видно, что слоистая вулканогенная толща пронизана взаимопересекающимися дайками (анализы 29, 30) 2-3

Говорить об общей мощности разреза не приходится, так как реальные толщины выделенных слоев, потоков очень изменчивы и подчинены палео-рельефу. Слоистая толща бомб и лапиллей бронирует поверхность Камбального хребта, облекая отрицательные и положительные формы рельефа.

Разрез III изучен на субширотном хребте, отходящем к западу от вулкана 1159,8 м — в 2 км к северо-западу от разреза I. Сама вершина сложена кислой экструзией среднеплейстоценового возраста. Бронируя ее склоны и упомянутый хребет, залегают следующие породы:

Толщина потока, м

1. Слой лапиллиево-бомбовых туфов. Лапилли и бомбы однородны, сложены темно-серыми и черными пористыми плагиопорфировыми базальтами (анализы 31-33 из бомб различного размера).
..... 10-12
2. Поток серых плагиопорфировых базальтов. Обильны вкрапленники плагиоклазов размером 1-3 мм, единично - до 10-15 мм (анализ 34) 1,5-2
3. Слой-линза обвальнo-осыпных и пролювиальных отложений линзовидного строения. Обломки пестрого состава, распространенность локальная До 5-7
4. Агломератовый поток с фрагментами лав. Сложены высокопористыми плагиопорфировыми базальтами. 1,6
5. Слой обвальнo-осыпных накоплений. Состав обломков пестрый, вулканомикто-вый, часты крупные глыбы До 20 (видимая)

В 3 км к северу в верхнем течении р. Кратерной изучена последняя воронка — центр вулкана Камбального Северного. Диаметр воронки менее 1 км. Описан южный борт, северный разрушен. Борт сложен теми же породами, что и разрезы 1-111, но здесь они сильно изменены гидротермальными процессами, так как центр попадает в группу Южно-Камбальных паровых струй.

Таким образом, характер отложений, слагающих обе части вулкана Камбального, идентичен. Прежде всего это касается самого нижнего члена всех разрезов - толщи лапиллиево-бомбовых туфов характерной палево-желтой окраски. Она слагает, вероятно, основной объем главного конуса, а также всех конусов-полуцирков вулкана Камбального Северного. Это продукты первой высокоэxpлозивной фазы извержения вулкана. Увеличение мощности нижней бомбово-лапиллиевой толщи возле центральных частей полуцирков указывает на самостоятельность этих центров. В то же время одинаковый характер и состав вулканитов говорят о синхронности извержений и питании их из одного очага.

Последующие фазы извержений вулкана Камбального различны по характеру продуктов. На вулкане Камбальном Южном они продолжают оставаться высокоэxpлозивными, формируя шлаколавовый стратовулкан, но появление лав указывает на снижение флюидного давления в очаге. На вулкане Камбальном Северном основной объем магмы не достигал поверхности, формируя комплекс даек, силлов, экструзий. Редки потоки небольшой протяженности. Такой характер извержений указывает на потерю летучих, что естественно в условиях трещинного извержения.

По химическому составу на уровне петрогенных элементов и микроэлементов (табл. 5) породы вулканов Камбального Южного и Камбального Северного идентичны. Они являются высокоглиноземистыми низкокальциевыми толеитовыми базальтами (см. рис. 10, 11). Андезито-базальты в незначительном количестве присутствуют только на вулкане Камбальном Южном, что указывает на большую степень дифференциации его пород.

Таблица 5

Содержания микроэлементов (в г/т) в базальтах вулкана Камбального

элемент	1	2	3	4	5	6
	C-704/2	C-704/12	C-704/15	C-704/16	C-704/14	C-704/8
Cs	0,37	0,19	0,43	0,59	0,20	0,32
Rb	7,1	5,5	7,7	7,5	8,7	9,6
Ba	183	150	143	161	233	256
Pb	4	4	3	2	1	4
Sr	420	487	410	471	467	488
Th	0,78	0,62	0,74	0,70	0,93	1,01
U	0	0	0	0	0	0
Zr	62	53	55	56	75	64
Hf	1,55	1,27	1,42	1,33	1,76	1,46
Sn	0	0	0	0	0	0
Mo	0	0	0	0	0	0
Nb	2,8	2,3	2,2	2,1	2,5	2,3
Ta	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
Zn	98	80	89	84	79	85
Cu	103	60	96	83	75	80
Co	32	30	33	28	25	30
Ni	8	10	8	12	3	15
Sc	41	32	37	32	29	31
V	359	267	307	284	211	273
Cr	15	7,5	10	12	4,1	18
As	0	0	0	0	0	0
Ga	21	14	20	19	18	19
Ge	0	0	0	0	0	0

мечание. Привязка анализов 1–6 дана в тексте.

Точки составов этих дифференциатов на диаграмме *APM* (см. рис. 11) намечают известково-щелочной тренд, оставаясь в пределах толеитового поля. Другие точки составов главного конуса неотделимы от точек вулкана Камбального Северного, вместе они образуют четко выраженный толеи-товый тренд. Подчеркнуты различия в газовом режиме формирования пород обеих частей вулкана Камбального на заключительном этапе: некоторая окисленность флюида в очаге под главным конусом и "сухость" в северной части.

Отличительной особенностью микрокомпонентного состава пород вулкана Камбального являются нулевые значения (отсутствие) гидрофильного урана, а также ряда других металлов — олова, молибдена, мышьяка и германия наряду с высокими содержащими магмофильного тория. Этот факт указывает на обезвоженность магмы, преобладание восстановленных мантийных флюидов. На всех диаграммах составы пород вулкана Камбального точно ложатся в основание тренда серии вулкана Ильинского, что говорит о единстве исходных магм, заполнивших периферические очаги вулканов. Дальнейшие пути эволюции единой магмы оказались совершенно различными. Длинный и сложный путь эволюции магмы вулкана Ильинского является типичным для вулканов группы К. Отсутствие подобной эволюции на вулкане Камбальном — аномалия. Объяснение этой аномалии вытекает из изложенных фактов. Мы предполагаем, что периферический очаг вулкана Камбального оказался в зоне меридионального разлома, проходящего в средней части Камбального хребта (серия субмеридиональных долгоживущих разломов является характерной чертой тектонического строения описываемого района [69]). При заполнении магмой из исходного мантийного источника периферический очаг, вероятно, был вскрыт не только в верхней части, но и разломом сбоку. Вследствие извержения по открывшейся трещине образовались конусы вулкана Камбального Северного.

Дальнейшее продвижение магматического расплава к северу маркируется зонами гидротермально измененных пород, широко развитыми в северной половине Камбального хребта.

Поперечный разлом смещает гидротермальные проявления к северозападным склонам хребта. В зоне пересечения двух разломов (верховья руч. Трудного), в наиболее тектонически ослабленном участке, магмы вулкана Камбального вновь выходят на поверхность (вулкан Черные Скалы) в виде потоков агломератовых лав андезитобазальтового состава и подводящих андезитовых даек. Дайки прорывают толщу средневерхнеплейстоценовых кислых белых туфов верхнепаужетской подсвиты, что доказывает их молодой возраст. Сходство составов вулканитов вулкана Черные Скалы и пород вулкана Камбального и их возможная синге-нетичность ранее были отмечены В.И. Белоусовым [54]. Вопрос этот требует более глубокого изучения.

У исследователей парогидротерм Камбального хребта и Паужетского месторождения не вызывает сомнений их тесная связь и генетическое единство [170].

Мы также полагаем, что энергетически система парогидротерм Камбального хребта связана с очагом вулкана Камбального. Энергоноситель имеет мантийную природу, так как первоисточником питания вулканов являются глубинные очаги. Непосредственное питание гидротермальных систем идет из периферического магматического очага. Вероятно, крупные порции магматического расплава образовали серию "отдельных" интрузивных тел вдоль субмеридионального разлома Камбального хребта. Остывающие крупные интрузивные тела, возможно, являются самостоятельными или дополнительными источниками тепла и флюидов локализованных в пространстве гидротермальных проявлений. Возможно существование такого тела, части периферийного магматического очага, и в недрах Паужетского геотермального месторождения.

Пример вулкана Ильинского не противоречит сказанному, а скорее иллюстрирует многофакторность возникновения гидротерм. Наличие коревого очага - условие обязательное, но недостаточное. На вулкане Ильинском превалирует неблагоприятный гидрогеологический фактор - близость Курильского озера. Этот водоем с огромным запасом холодной воды дренирует метеорные воды, которые просачиваются через очень рыхлый конус вулкана, нагреваются на значительной глубине и не имеют выхода на поверхность. Расположение единственного термопроявления вулкана Ильинского в бухте Теплой, непосредственно у береговой линии, а также температурной аномалии в центре озера подтверждает этот вывод. Почему гидротермы связаны именно с К-вулканами? Вероятно, дело здесь в геодинамической обстановке сжатия, в которой они формируются и которая затрудняет связь исходных мантийных очагов с поверхностью. Восстановленные глубинные флюиды, в первую очередь мощный энергоноситель — водород, в условиях сжатия успевают окислиться и превратиться в перегретую воду. Возможно, что процесс окисления происходит в коровом очаге. Другой мантийный газ - метан переходит в этих условиях в углекислый газ и также в воду. Это первичная термальная вода, которая, смешиваясь с метеорной, образует парогидротермы, циркулирующие в недрах гидротермальной системы.

1.3. Структура вулканоплутонического комплекса (палеогидротермальной системы) Выченкия и калий-аргоновое датирование пород.

При проведении геологических исследований, в том числе в районах развития современной или четвертичной тектономагматической деятельности, изотопное датирование обычно используется для получения конкретных значений абсолютного возраста пород (комплексов, толщ) и сопоставления данных с той или иной стратиграфической схемой. Основным условием соответствия полученных цифр

реальным значениям возраста пород ставится наличие геохимической закрытости системы. Такой подход не всегда оправдан, поскольку на участках неоднократного проявления тектономагматической деятельности это условие будет соблюдено, вероятно, лишь в отдельных (стабильных, слабо нарушенных) геологических блоках. Соответственно большая часть значений будет завышать либо занижать возраст отложений, что вызывает определенное необоснованное недоверие к технике отбора проб, методике анализа и в целом к возможности применяемого метода изотопного датирования пород.

Это обстоятельство вынуждает нас обратиться к работам А.С. Батырмурзаева [21] и И.М. Морозовой, М.М. Аракелянц и А.Г. Рублева [139]. Развиваемое этими учеными направление заключается во всестороннем изучении геохимической системы используемых изотопов, условий и причин их при-вноса-выноса, перераспределения в пределах конкретных геологических структур. Необходимый при этом, как нам представляется, анализ геолого-структурных, петрографических, минералогических и дополнительных геохимических данных позволяет не только более корректно интерпретировать значения изотопного датирования, но и получать новые, часто неожиданные, сведения о геодинамических и гидротермально-метасоматических процессах, происходящих в геологических структурах. Настоящий подход предусматривает максимально возможное полное опробование разрезов -всех разновидностей пород, вплоть до новообразований, из центральных и краевых частей геологических тел.

В настоящем разделе анализируются результаты К-Аг метода датирования вулканогенных и интрузивных образований на примере вулканоплутонического комплекса Выченкия (Северная бухта Курильского озера, Паужетский район), в недрах которого на определенном геодинамическом этапе существовала гидротермальная система. Известно, что к искажениям абсолютных возрастов при К-Аг датировании могут приводить привнес и вынос К вследствие гидротермально-метасоматических процессов, накопление или удаление Аг за счет вторичного разогрева или охлаждения, дробления и гидротермально-метасоматического преобразования структуры и состава пород, ассимиляции его из глубинных ксенолитов и других причин. Эти факторы мы рассматриваем не как помехи, а в качестве предмета исследований.

1.3.1. Геологическое строение вулканоплутонического комплекса¹

Стратиграфия. В строении комплекса (рис, 15, см. вкл.) принимают участие вулканогенно-осадочные, вулканогенные и интрузивные породы миоцен-плиоценового возраста [242].

В нижнем течении р. Выченкия вскрыты лавы андезитового состава, нигде более не встречающиеся, которые мы относим к первой вулканогенной толще. Лавы перекрываются, по-видимому несогласно, широко развитыми на площади псефитовыми литокристаллокластическими туфами андезитового и андезито-дацитового состава. Установлено постепенное увеличение размерности и степени корродированности осколков пород (андезитовых лав первой толщи, песчаников и пемзовых туфов) и кристаллов плагиоклазов по направлению к вскрытым эрозией субинтрузивным телам диоритов. Мощность второй толщи оценивается в 400-500 м.

Третья толща имеет мощность 100-150 м, с угловым несогласием перекрывает литокристаллокластические туфы. Представлена переслаивающимися потоками лав, туфолав, литовитрокристаллокластических туфов, туфоигнимбригов и игнимбригов, все - от андезито-дацитового до риоли-тового состава. Мощность отдельных потоков от 2-3 до 20-30 м.

¹ Интерпретация геологического развития структуры несколько отличается, но принципиально близка к схеме Ю.М. Стефанова (разд. 1.1).

В толще в районе рек Северных отмечены выходы песчаников-алевропесчаников кварц-полевошпатового состава в форме неправильно-изометричных блоков, линз, фрагментов слоев. Мощность блоков от 1-2 до 5-10 м, возможно, и больше. Судя по расположению, форме, термомеханической обработке краевых частей и общей структурной обстановке, блоки осадочных пород являются ксенолитами нижележащих, не вскрытых на участке песчаников мел-палеогенового возраста. Толща насыщена также дайками андезито-базальтово-го состава мощностью 1—5 м. Падение даек и отмеченных выше потоков в целом под углом 85-60° к диоритовым телам. Отмечается и обратное падение, что, по-видимому, связано с замерах элементов падения пород в отдельных блоках, хаотично расположенных в пределах толщи. Отмеченные признаки толщи, ее структурная приуроченность к крупному диоритовому телу (облекание его), постепенность перехода к субинтрузии (через брекчиевую оторочку-зону) позволяют предположить генетическую близость толщи и диорит-габбро-диоритов.

Субинтрузивные диорит-габбро-диоритовые образования прорывают вторую и третью толщи (взаимоотношения с первой остались невыясненными) и, по всей вероятности, являются источником теплового питания гидротермальной системы и источником рудных, щелочных и других элементов, создающих аномальные содержания в метасоматитах. Исследование процессов, происходящих внутри субинтрузий и на их контактах, имеет решающее значение для понимания основных особенностей К-Аг геохимической системы. По этим причинам диоритам посвящен отдельный подраздел.

Миоцен-плиоценовый этап магматической деятельности завершают лавоэкструзивные излияния из центрального и серии побочных кратеров палеовулкана. Сформирован лавоэкструзивный комплекс андезито-дацитового состава. В местах выхода локальных диоритовых тел сохранились жерловины - участки агломератовой брекчии экструзивных андезито-дацитов.

Тектономагматический этап четвертичного периода выразился в образовании туфоконгломератов, фиксирующих заложение котловины Курильского озера, а также в отложении пемзовых туфов предположительно го-лоценового возраста. Данный тектономагматический этап наложен на гидротермальную систему с большим перерывом. Поэтому в настоящем разделе мы не рассматриваем продукты его деятельности.

Субинтрузивный массив диоритов. Массив, выделяемый ранее на мелкомасштабных геологических схемах как единое интрузивное тело [15. 69], при детальном изучении оказался рядом тел — выходов на дневную поверхность изометричной формы (см. рис. 15). Тела имеют размер от 300—400 до 800 м в горизонтальном срезе и расположены в виде пояса вокруг крупного субинтрузивного тела. Мелкие выходы расположены на расстоянии от 2-3 до 0,5 линейного размера тела друг от друга и от основного массива, имеют близкий химический состав и сходные петрографические структуры. Дайки андезитового и андезито-базальтового состава падают вертикально или под углом 40-65-85° к субинтрузивным телам. Все это позволяет предположить, что субинтрузивные тела образованы за счет единого источника и объединяются на глубине 500-1000 м от дневной поверхности в крупный массив размером не менее 5 км.

Породы основных тел представлены полнокристаллическими образованиями андезитового и андезито-базальтового состава, пироксен (авгит) -роговообманковыми, диорит-габбро-диоритами. Содержание кремнезема варьирует по разрезу А-Б от 43,23 до 53,89%, по южной части участка (разрез рек Северных) от 49,02 до 58,42%. Таким образом, субинтрузивные породы северо-восточной и северной частей структуры тяготеют к базальтовому составу, южной и юго-западной частей основного тела - к андезитовому составу. В краевых частях тел породы представлены микродиоритами с большой долей стекла в основной массе и обломками-ксенолитами вмещающих пород.

Важнейшей структурной особенностью диоритов и микродиоритов эндоконтактных частей субинтрузивных тел являются их брекчиевые структуры¹.

Экзоконтакты тел представляют собой мегабрекчию, в которой обломками служат крупные (от долей метра до 50-60 м) блоки диоритов, вмещающих пород и редкие блоки песчаников—туфопесчаников, а цементом — передробленные или смятые вмещающие туфы и туфоланы — игним-бриты, а также автомагматические (интрузивные) брекчии. Мегабрекчии образуют мощную (до 400 м) оторочку диоритовых тел. Брекчиевое строение эндо- и экзоконтактов субинтрузивных тел определяет локализацию именно здесь гидротермально-метасоматических процессов, а также их характер и направленность. Эта структурная особенность вулканоплутонического комплекса помогает понять причину и механизмы перераспределения К и радиогенного Аг в диоритах и вмещающих породах.

Гидротермально-метасоматические изменения пород. Положение гидротермалитов в структуре вулканоплутонического комплекса. Лавы основания разреза подвержены региональным зеленокаменным изменениям: вулканическое стекло девитрифицировано, моноклинные пироксены замещены силлодонит-иддингситом, микролитовая основная масса хлори-гизирована и окварцована.

Вышележащие псефитовые туфы пропицитизированы. Изменен не только цемент, но и обломки пород и кристаллокласты плагиоклазов и темноцветных: они полностью или частично замещены хлоритом, пренитом, эпидотом, кварцем, карбонатами. По данным гомогенизации газово-жидких включений [102], температура образования кварца и кальцита колеблется от 220 до 350°C. Метасоматиты являются среднетемпературными пропицитами. Вблизи диоритовых тел и в зонах разломов кристаллокласты и осколки пород выщелочены, пустоты выполнены кварцем, адуляром, эпидотом, глинистыми минералами и цеолитами.

Толща переслаивающихся туфолав, туфов, игнимбритов характеризуется аналогичным характером гидротермально-метасоматических изменений: среднетемпературные пропициты кварц-хлорит-карбонат-эпидот-гидрослю-дистого состава, с хлорит-сметкитовыми новообразованиями на участках дробления и в экзоконтактах кварц-карбонатных жил.

Лавы и экструзии андезито-дацитового состава, бронирующие нижележащие пирокластические отложения, в значительно меньшей степени подвержены гидротермально-метасоматическим изменениям. Породы лавоэк-струзивного комплекса аргиллизированы, пиритизированы и окварцованы в тектонических нарушениях. По имеющимся данным, лавы и экструзии комплекса могли служить верхним водоупором палеогидротермальной системы.

Состав жильного и рудного материала подробно охарактеризован в разделе 1.1. Здесь отметим особенности структурного положения гидротермалитов. Жилы и зоны прожилкования, а также локальные поля метасоматитов контролируются контактными зонами диоритовых тел: основная масса рудного материала находится во вмещающих брекчированных породах, часть жил - в эндоконтактах диоритов. Поля метасоматитов и рудные тела имеют блоково-брекчиевое строение (см. раздел 2.6). Гидротермалиты и рудные жилы и зоны образуются, по-видимому, на завершающем этапе формирования вулканоплутонического комплекса Вьяенкия в постмиоцен-плиоценовое время.

1.3.2. Результаты К-Аг датирования пород.

Изучены наиболее представительные геологические разрезы А-Б по руч. Прямому, по рекам Северным вкрест руч. Прямого, русло и левый борт р. Выченкия (см. рис. 15). Детально опробованы все продуктивные толщи и субинтрузивные образования. Пробы пород отобраны из всех типичных разновидностей из центральных и контактовых частей геологических тел. Анализировался валовой состав пород." Быстрое охлаждение эффузивных и эффузивно-пирокластических пород создает простые с точки зрения их термической истории К-Аг системы. Интервал между образованием отдельных минералов и закрытием их К-Аг систем мал. Таким образом, время их закрытия одинаково, несмотря

на различия в кинетических параметрах матрицы. Величины кинетических параметров обеспечивают сохранность Ag в течение геологического времени при комнатной температуре. Это создает предпосылки для получения истинных значений возраста для валовых проб [139].

Всего получено 31 определение возраста (табл. 6 и 7). Кроме определения содержания ^{40}Ag и K , представлены силикатный анализ каждой пробы, данные по щелочным элементам и Sr (см. табл. 6). Радиолого-геохронологические исследования проведены в Институте проблем геотермии Дагестанского филиала РАН. Содержания $^{40}Ag_{рад}$ определялись методом изотопного разбавления на масс-спектрометре МИ-1201 "Б" с использованием в качестве трассера воздушного Ag . Ошибка одного определения не превышала 3%. K анализировался пламенно-фотометрическим методом в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН с погрешностью 1-1,5%. При расчете возраста были использованы следующие константы распада ^{40}K : $\lambda_{\beta} = 4,962 \cdot 10^{-10}$ и $\lambda_{\kappa} = 0,581 \cdot 10^{-10}$ год $^{-1}$; $^{40}K = 0,01167$ ат. % K .

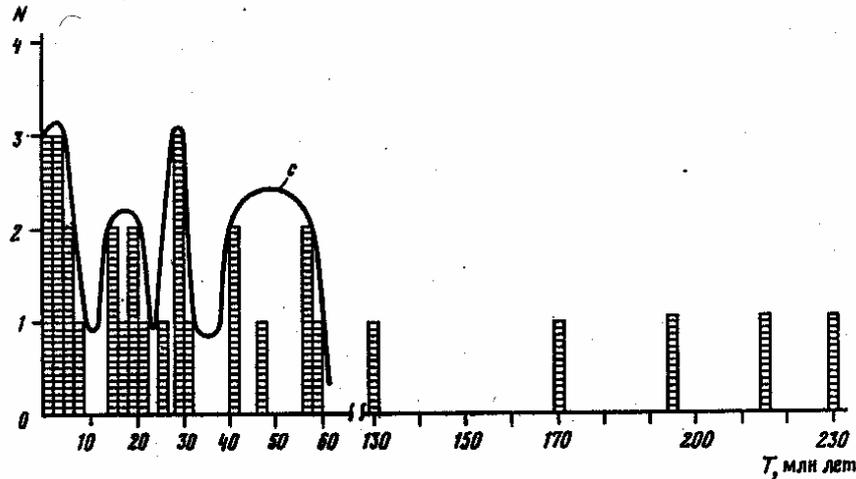


Рис.16. Гистограмма распределения абсолютных датировок пород
 N — частота встречаемости пород с определенными значениями абсолютного возраста; T — значения абсолютного возраста; c — линия осреднения значений

Таблица 6

Результаты К-Аг датирования, определения химического состава, щелочных элементов и Sr в породах вулканоплутонического комплекса Вычекниня

Компонент	2/141(1)	2/144(2)	2/144-2(3)	2/145(4)	2/147(5)	2/148(6)	2/149(8)	2/150(7)	1/152(9)
K, %	3,14	0,42	0,29	2,10	3,54	3,01	3,03	0,94	2,76
^{40}Ar , нмм ³ /г	0,00510	0	0,0020	0,00269	0,000269	0,00214	0,002337	0,0002	0,006086
$\frac{^{40}\text{Ar}}{\text{K}} \cdot 1,529$	0,00248	0	0,010544	0,00174	0,00011	0,00188	0,00117	0,00016	0,003368
T, млн лет	40,6	0	170,0	1,8	1,8	18,4	19,8	5,3	56,4
SiO ₂	72,75	43,23	44,43	53,89	56,62	53,32	69,31	49,48	66,26
TiO ₂	0,61	0,88	0,85	0,73	0,82	0,74	0,52	0,78	0,53
Al ₂ O ₃	12,27	19,02	18,99	16,48	14,19	16,31	14,13	17,7	14,54
Fe ₂ O ₃	3,46	10,91	10,75	7,98	10,13	7,97	3,94	9,65	4,48
MnO	0,08	0,17	0,17	0,13	0,12	0,21	0,07	0,18	0,1
MgO	0,79	4,44	4,36	4,9	1,02	2,5	1,51	4,43	1,98
CaO	1,31	9,36	9,53	6,88	5,75	5,98	2,07	8,86	2,58
Na ₂ O	2,51	2,51	2,29	2,45	1,31	2,61	2,4	2,06	1,46
K ₂ O	3,97	0,43	0,41	2,37	3,79	2,64	4,03	1,12	3,35
P ₂ O ₅	0,17	0,16	0,14	0,16	0,23	0,22	0,08	0,18	0,1
Ba + Cl	0,08	0,015	0,03	0,04	0,05	0,04	0,05	0,015	0,16
П.п.п.	1,99	8,82	8,06	4,25	5,96	7,43	1,97	5,47	4,48
Сумма	100,01	99,94	100,02	100,25	99,98	99,97	100,07	99,9	100,02
K	3,14	0,35	-	1,88	2,86	2,10	3,14	0,88	2,64
Na	1,72	1,72	-	1,72	0,89	1,82	1,72	1,56	1,11
Li	0,0028	0,0044	-	0,0027	0,0018	0,0036	0,0031	0,0046	0,0022
Rb	0,0009	0,008	-	0,0046	0,0104	0,0066	0,0096	0,0015	0,0056
Sr	0,014	0,033	0,039	0,031	0,010	0,031	0,022	0,036	0,023
K/Rb	349	438	408	-	286	318	327	587	471
Ca/Sr	65,7	198,5	154,8	-	402	134,8	65,9	0,42	81,3
Ba/Sr	5,7	0,45	1,29	-	5	1,29	2,27	172,2	6,95
(Na ₂ O + K ₂ O) · 100/Al ₂ O ₃	52,8	15,5	29,2	-	35,9	32,2	45,5	17,9	33,1
100 · K ₂ O/Na ₂ O	158,1	17,1	96,7	-	289,3	101,1	167,9	54,4	229,5
Al ₂ O ₃ /SiO ₂	0,17	0,44	0,31	-	0,25	0,31	0,20	0,36	0,22

Примечание. Анализы табл. 6 и 7 выполнены в Институте проблем геотермии Дагестанского филиала РАН (аналитики Ш.А. Магомедов, М.Р. Омарова, А.С. Батырмурзаев)

в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (аналитики Т.Н. Гуничева, Г.П. Сандмирова, А.К. Климова, М.Н. Уфимцева, Т.А. Айсуева).

Таблица 6 (продолжение)

Компоненты	2/153(10)	2/154(11)	2/155(12)	2/156(13)	2/156-2(14)	2/157(15)	2/102(16)	2/103(17)	2/104(18)
K, %	3,01	4,41	0,61	1,05	1,00	0,73	1,47	1,75	0,30
^{40}Ar , нмм ³ /г	0,00184	0,004406	0,00317	0,00242	0,00016	0,000173	0,0033	0,001366	0,0024
$\frac{^{40}\text{Ar}}{\text{K}} \cdot 1,529$	0,00093	0,00152	0,0794	0,00352	0,000244	0,000362	0,00343	0,00119	0,012232
T, млн лет	15,8	26,0	131,0	59,1	4,0	6,02	57,4	20,1	195,0
SiO ₂	59,15	69,2	47,37	51,44	51,97	57,08	55,111	57,68	58,42
TiO ₂	0,6	0,78	0,74	0,83	0,82	0,94	0,72	0,69	0,67
Al ₂ O ₃	16,37	13,36	18,44	18,15	18,05	16,66	18,84	17,08	17,11
Fe ₂ O ₃	6,65	6,36	9,2	9,41	9,5	9,72	8,34	8,27	7,5
MnO	0,2	0,13	0,12	0,15	0,15	0,18	0,14	0,16	0,34
MgO	1,5	1,32	4,4	4,17	3,91	3,19	2,72	2,31	3,06
CaO	4,25	0,65	8,57	7,01	7,04	6,83	4,78	6,46	6,59
Na ₂ O	2,87	1,64	2,73	2,55	2,61	3,5	3,59	3,01	3,22
K ₂ O	3,03	5,07	0,67	1,38	1,23	0,77	1,59	2,03	0,44
P ₂ O ₅	0,15	0,2	0,16	0,19	0,19	0,08	0,18	0,16	0,16
Ba + Cl	0,04	0,07	0,02	0,05	0,05	0,03	0,05	0,05	0,04
П.п.п.	5,27	1,26	7,58	4,53	4,47	1,08	3,91	2,2	2,43
Сумма	100,08	100,04	100,01	99,86	99,97	100,05	99,95	100,1	99,99
K	2,46	3,96	0,50	1,12	-	0,68	1,30	1,64	-
Na	1,91	1,15	1,91	1,79	-	2,47	2,56	2,14	-
Li	0,0040	0,0029	0,0034	0,0030	-	0,0011	0,0028	0,0027	-
Rb	0,0110	0,0120	0,0009	0,0022	-	0,0011	0,0034	-	-
Sr	0,028	0,019	0,036	0,035	0,041	0,025	0,040	0,041	0,049
K/Rb	223	330	555	509	-	618	382	432	-
Ca/Sr	106,1	23,7	166,6	140	-	191,2	83,5	109,8	-
Ba/Sr	1,42	3,68	0,56	1,42	-	1,2	1,25	1,22	-
(Na ₂ O + K ₂ O) · 100/Al ₂ O ₃	36,0	50,2	18,4	21,6	-	25,5	27,5	29,5	-
100 · K ₂ O/Na ₂ O	105,5	309,1	24,5	54,1	-	22,0	44,2	6,74	-
Al ₂ O ₃ /SiO ₂	0,27	0,19	0,39	0,36	-	0,29	0,34	0,30	-

Силикатный анализ породообразующих элементов выполнен рентгено-спектральным методом на квантометре СРМ-18, Rb и Sr - на приборе АРФ-6 с погрешностью 5%; результаты измерения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Si-получены на масс-спектрометре МИ-1201 "В" с точностью 0,02%, все - в Институте геохимии СО РАН.

Определено пять возрастных генераций пород (рис. 16): 1) 0-8 млн лет (9 проб); 2) 15-22 млн лет (6 проб); 3) 24-32 млн лет (5 проб); 4) 40-60 млн лет (6 проб); 5) 131-230 млн лет (5 проб). Параме-тры последней группы заведомо выше всех возможных возрастов пород Паужетского района, но полученные значения и геохимические данные по-прежнему могут расшифровать геодинамические события, приведшие к изменениям К-Аг системы в породах. Большая часть проб последней возрастной группы отобрана на контактах субинтрузивных тел и в дайках - на участках изменения, вероятно неоднократного, температурного поля и режима проницаемости пород. В каждую выделенную группу попадают породы всех толщ и субинтрузивных образований. Это может указывать на то, что данные группы (кроме пятой и, возможно, четвертой) отражают не столько возраст конкретной породы, сколько возраст одного или нескольких геодинамических событий. Эти данные также могут свидетельствовать о сингенетичности двух вулканогенных толщ и диорит-габбро-диоритов и о многоэтапном развитии тектономагматических процессов в структуре вулканоплутонического комплекса.

Таблица 6 (окончание)

Компоненты	2/109 (19)	2/110 (20)	2/112 (21)	2/116 (22)	2/117 (23)	2/118 (24)	2/119 (25)	2/120 (26)	2/37 (27)
K, %	1,57	1,92	0,94	1,92	1,01	0,74	0,43	0,38	0,65
^{40}Ar , нмм ³ /г	0,0002185	0,0011255	0,0010489	0,00222	0,0089	0,00091	0,0041	0,00071	0,0002
^{40}Ar K	1,529	0,00021	0,00089	0,00170	0,013473	0,00188	0,014578	0,002856	0,00047
T, млн лет	3,45	15,0	28,9	28,9	215,0	31,8	230,0	47,4	7,9
SiO ₂	55,07	54,03	56,71	57,13	53,4	54,43	50,82	49,02	48,59
TiO ₂	0,68	0,67	0,72	0,64	0,49	0,84	0,86	0,89	0,93
Al ₂ O ₃	17,93	17,74	17,42	17,06	16,97	17,68	18,13	18,97	19,98
Fe ₂ O ₃	8,29	8,31	7,74	7,24	8,65	8,37	9,88	10,09	10,65
MnO	0,14	0,18	0,17	0,15	0,2	0,15	0,17	0,17	0,18
MgO	3,48	3,9	2,65	2,61	4,18	2,8	4,77	4,03	3,69
CaO	8,03	6,68	7,23	6,07	6,11	8,05	9,9	10,35	10,76
Na ₂ O	2,47	2,89	2,6	2,75	2,46	2,62	2,11	2,13	2,67
K ₂ O	1,65	2,11	1,07	2,04	1,17	0,87	0,58	0,52	0,83
P ₂ O ₅	0,15	0,15	0,16	0,12	0,1	0,21	0,17	0,14	0,21
Ba + Cl	0,04	0,06	0,07	0,03	0,03	0,04	0,02	0,03	0,03
П.л.л.	2,04	3,28	3,52	4,16	6,43	4,02	2,59	3,66	1,48
Сумма	99,98	99,99	100,07	100,0	99,93	100,08	100,01	100,02	100,0
K	1,32	1,66	0,84	1,62	-	0,60	-	-	-
Na	1,86	2,10	1,86	1,96	-	1,82	-	-	-
Li	0,0015	0,0025	0,0028	0,0025	-	0,0031	-	-	-
Rb	0,0026	0,0049	0,0014	0,0043	-	0,0010	-	-	-
Sr	0,038	0,035	0,043	0,039	0,042	0,038	0,043	0,050	0,062
K/Rb	508	-	-	376	-	600	-	-	-
Ca/Sr	147,4	-	-	108,9	-	148,5	-	-	-
Ba/Sr	1,05	-	-	0,77	-	1,05	-	-	-
(Na ₂ O+K ₂ O) · 100/Al ₂ O ₃	23,0	-	-	28,0	-	19,7	-	-	-
100K ₂ O/Na ₂ O	66,8	-	-	74,2	-	33,2	-	-	-
Al ₂ O ₃ /SiO ₂	0,32	-	-	0,30	-	0,32	-	-	-

Таблица 7

Результаты К-Аг датирования некоторых образцов
вулканоплутонического комплекса Выченкия

Компонент	В-35	В-46	В-47	В-73
K, %	1,31	1,57	1,70	1,31
^{40}Ar , нмм ³ /г	0	0,00104	0	0,00206
^{40}Ar K	1,529	0,00101	0	0,00240
T, млн лет	0	17,0	0	40,6

*1. 3.3. К-Аг система в неорах
вулканоплутонического комплекса
и гидротермальной системы.*

Изучение распределения значений возраста пород, поведения породообразующих окислов, щелочных элементов, Sr и радиогенного Ag, а также состава и интенсивности гидротермального минералообразования, характера тектономагматических процессов позволило прийти к следующему принципиальному заключению. В пределах разрезов вулканоплутонического комплекса по сумме отмеченных параметров выделяются геологические блоки двух типов.

Первые характеризуются небольшим разбросом значений возраста, незначительными вариациями или направленным изменением содержаний

Таблица 8

Распределение абсолютных значений возраста, радиогенного Ag, K
и других компонентов относительно последовательно выделенных
геологических блоков в разрезах вулканоплутонического комплекса Выченкия

Номер пробы	T, млн лет	⁴⁰ Ag, нмм ³ /г	K	K ₂ O	Na ₂ O	SiO ₂	Au	Sr	Геологический блок
2/141 (1)	40,6	0,00510	3,14	3,97	2,51	72,75	0,014	0,014	Нестабильный
2/144 (2)	0	0	0,42	0,43	2,51	43,23	0,006	0,033	
2/144-2 (3)	170,0	0,0020	0,29	0,41	2,29	44,43	—	0,039	
2/145 (4)	28,9	0,00239	2,10	2,37	2,45	53,89	0,013	0,031	
Среднее	59,88	0,002372	1,49	1,80	2,44	53,58	0,008	0,029	
2/147 (5)	1,8	0,000269	3,54	3,79	1,31	56,62	0,014	0,010	Стабильный
2/148 (6)	18,4	0,00214	3,01	2,64	2,61	53,32	0,014	0,031	
2/149 (8)	19,8	0,002337	3,03	4,03	2,4	69,31	0,014	0,022	
2/150 (7)	5,3	0,0002	0,94	1,12	2,06	49,48	0,016	0,036	
Среднее	11,3	0,001236	2,63	2,90	2,1	57,18	0,015	0,024	
2/152 (9)	56,4	0,006086	2,76	3,35	1,46	66,26	0,016	0,023	Стабильный
2/153 (10)	15,8	0,00184	3,01	3,03	2,87	59,15	—	0,028	
2/154 (11)	26,0	0,004406	4,41	5,07	1,64	69,2	0,02	0,019	
Среднее	32,73	0,004110	3,39	3,82	1,99	64,87	0,014	0,023	
2/155 (12)	131,0	0,00317	0,61	0,67	2,73	47,37	0,014	0,036	Нестабильный
2/156 (13)	59,1	0,00242	1,05	1,38	2,55	51,44	0,016	0,035	
Среднее	95,05	0,002795	0,83	1,02	2,64	49,4	0,015	0,036	
2/156-2 (14)	4,0	0,00016	1,0	1,23	2,61	51,97	—	0,041	Стабильный
2/157 (15)	6,02	0,000173	0,73	0,77	3,5	57,08	0,014	0,025	
Среднее	5,01	0,000166	0,87	1,00	3,06	54,5	0,014	0,033	
2/102 (16)	57,4	0,0033	1,47	1,59	3,59	55,11	0,008	0,040	Нестабильный
2/103 (17)	20,1	0,001366	1,75	2,03	3,01	57,68	0,007	0,041	
2/104 (18)	195,0	0,0024	0,30	0,44	3,22	58,42	—	0,049	
Среднее	90,83	0,002355	1,17	1,35	3,27	57,1	0,008	0,043	
2/109 (19)	3,45	0,0002185	1,57	1,65	2,47	55,07	0,006	0,038	Стабильный
2/110 (20)	15,0	0,0011255	1,92	2,11	2,89	54,03	0,02	0,035	
2/112 (21)	28,9	0,0010489	0,94	1,07	2,6	56,71	0,008	0,043	
Среднее	15,78	0,00079763	1,48	1,61	2,65	55,27	0,011	0,040	
2/116 (22)	28,9	0,00222	1,92	2,04	2,75	57,13	0,01	0,039	Нестабильный
2/117 (23)	215,0	0,0089	1,01	1,17	2,46	53,14	—	0,042	
2/118 (24)	31,8	0,00091	0,74	0,87	2,62	54,43	0,01	0,038	
2/119 (25)	230,0	0,0041	0,43	0,58	2,11	50,82	—	0,043	
2/120 (26)	47,4	0,00071	0,38	0,52	2,13	49,02	—	0,050	
Среднее	110,62	0,003368	0,90	1,04	2,41	52,91	0,01	0,042	

Примечание. Содержание K, Sr и оксидов — в мас. %, Au — в г/т.

щелочных элементов, Au и породообразующих компонентов Na_2O). Геологически эти блоки характеризуются мощной толщей однородных пород или переслаиванием пород, близких по составу и структуре, спокойной тектоникой и магмотектоникой, высокой раскристаллизованностью диоритов. К этим относительно стабильным (монокристаллическим, слабо нарушенным) блокам отнесены следующие (по номерам проб, табл. 8): 147-150, 152-154, 156-157, 109-112. Нетрудно заметить, что блоки не попадают на границы геологических толщ или на участки интенсивной переработки пород в пределах метасоматических или тектонических зон. Блок 109—112 расположен в полосе мегабрекчий, но насыщенных отдельными крупными телами диоритов, что, вероятно, предопределило относительную его стабильность.

Относительно стабильные блоки чередуются с проницаемыми, геодинамически активными участками, по разрезу А—Б — 141—145, 155—156; по разрезу рек Северных - 102—104, 116-120. Эти участки характеризуются максимальным разбросом значений возраста и резкими колебаниями значений всех отмеченных выше геохимических параметров, дробностью геологического разреза, повышенной тектонической нарушенностью пород, а для участка 141—145 — дополнительно интенсивной гидротермальной переработкой породы рудообразованием. Три из четырех выделенных участков попадают на контакт субинтрузивного тела с вмещающими породами, один, вероятно, расположен в надинтрузивной зоне. Эти участки условно названы относительно нестабильными блоками (нарушенными, проницаемыми).

Проанализируем характер распределения абсолютных значений возраста радиогенного Ar, K, породообразующих и других компонентов пород относительно выделенных типов геологических блоков (см. табл. 8). Значения возраста в нестабильных блоках в среднем в 4—5 раз меньше, чем в стабильных. Для первых также типично более высокое содержание радиогенного аргона. По разрезу рек Северных эта тенденция наиболее отчетлива — значения $^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$ в соседних блоках различаются в 10—20 раз. Содержание K, наоборот, выше в 1,5—2 раза в стабильных блоках по сравнению с нарушенными, проницаемыми участками.

Распределение K коррелируется с распределением кремнекислоты (рис. 17) - содержания SiO_2 в породах стабильных блоков выше, чем на нарушенных участках, на 4—15%. Для нестабильных блоков характерны значительные вариации содержания кремнекислоты, что может быть связано с внедрением здесь большого количества даек и силлов андезитов и андезито-базальтов, а также с привнесением и выносом SiO_2 вследствие интенсивных гидротермально-метасоматических процессов. По разрезу рек Северных возрастание или уменьшение содержания кремнезема коррелируется с изменением содержания Na_2O . Значения содержания золота в породах нарушенных участков в целом ниже, чем в "монокристаллических". В нестабильных блоках резки колебания содержания золота. Тенденция распределения стронция также однозначна: значения его содержания растут с возрастанием степени литологической неоднородности и нарушенности участков. Содержание Sr также растут (при уменьшении изменчивости их значений) от разреза А-Б к южной части вулканоплутонического комплекса, в этом же направлении растет и стабильность геологической структуры комплекса.

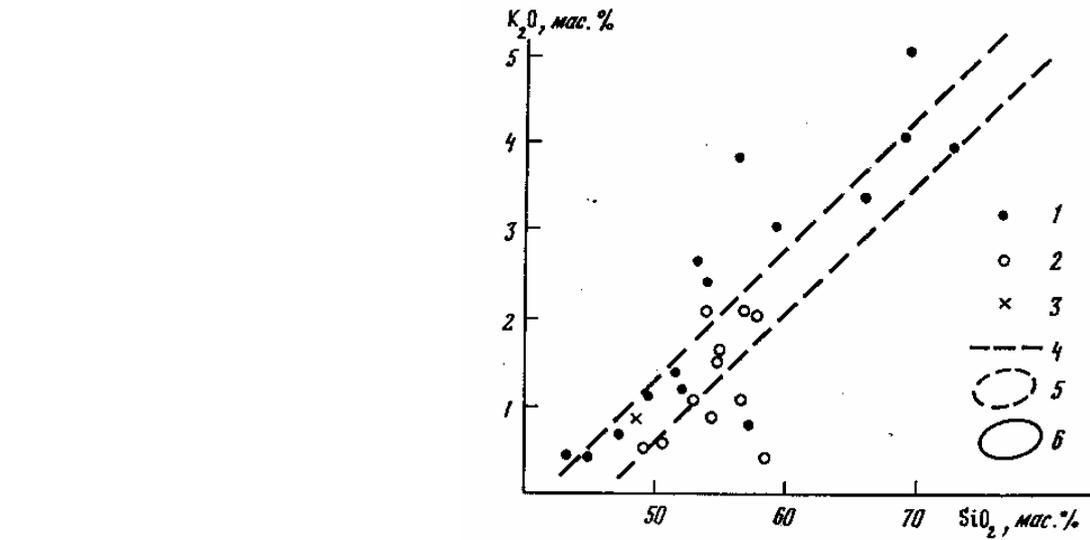


Рис. 17. График зависимости распределения K_2O и SiO_2 в породах вулканоплутонического комплекса Вычекния

Условные обозначения к рис. 17—22

1—3 породы; 1 — разреза А—Б, 2 - рек Северных, 3 - русла р. Вычекния; 4 — средние значения; 5 — поле средних значений зависимостей между компонентами; 6 — ограничения полей точек

Информативными с точки зрения восстановления истории вулканоплутонического комплекса являются контактовые зоны субинтрузивных тел, имеющие брекчиевое строение и мощность до 400 м. Рассмотрим особенности и возможные причины распределения К, радиогенного Аг, кремнезема, Sr и абсолютных значений возраста в зависимости от расстояния от контакта вмещающих пород с диорит-габбро-диоритами.

Общая тенденция распределения К — уменьшение его содержаний при приближении к контактам субинтрузии (рис. 18). По-видимому, в этом направлении происходит устойчивый вынос К при метасоматозе. По разрезу А—Б распределение содержаний К не зависит от приближения или удаления от диоритов, либо наблюдается некоторое увеличение содержания К к контактам. В последнем случае К мобилизуется на участках окварцевания и адуляризации в приконтактных трещинно-брекчиевых зонах. В эндоконтактных частях диоритовых тел содержание К стабильно на уровне 1,0%. Таким образом, вариации содержаний К в системе незначительны; для К геохимическая система является стабильной, относительно закрытой.

На рис. 19 очевидно уменьшение содержания радиогенного Аг при приближении к контактам субинтрузивных тел. Тенденция выдерживается и для разреза А—Б, и для рек Северных, и для р. Вычекния. Для двух последних характерен резкий рост содержания Аг в эндоконтактах субинтрузий. На расстоянии 200-400 м от контактов выделяются две подгруппы со значениями возраста 0—7,9 и 15,8—28,9 млн лет и соответственно стабильными средними содержаниями К и $^{40}Ag_{\text{рад}}$. Эти значения возраста могут в максимальной степени соответствовать реальному времени образования пород, а не наложенных геодинамических событий. В зоне 0—200 м от контактов вариации содержаний $^{40}Ag_{\text{рад}}$ и К максимальны, геохимическая система для К и $^{40}Ag_{\text{рад}}$ наиболее неустойчивая

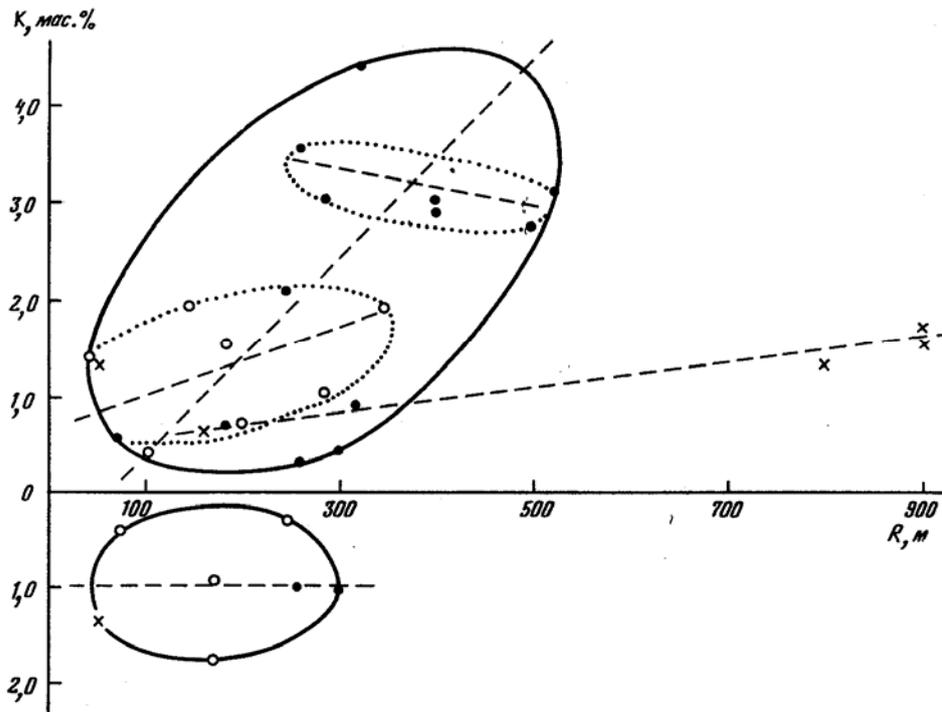


Рис. 18. График зависимости распределения калия от расстояния (R) от контакта субинтрузивного диоритового-габбро-диоритового тела, в экзоконтактах (выше 0) и эндоконтактах (ниже 0) тела

Условные обозначения см. на рис. 17

Для эндоконтактов диоритовых тел заметно обеднение Ar пород в полосе 0-100 м. По-видимому, отсюда происходит вынос $^{40}Ar_{рад}$ в экзо-контактовую зону мегабрекчий. Исходя из имеющихся геологических и геохимических данных, можно сделать вывод, что дополнительным избыточным в эндоконтактовых зонах диоритовых тел $^{40}Ar_{рад}$ является аргон: 1) ассимилированный из вмещающих пород; 2) унаследованный из ксенолитов нижележащих пород и ксенокристаллов; 3) перераспределенный в результате тектономагматических и метасоматических процессов и, возможно, вследствие выветривания. Одной из причин избыточного радиогенного аргона, вероятно определяющего завышение истинных возрастов пород, мы считаем захват его вулканогенными и интрузивными породами вследствие вторичного разогрева пород. В результате миграции $^{40}Ar_{рад}$ в системе "вмещающие породы — интрузивное тело" происходит нивелировка возраста вмещающих и интрузивных пород. Возможно, это одна из причин близости возраста туфов, лав, даек и субинтрузивных диоритов. Устойчивая тенденция распределения Sr в экзо- и эндоконтактах — увеличение его содержаний при приближении к границе диоритовых тел (рис. 20). В разрезе рек: Северных содержание Sr стабильно, на наиболее высоком уровне для всех пород вулканоплутонического комплекса 0,04%.

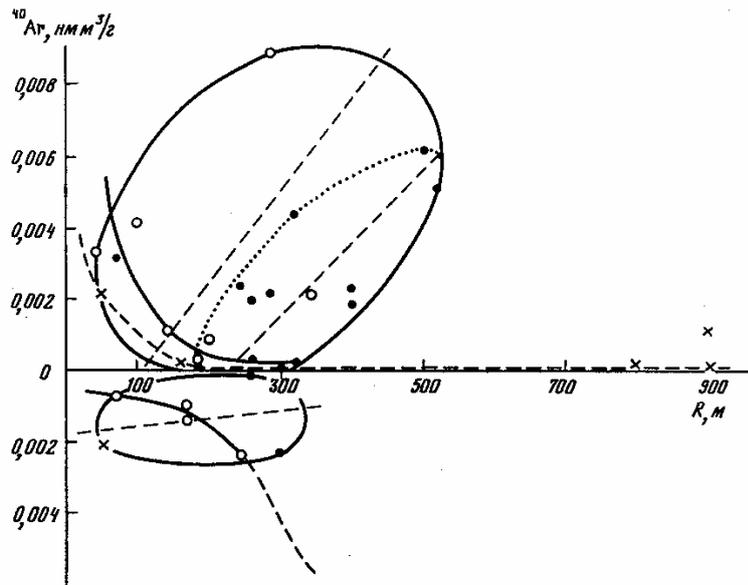


Рис. 19. График зависимости распределения радиогенного аргона от расстояния (R) от контакта субинтрузивного диоритового-габбро-диоритового тела, в экзоконтактах и эндоконтактах тела

Условные обозначения см. на рис. 17

Обе эти тенденции свидетельствуют, на наш взгляд, об относительно большей глубине формирования пород, выходящих на современную дневную поверхность в южной части комплекса. Меньшим эрозионным срезом может быть также объяснена высокая дробность геологического разреза северосеверо-восточной части структуры. Приведенные данные свидетельствуют о большой информативности приконтактных частей диоритовых тел для понимания эволюции вулканоплутонического комплекса. Уровень содержаний Sr и Rb, отношений Rb/Sr и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (табл. 9) говорит о едином магматическом источнике стронция.

Общая тенденция распределения кремнезема - снижение его содержания по направлению к контактам субинтрузивных тел (рис. 21). В разрезе рек Северных разброс значений SiO₂ незначителен — в узком интервале 50-55%. По разрезу А-Б вариации содержаний SiO₂ составляют 44-77%. В мегабрекчиевой оторочке диоритов в зоне 50—300 м от контакта колебания содержаний кремнезема менее значительны — 44—58%. Видимо, это определяется высокой концентрацией в зоне блоков диоритов, отторжен-ных от основного тела или внедрившихся в виде даек и силлов. В эндоконтактах диоритовых тел содержание SiO₂ стабильно в интервале значений 50—60%. Таким образом, ярко выраженной зависимости изменения содержаний SiO₂ от расстояния от контактов субинтрузивных тел нет. Снижение содержания SiO₂ во вмещающих породах по разрезу А—Б происходит за

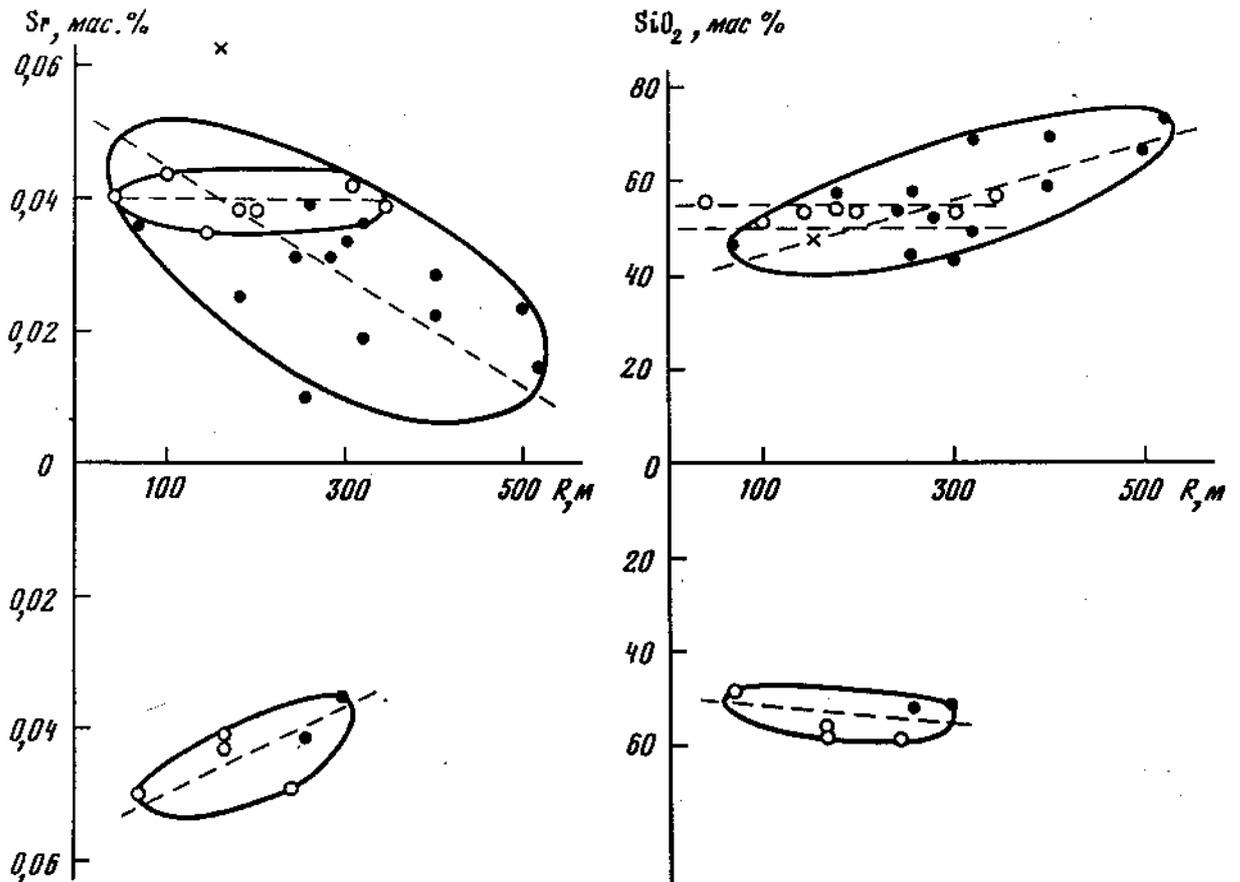


Рис. 20. График зависимости распределения стронция от расстояния (R) от контакта субинтрузивного диоритового-габбро-диоритового тела, в экзоконтактах и эндоконтактах тела

Условные обозначения см. на рис. 17

Рис. 21. График зависимости распределения кремнезема от расстояния (R) от контакта субинтрузивного диоритового-габбро-диоритового тела, в экзоконтактах и эндоконтактах тела

Условные обозначения см. на рис. 17

счет некоторого выноса его из контактовых зон и одновременного увеличения основности пород при приближении к диоритам. В эндоконтактах диоритовых, габбро-диоритовых тел геохимическая система для кремнекислоты еще более стабильна.

Тенденция изменения значений возраста пород в зависимости от расстояния от границы субинтрузивного тела следующие (рис. 22). В экзоконтактах отмечается слабый рост значений в интервале 300—900 м и резкое возрастание параметра на расстоянии 50-250 м от границы тела. В этом интервале (50—250, до 300 м) сосредоточены все пробы с датировками свыше 50 млн лет (кроме пробы 2/152). На фоне роста значений абсолютных возрастов выделяется большая группа проб (14) с датировками 0—30 млн лет в компактном облаке. Пробы группы расположены в зоне 200—400 м от контактов с субинтрузией. Это обстоятельство позволяет в определенной мере доверять абсолютным датировкам данной группы проб (на уровне значений 2—30 млн лет). В эндоконтактных частях диоритов отмеченная выше тенденция не проявлена. Возможно существование тенденции увели-

Таблица 9

Изотопный состав стронция пород вулканоплутонического комплекса
Выченкия и уровень отношений Rb/Sr

Номер пробы	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Rb/Sr	Номер пробы	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Rb/Sr
2/118	$0,70327 \pm 9$	0,026	2/116	$0,70333 \pm 11$	0,039
2/156	$0,70330 \pm 3$	0,063	2/110	$0,70308 \pm 7$	0,035
2/145	$0,70331 \pm 13$	0,031			

Таблица 10

Данные К-Аг датирования, определения силикатного состава (в %) и содержания Sr (в мкг/г) в интрузивных породах верховьев р. Шумной (левая терраса р. Паужетки)

Компонент	2/10	2/15	2/90	2/94
	Дайка андезитобазальтов отметки 1102 в основании туфоконгломератов	Субинтрузивные андезиты отметки 418	Субинтрузивные пироксеновые андезиты в основании туфовой толщи отметки 1102	Субинтрузивные пироксеновые андезиты, прорывающие туфовую толщу, отметка 1102
K, %	0,67	0,90	0,72	0,68
^{40}Ar , нмм ³ /г	0,00015	0,0010	0,0006	0,00205
T, млн лет	5,7	27	21	77
SiO ₂	49,23	54,4	46,53	49,96
TiO ₂	0,9	0,74	0,9	0,95
Al ₂ O ₃	19,79	17,59	17,89	20,29
Fe ₂ O ₃	9,86	8,34	8,97	9,75
MnO	0,15	0,12	0,17	0,17
MgO	3,59	3,8	2,81	4,07
CaO	11,5	8,51	11,38	10,43
Na ₂ O	2,43	2,83	1,92	2,76
K ₂ O	0,86	1,08	0,76	1,02
P ₂ O ₅	0,17	0,16	0,21	0,2
Ba + Cl	0,02	0,04	0,03	0,02
П.п.п.	1,46	2,4	8,2	0,43
Сумма	99,98	100,02	99,76	100,04
Sr	530	460	460	520

Примечание. Анализы выполнены в Институте проблем геотермии Дагестанского филиала РАН (аналитики Ш.А. Магомедов, М.Р. Омарова, А.С. Батырмурзаев) и в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (аналитики Т.Н. Гуничева, Г.П. Сандимирова, А.К. Климова).

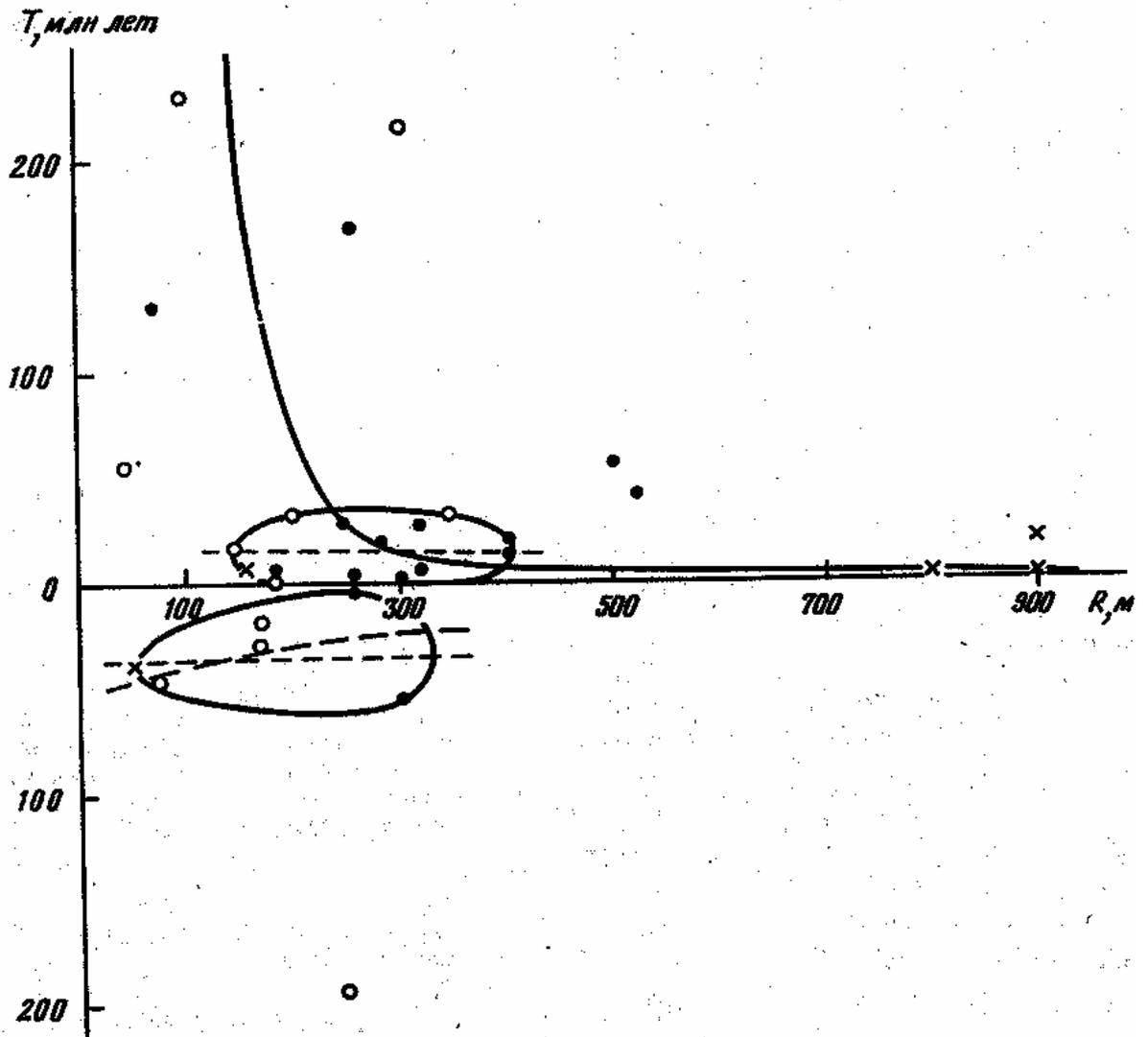


Рис. 22. График зависимости распределения абсолютных датировок от расстояния (R) от контакта субинтрузивного диоритового—габбро-диоритового тела, в экзокон-тактах и эндоконтактах тела

Условные обозначения см. на рис. 17

чения цифр абсолютного возраста для пород на удалении 100—0 м от контакта. Это свидетельствует в пользу стабильной геохимической системы K-Ag в диоритовых порфиритах.

Таким образом, в связи с всесторонним геолого-структурным, минералогическим и геохимическим изучением K-Ag системы вулканоплутонического комплекса Выченкия получены новые данные по структуре комплекса и гидротермальной системы в его Недрах. Изменение параметров геохимической K-Ag системы определяется блоково-брекчиевой структурой комплекса, геодинамическим режимом в контактовых зонах субинтрузивных тел, глубиной их формирования, интенсивностью тектономагматических и постмагматических гидротермально-метасомагических процессов. В относительно монолитных блоках существовали стабильные условия для геохимических систем. Значения абсолютных датировок для пород блоков более достоверные, чем на нарушенных, геодинамически активных участках. Возраст вулканогенных и интрузивных пород вулканоплутонического комплекса Выченкия, вероятно, укладывается в интервал значений 2-30 млн лет. Реализация изложенного подхода при изучении гидротермальных систем позволит получить дополнительные сведения о температурном режиме и системе проницаемости в их недрах.

Предварительное опробование пород близ Паужетской гидротермальной системы (табл. 10) не дает возможности в настоящей работе оценить возраст породных комплексов в пределах системы.

Авторы выражают признательность С.Ф. Главатских и Я.А. Рихтеру за помощь в получении и интерпретации минералогических данных, а также И.Ф. Делемену, принявшему участие в обсуждении результатов раздела.

1.4. Геологическая структура Паужетской гидротермальной системы (геотермального месторождения)

1.4.1. Литология и стратиграфия.

Литолого-стратиграфическими изысканиями на территории Паужетского геотермального месторождения занимались многие исследователи, но до настоящего времени отсутствуют как общепринятая стратиграфическая шкала, так и литолого-фациальные реконструкции разреза, особенно его верхних частей. Для целей описания Структуры геотермального месторождения не столь важно определение истинного возраста тех или иных горизонтов, сколько необходимо детальное отражение на стратиграфической схеме тех или иных деталей разреза. Поэтому, несмотря на то, что для Паужетского района имеются прекрасные стратиграфические схемы, отражающие те или иные особенности разреза (работы С.Е. Апрелькова, В.И. Белоу-сова, О.Н. Егорова, В.Л. Леонова, Н.Е. Литасова, Н.А. Храмова, В.С. Шеймовича и др.), для наших целей наиболее приемлема схема В.А. Ямпольского, которому при разведке Паужетского месторождения удалось наиболее полно проследить стратиграфическую последовательность слоев, в том числе в пределах верхней части разреза — паужетской свиты.

Рассмотрим типичный разрез пород Паужетской гидротермальной системы (описание слоев и комплексов снизу вверх, рис. 23—26). Здесь мы приводим пять вертикальных сечения, информация по которым анализируется также в других разделах книги.

1. В основании разреза залегают вулканомиктовые песчаники и алевропесчаники с тонкими редкими прослоями алевролитов и гравелитов. Песчаники зеленовато-серые вследствие зеленокаменных изменений, равномернo-нозернистые, полимиктовые, тонкослоистые. С глубиной степень литификации песчаников возрастает. Структурно-текстурные особенности пород позволили еще на первом этапе изучения района [3] сделать вывод об их морском происхождении. В дальнейшем в скв. ГК-1, а также в обнажениях на смежных участках в песчаниках обнаружены пеллециподы. Возраст комплекса, скорее всего, ранне миоценовый, хотя имеются и другие точки зрения (табл. 11). Раннемиоценовый возраст толщи подтверждается данными абсолютных датировок (около 14 млн лет) интрузивных пород, рвущих песчаники [120]. Мощность комплекса не менее 800 м.

2. На вышеописанные породы с размывом (отмечается горизонт базаль-ных конгломератов) и структурным несогласием ложатся породы, относимые некоторыми исследователями к алнейской серии. Понимая всю услов-

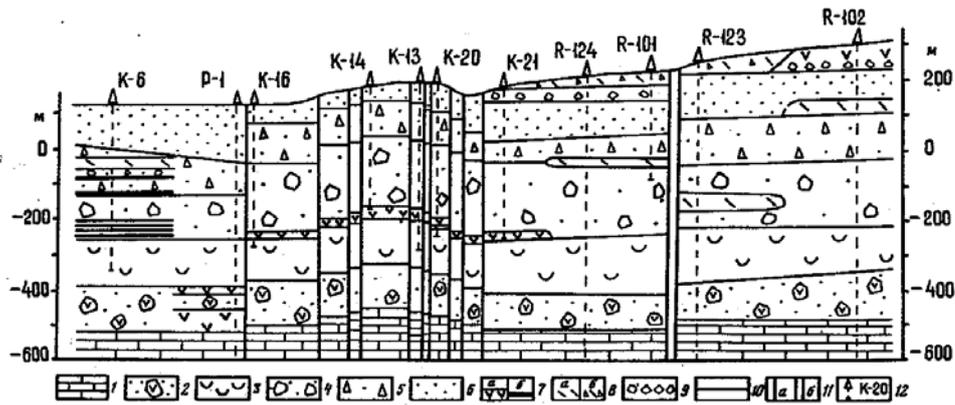


Рис. 23. Геологический разрез Паужетского геотермального месторождения с неотектоническим поднятием Верхнего термального поля в центре схемы (расположение основных геологических структур на современной дневной поверхности и скважин колонкового бурения см. на рис. 30). Составил С.Н. Рычагов с учетом данных В.И. Белоусова, Г.А. Карпова, В.А. Ямпольского и др.

Условные обозначения к рис. 23—26

1 — вулканомиктовые песчаники основания разреза, анавгайская серия; 2 — агломератовые туфы (туфобрекчии) андезито-базальтового состава, алнейская серия; 3 — риолитовые кристаллолитовитрокластические псефитовые туфы, голыгинская свита; 4 — грубо обломочные литовитрокластические туфы андезитового состава, нижнепаужетская подсвита; 5 — псефитовые туфы андезито-дацитового состава, среднепаужетская подсвита; 6 — туфогенно-осадочные отложения дацитового, андезито-дацитового состава, верхнепаужетская подсвита; 7 — андезиты и андезито-базальты предположительно плиоцен-нижнечетвертичного возраста (в разрезе скв. R-102 — верхне-четвертичные): а — крупные тела лав и субинтрузивных образований — микродиоритов, б — дайки; 8 — средне-верхнечетвертичные экструзии (а) и лавы (б) дацитов; 9 — левообрекчии оснований потоков лав и краевых частей экструзивных тел; 10 — литологические и интрузивные границы; 11 — тектонические нарушения: а — разломы, б — зоны разломов; 12 — поисковые и разведочные скважины

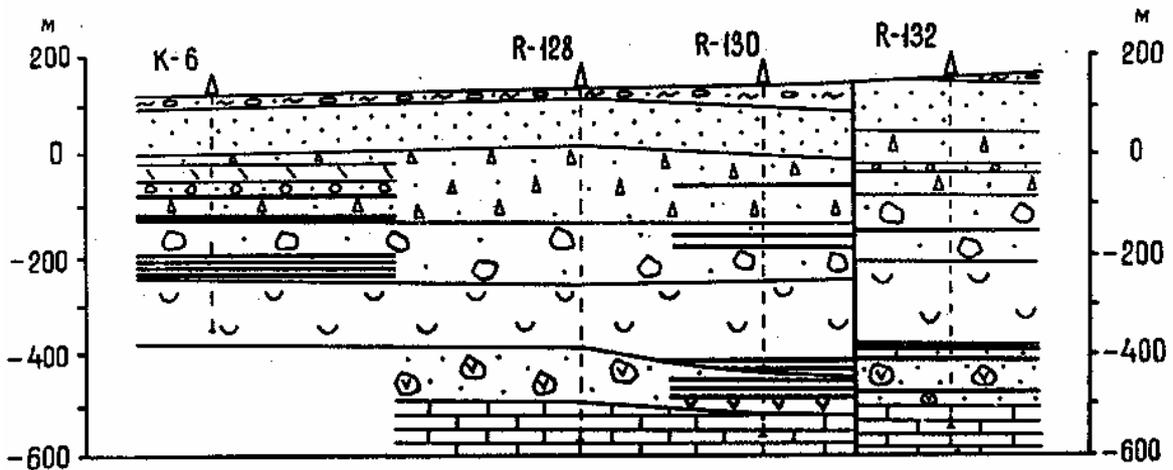


Рис. 24. Геологический разрез Паужетского геотермального месторождения через Паужетский грабен
Условные обозначения см. на рис. 23

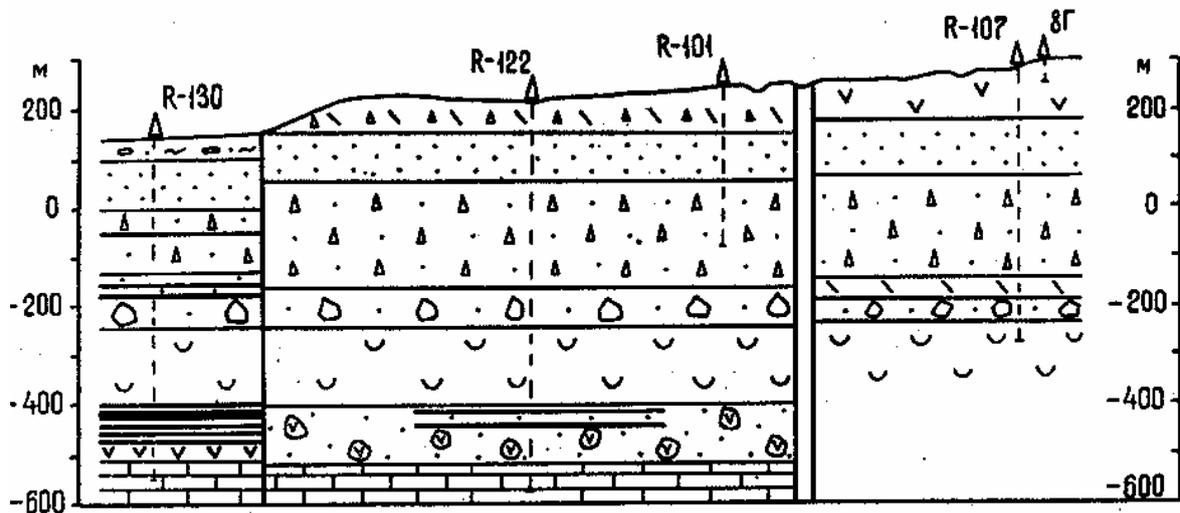


Рис. 25. Геологический разрез через восточный борт Паужетского грабена и слабо нарушенный блок (скв. R-122-в центре блока) Камбального поднятия Условные обозначения см. на рис. 23

ность выделения алнейской серии, мы считаем целесообразным сохранение этого термина при описании разрезов месторождения, так как наша работа направлена не на стратиграфические исследования или фациальные реконструкции, а на локализацию тех или иных комплексов в разрезе для дальнейшего построения объемной модели гидротермальной системы. Возраст комплекса условно датируется как верхнемиоценовый—нижнеплиоценовый [116].

Общая мощность комплекса составляет 700—800 м. Если в смежных районах к этой серии относятся чередующиеся пласты псефитовых туфов и туфобрекчий, перемежающиеся с потоками и покровами оливиновых базальтов и андезито-базальтов в нижней части разреза и да у пи рок се новых базальтов в верхней, завершаясь пачкой пористых андезитов, то в пределах Паужетского месторождения в скважинах встречаются, как правило,

лишь

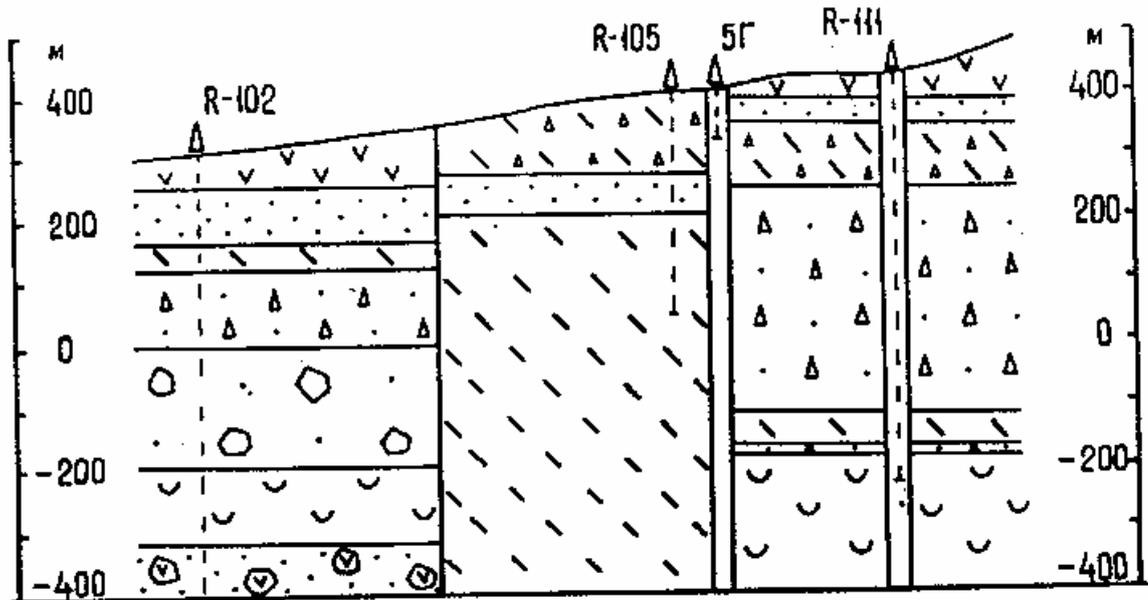


Рис. 26. Геологический разрез через серию блоков Камбального поднятия. Отмечаемые по геофизическим данным высокоамплитудные смещения пород по активному разлому с пробуренной в нем скв. R-111 мы не зафиксировали из-за отсутствия в вышерасположенном (восточном) блоке скважин колонкового бурения. Условные обозначения см. на рис. 23

туфобрекчии¹ основного состава. Лишь изредка в них встречаются прослои туфов того же состава и потоки лав андезитов-базальтов и андезитов.

3. На поверхности описанного комплекса, а за пределами Паужетского месторождения и на поверхности миоценовых песчаников залегают "спекшиеся туфы" и игнимбриты общей мощностью на разбуренном скважинами участке около 115—200 м. Породы относятся к выделенному С.Е. Апрельковым [14] голыгинскому горизонту. Толща однородна по строению, сложена плотными спекшимися туфами светло-серого цвета, с угловатыми обломками лав базальтов и кристаллов кварца. Возраст пород комплекса на основании определения диатомей определяется как среднеплейстоценовый [70].

4. Толща перекрыта отложениями, относимыми большинством исследователей к паужетской свите. Наличие угловых несогласий и размывов позволяет выделить в ее пределах три толщи, соответствующие ниже-, средне- и верхнепаужетской подсвитами.

Нижнепаужетская подсвита имеет мощность до 150 м. В основании подсвита сложена туфоконгломератами, которые сменяются вверх по разрезу туфобрекчиями, в средней части — с прослоями и линзами туфов, туфопесчаников и лавовых потоков основного состава. Завершается подсвита снова туфоконгломератами. На схематических геологических разрезах (см. рис. 23—26) и в других разделах работы грубообломочные отложения нижнепаужетской подсвиты названы агломератовыми туфами и туфоконгломератами.

Породы нижнепаужетской подсвиты с размывом перекрыты отложениями среднепаужетской подсвиты, в основании которых прослеживаются вулканические косоугольные кварцевые песчаники, алевролиты, туфо-гравелиты, сменяющиеся вверх по разрезу псефитовыми и псефопсамми-

¹ Используемый здесь термин "туфобрекчия" не несет генетической нагрузки и применяется нами вслед за другими авторами, изучавшими этот район [23, 70, 118, 119]. В других разделах книги эти породы описываются как агломератовые туфы.-

товыми до пелитовых туфами андезито-дацитового состава. Для толщи характерна значительная изменчивость пород по латерали и вертикали. В.А. Ямпольский выделяет здесь (снизу вверх) пять горизонтов. Первый горизонт — частое переслаивание псефитовых и псаммопсефитовых лито-витрокластических туфов зеленовато-серого цвета андезито-дацитового состава с вулканомиктовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами серого цвета. Второй горизонт сложен псефитовыми, псаммопсефитовыми и псефопсаммитовыми литовитрокластическими туфами андезито-дацитового состава. Третий представлен туфобрекчиями, состоящими из обломков андезитов, андезито-дацитов, реже базальтов. Четвертый горизонт сложен псефитовыми и псефопсаммитовыми туфами андезито-дацитового состава. Пятый состоит из зеленовато-серых туфов дацитового и андезито-дацитового состава. Почти все туфы содержат много обломков пемзы. В целом вулканогенная толща среднепаужетской подсвиты представлена псефитовыми туфами андезито-дацитового состава. Мощность подсвиты составляет 200-250 м.

Верхнепаужетская подсвита залегает на слегка размытой поверхности среднепаужетской подсвиты. Сложена ритмично-слоистыми пемзопепловыми, песчано-пепловыми, алевролитами и пелитовыми туфами кислого состава с тонкой слоистостью и резкой фациальной изменчивостью. Породы подсвиты несут признаки отложения в мелком (озерном или кратерно-озерном?) бассейне. По данным спорово-пыльцевого и диатомового анализов [118], образование пород нижнепаужетской подсвиты произошло в конце среднеплейстоценового - начале позднеплейстоценового времени.

5. По долинам рек и ручьев туфы перекрываются флювиогляциальными отложениями верхнеплейстоценового времени, на которых плащеобразно залегает толща голоценовых вулканогенно-осадочных пород, состоящая в нижней части из глин с горизонтами, обогащенными органикой (по латерали глины переходят местами в торфяники), и слабо сцементированных песчаников (до дресвяников и валунников). Выше располагается слой пемзовых лапилли или "орешковых пемз" [23], отложившихся в спокойной мелководной обстановке. Завершается разрез аструктурными массивными пепловидными палевыми пемзами направленного взрыва. Верное расположение простираний уплощенных обломков эффузивов в них позволяет предположить, что источник взрыва располагался восточнее Паужетской системы (в районе Витаминного озера). Мощность всей пачки не превышает первого десятка метров. Возраст органики в ее основании дает около 8000 лет (голоцен) [118].

На склонах Камбального хребта на породах паужетской свиты залегают потоки массивных мелкокристаллических андезито-базальтов черного цвета. Мощность потоков колеблется от 35 до 80 м. Андезито-базальты и породы паужетской свиты перекрываются дацитами и андезито-дацитами до ри-олигов серого и коричневатого-серого цвета, с полосчатой, иногда пятнистой текстурой. Местами наблюдаются фациальные переходы к лавобрекчиям. Подошвы потоков андезито-базальтов и дацитов интенсивно брекчированы. Мощность потоков дацитов и андезито-дацитов составляет 20—100 м и более. Возраст этого комплекса, скорее всего, позднеплейстоценовый. Андезито-базальты и дациты—андезито-дациты перекрываются пачкой голоценовых

ПЕМЗ.

Сопоставление разрезов отложений района Паужетской гидротермальной системы, описанных разными авторами (по В.Л. Леонову [116] с дополнениями)

Таблица 11

Отдел	Подотдел	Возраст, млн лет	В.В. Аверьев, А.Е. Святловский [5]	С.Е. Апрельков [14]	В.С. Шеймович [242]	Н.Е. Литасов [120]	О.Н. Егоров [70]	В.А. Ямпольский*			
1	2	3	4	5	6	7	8	9			
Голоцен		0,01	Дацилы Дикого Гребня, пемзовые отложения и т.д. (Q ₃)	Лавы Дикого Гребня, пемзовые отложения и т.д.		Лавы Дикого Гребня, пемзовые отложения и т.д. (Q ₄)	IX комплекс (экструзивно-пирокластический и вулканический) (Q ₄)	Рыхлые отложения и пемзы (Q ₄)			
			Дацилы и андезиты, базальты (Q ₂ ²)	Базальты, андезиты и туфы вулканов и экструзий (Q ₁₋₃)	Базальты (Q ₁)	Депрессионный комплекс (Q ₁ ² - Q ₃ ³)	VIII комплекс (экструзивно-пирокластический) (Q ₃)	Дацилы			
			Озерные отложения (Q ₁ ¹)	Паужетская свита (N ₂ - Q ₁)				Паужетская свита (N ₂ - Q ₁)	Андезито-базальты (Q ₂₋₃)	Верхнепаужетская подсвита	
										Среднепаужетская подсвита	
Кристаллокластические туфы, игнимбриды (Q ₁ ¹)	Гольгинский горизонт (N ₂)			VII комплекс (экструзивно-пирокластический) (Q ₂)	Гольгинский горизонт (N ₂ gol)						
Плейстоцен		0,69									
			Миоцен	верхний	12 ± 1	Базальты, андезиты, туфобрекчии (Q ₁ ¹)	Ключевская свита (N ₁ ³ - N ₂)	Алнейская серия (N ₁ ³ - N ₂)	Озерновский вулканогенный комплекс (N ₂ ³ - Q ₁ ¹)	VI комплекс (лаво-пирокластический) (N ₂ ² - Q ₁)	Алнейская серия (N ₁ ³ - N ₂ ³ al)
										V комплекс (лаво-пирокластический) (N ₂ ²)	
										IV комплекс (осадочно-вулканогенный) (N ₂ ¹)	
										III комплекс (экструзивно-пирокластический) (N ₁ ²)	
нижний	17 ± 1	То же (N ₁ ³)	Курильский вулканогенно-осадочный комплекс (N ₁ ¹⁻³)	II комплекс (лавопирокластический) (N ₁ ²)	Анавгайская серия (F ₃ - N ₁ ¹⁻² an)						
				I комплекс (туфогенно-осадочный) (N ₁ ¹)							
нижний	21 ± 1	Основные лавы, их туфы, туфопесчаники (третичные отложения) (F - N)	Курильская серия (N ₁ ¹⁻²)	Паратунская свита (N ₁)							
					26 ± 1						

* Отчет по доразведке юго-восточных флангов Паужетского месторождения перегретых вод за 1972-1976 гг. (стадия предварительной разведки). Петропавловск-Камчатский, 1976 г.

Все описанные породы (кроме голоценовых) перекрыты в долине р. Паужетки и в долинах некоторых ручьев верхнеплейстоцен-голоценовыми аллювиальными

отложениями (валунники, пески, алевролиты), а в других местах — обвальными и обвально-оползновыми образованиями.

1.4.2, Магматизм и ритмичность накопления вулканитов.

Накопление осадков миоценового возраста происходило на фоне становления в верхней части коры интрузий и субвулканических тел диорит-габбро-диоритов, сопровождавшегося образованием даек и силлов, а также излиянием лав среднего-основного состава. Диоритовые интрузии хорошо проявлены в гравитационном поле в виде интенсивных положительных, как правило субизометричных в плане, аномалий. Плотность возмущающих объектов, расположенных под диоритами, позволяет предположить, что нижние части интрузий сложены габброидами и даже более основными породами. Этот вывод подтверждается наблюдениями за глубоко эродированными миоценовыми интрузиями диоритов-гранодиоритов (например, Ахонтенская интрузия), для нижних частей которых характерно присутствие габброидов. В пределах Паужетской депрессии положительные аномалии замаскированы большими объемами пемз и кислых туфов с малой плотностью. Диориты обнажаются по ее периферии (массивы Выченкия, Правый Каюк), а в центральной части (Паужетская гидротермальная система) вскрываются несколькими глубокими скважинами. Помимо диоритов и диоритовых порфиритов, в нижних частях разреза отмечаются тела роговообманковых андезитов. Мощность тел диоритов и андезитов колеблется от метров до первых десятков метров. Диориты и андезиты образуют обломки в перекрывающих песчано-алевролитовые отложения миоцена базальных конгломератах алнейской серии. Близкие по составу породы встречаются в разрезе алнея и в низах паужетской свиты в виде силлов и даек. Все это позволяет высказать предположение, что в нижней части геотермального резервуара Паужетской гидротермальной системы скважинами вскрыта надапикальная часть (зона экзоконтакта) длительно живущего интрузивно-магматического комплекса диоритов—габбро-диоритов. Начало магматической деятельности относится к миоцену, а завершается внедрение последних порций расплава в плиоцене. Основное тело интрузии скважинами не достигнуто, поэтому вскрыты разновозрастные дайковые и силловые породы различного состава, которые могут быть отнесены к экзоконтакто-вой фации интрузивного комплекса. После становления миоцен-плиоценового интрузивного комплекса наступает длительный перерыв в магматической деятельности в недрах резервуара гидротермальной системы, вплоть до позднего плейстоцена.

Отличительной особенностью накопления вулканогенного материала на площади Паужетской гидротермальной системы является хорошо проявленная ритмичность. Можно выделить четыре ритма (см. табл. 11), длительность которых, судя по стратиграфической привязке реперных горизонтов, постоянно сокращалась, но суммарные мощности пород каждого ритма сопоставимы. Это может свидетельствовать об увеличении скорости накопления осадков с течением времени. Каждый ритм начинается с размыва пород предыдущего ритма и накопления продуктов перемыва нижележащих отложений. В одних случаях (горизонт туфоконгломератов) эта пачка пород хорошо выражена, в других (когда мощности слоев и угловые несогласия невелики, а продукты перемыва имеют псефопсаммитовую размерность) базальные слои выделить сложнее. Если базальный горизонт представлен туфоконгломератами, то к верхам горизонта они сменяются, как правило, более тонкозернистыми породами — вплоть до туфопесчаников и туффитов. В основании ритмов могут встречаться лавовые потоки различного состава и мощности. Чаще всего непосредственно на базальном горизонте лежит толща туфобрекчий, мощность которых составляет десятки — первые сотни метров.

Первый снизу ритм представлен туфобрекчиями основного состава мощностью 80—160 м, относящимися по принятой стратиграфической схеме к низам разреза

алнейской серии. Второй ритм представлен туфобрекчиями андезитового состава мощностью до 100 м, относимыми к ниже-паужетской подсвете. Туфобрекчий третьего ритма принадлежат к центральной части среднепаужетской подсветы, имеют андезитовый и андезито-дацитовый состав и мощность 15—20, до 30—35 м. Туфобрекчий четвертого ритма, выделяемые в разрезе верхнепаужетской подсветы, имеют мощность в первые метры и преимущественно дацитовый, реже андезито-дацитовый состав.

Таким образом, четко проявлена гомодромная тенденция в направленности изменения состава туфобрекчий во времени и вверх по разрезу и уменьшения мощности горизонтов. Накопление туфобрекчий определялось поступлением в озерную котловину (Паужетское палеозеро) продуктов эксплозий ближайших вулканов (Плоский, Черные Скалы, Орлиное Крыло) и отражает пульсационный характер их деятельности. Поступление материала от удаленных вулканов, а также последующие после пароксизмального взрыва порции мелкой пирокластики обусловили образование туфов, составляющих основной объем выделяемых в разрезе гидротермальной системы стратиграфических горизонтов.

Лавовые излияния, связанные с деятельностью моногенных и локальных аппаратов на северо-западных склонах будущего Камбального хребта, происходили, как правило, на дневной поверхности. Многократное осушение и последующее заполнение водой озерной котловины позволяют предполагать периодическое переполнение котловины вулканическими осадками на фоне постоянного опускания днища озерной котловины или значительных вертикальных подвижек — во многие сотни метров за геологически короткое время. Скорее всего, озеро существовало в замкнутой горной котловине, борта которой периодически эродировались или разрушались при эксплозиях, что приводило к опустошению озера. При очередном перекрытии стока озеро наполнялось водой. Размеры его, судя по реликтам бортов котловины — от горы Орлиное Крыло до горы Черные Скалы, составляли 5—6 км. Эта депрессия отличается тем, что имеет признаки как вулканотектонической депрессии, так и кальдеры, а по ряду признаков (периодические опустошения озера, интенсивная фациальная изменчивость туфовых отложений, наличие в северо-западной части депрессии серосодержащих гидротермально измененных пород) напоминает кратерные озера [235].

Разрез вулкане генных отложений завершается на склонах Камбального хребта верхнеплейстоценовыми лавами базальтового и андезито-базальтового состава и лавами дацитов и риолитов комплекса вулкана Плоского. Дациты и риолиты образуют ряд экструзивно-субвулканических тел (экструзии Березовая, Плоская и др.), вскрывающихся скважинами. В дальнейшем на месте долин современных рек Озерной и Паужетки произошло накопление озерных отложений, сменяющихся продуктами перемыва пемзовых лапилли в озере (орешковые пемзы), а еще выше — бесструктурными пемзами, отложившимися на дневной поверхности (образования направленного взрыва).

1.4.3, Геологическая структура геотермального резервуара Паужетской гидротермальной системы.

Слоистая структура резервуара. Для восстановления трехмерной слоистой структуры резервуара применялся метод линейного восполнения трехмерными сплайн-поверхностями с использованием базисных функций Грина. Метод описан ранее [95] и позволяет получить любые сечения изучаемого пространства. В первом приближении резервуар расположен в слоистой толще, характеризующейся общим моноклиальным падением к северо-западу (рис. 27). Это подтверждает вывод В.И. Белоусова [23] о приуроченности Паужетской системы к моноклиально залегающим слоям северо-западного склона Камбального хребта. Общее падение моноклинали северо-западное, угол падения около 10° . Моноклиаль осложняется мелкими неоднородностями различного порядка, что видно по строению различных реперных поверхностей.

Наиболее глубоко расположенная из вскрытых скважинами поверхность раздела песчаников анавгайской серии и пород алнейской серии имеет амплитуду превышений не более 125 м. В рельефе этой поверхности дуговидная узкая депрессия обрамляет центральное поднятие, расположенное восточнее горы Березовой (рис. 27,а).

В рельефе подошвы голыгинского горизонта (кровли алнейской серии) отчетливо проявлена изометричная депрессия (рис. 27,б), границы которой совпадают с границами дуговидной депрессии в рельефе предыдущей поверхности.

Подошва паужетской свиты (кровля голыгинского горизонта) отличается общей выровненностью рельефа (рис. 27, в), амплитуда его на большей части территории около 50—80 м. Намечаются слабо выраженная депрессия в северной части участка (Паужетский грабен) и поднятие горы Березовой.

Подошва среднепаужетской подсвиты (кровля нижнепаужетской под-свиты) (рис. 27, г) имеет суммарную амплитуду превышений около 150 м. При сохранении тех же тенденций в строении рельефа поверхности в южной части участка наметилось хорошо выраженное поднятие. Паужетский грабен стал более узким и глубоким, но по-прежнему проявлен только в пределах северной части территории. Поднятие горы Березовой хорошо выражено. Наметился вал северо-западного простирания в южной части территории (Северо-Западный вал), описанный в рельефе дневной поверхности [48].

Граница между туфо брекчиями и туфами нижней части разреза среднепаужетской подсвиты (рис. 27, д) сохраняет те же тенденции в строении своего рельефа, что и предыдущая поверхность. Отличие заключается в том, что депрессия Паужетского грабена более узкая и протягивается почти до южной границы участка, а поднятие горы Березовой занимает несколько меньшую площадь. Суммарная амплитуда высот составляет около 100 м.

Поверхность между туфами верхней части разреза и туфобрекчиями среднепаужетской подсвиты (рис. 27, е) характеризуется амплитудами превышений около 250 м. Северо-западный вал почти не проявлен, однако на его месте в юго-восточной части территории расположено контрастное поднятие — с превышением около 150 м. На северной площади сохраняется вытянутая депрессия, соответствующая части Паужетского грабена. Южный участок грабена проявлен в виде отдельных локальных депрессий. Хорошо выражено поднятие горы Березовой.

Туфы среднепаужетской подсвиты отсутствуют на юго-западной площади (в районе скв. R-107 и далее к Камбальному хребту). Граница между ней и верхнепаужетской подсвитой характеризуется тем, что вал северозападного простирания выражен здесь более ярко, чем в рельефе предыдущей поверхности. Суммарная амплитуда высот поверхности около 150 м. В ее рельефе хорошо проявлены уступы, отражающие, вероятно, новейшие разрывы сбросового или взбросового типа. Преобладающее простирание уступов северо-северо-западное и субмеридиональное. В юго-восточной части проявлен склон крупного поднятия, расположенного за пределами территории. Хорошо заметно поднятие в районе горы Березовой. Появилась широкая впадина севернее этой горы.

Породы верхнепаужетской подсвиты залегают почти повсеместно, отсутствуют лишь на северо-западной площади (рис. 27,ж). В рельефе кровли подсвиты сохраняется общее моноклинальное падение в северо-западном направлении. Отчетливо поднятие горы Березовой. Впадина к северу от горы становится более широкой. Появился уступ западно-северо-западного простирания. Исчезли некоторые уступы и долины (впадины), а также уменьшилась амплитуда поднятия в северо-восточной части участка. Проявлен вал северо-западного простирания. Суммарная амплитуда высот кровли подсвиты составляет около 150 м.

Короткие потоки дацитов (Q_{2-3}) отнесем к лавоэкструзивному комплексу и рассмотрим далее. Потоки базальтов и андезито-базальтов в виде узкого языка заходят на юго-восточную площадь (рис. 27, з).

Рельеф коренных пород со снятой толщей рыхлых четвертичных отложений (рис. 21,и) выглядит весьма контрастно: превышения достигают 300 м. В долине р. Паужетки и на востоке имеют место субмеридиональные грабенообразные впадины. В районе горы Березовой проявлена радиально-концентрическая система уступов и впадин. Современный рельеф земной поверхности характеризуется ярусным строением, ступенчатым опусканием водораздельных поверхностей по направлению от оси Камбального хребта к долине р. Паужетки. Не последнюю роль в образовании ярусности играл эрозионный цикл реки, но по ряду признаков (расщепление террас, смещения в новейшей голоценовой тефре по разрывам с простиранием, параллельным уступам в рельефе) можно полагать, что ярусность рельефа тектонически предопределена. Долина р. Паужетки представляет собой сложный грабен (рис. 21,л): ступенчатое понижение рельефа осложняется валообразным поднятием северо-западного простирания, отмечаемого и в рельефе описанных выше поверхностей. Поднятие горы Березовой образовано в пределах Северо-Западного вала. Севернее горы (в бассейне руч. Пемзового) располагается вытянутая в субширотном направлении депрессия, наметившаяся ранее в рельефе нескольких поверхностей. К северу она сменяется поднятием в бассейне руч. Светлого. В северо-западном углу участка видна грабенообразная долина руч. Светлого. Вся территория разбита густой тектонически предопределенной эрозионной сетью, так что рельеф правобережья р. Паужетки близок к типу "бэдленд". Исключение представляет террасовидная поверхность на северо-западной площади участка (у местных жителей она называется Левая терраса). Все эти неровности рельефа отделяются друг от друга крутыми (70-90°) уступами. Суммарная амплитуда современного рельефа в пределах территории составляет около 250 м.

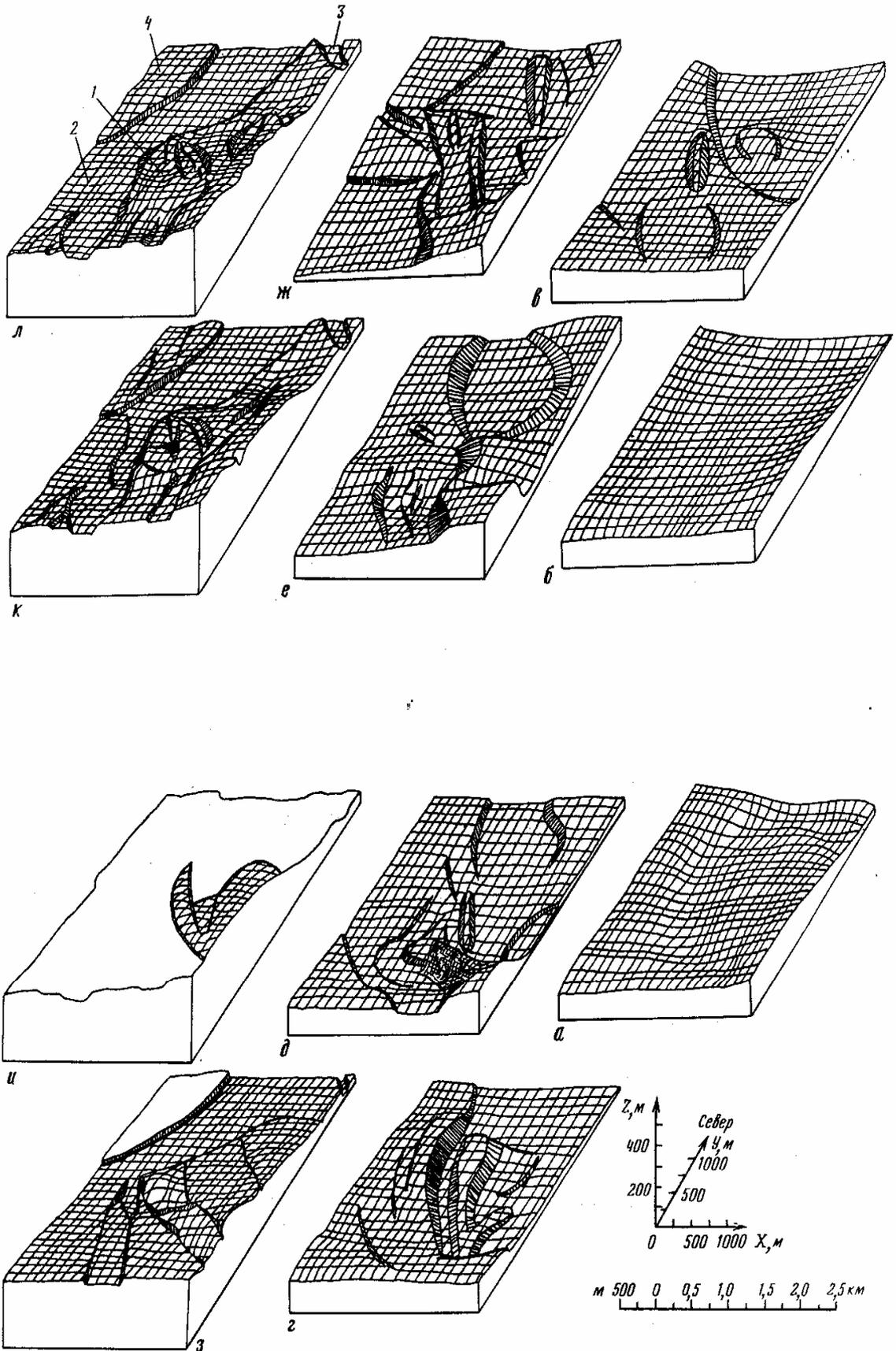


Рис. 27. Структурные поверхности Науясхтской гидротермальной системы

а-к - кровли: а - песчаников анавгайской серии, б - пород алнейской серии, в - пород голыгинской свиты, г - пород нижнепаужетской подсвиты, д - нижней пачки туфов среднепаужетской подсвиты, е - туфобрекчий среднепаужетской подсвиты, ж - пород среднепаужетской подсвиты, з - пород верхнепаужетской подсвиты, и - базальтов-андезитов-базальтов среднего-верхнего плейстоцена, к - коренных пород; л - современный рельеф: 1 - гора Березовая, 2 - долина р. Паужетки, 3 - долина руч. Светлого, 4 - Левая терраса

Экструзии, разрывы и кольцевые структуры. В пределах Паужетского геотермального месторождения закартирована экструзия Березовая, а в непосредственной близости к его границам — экструзия Плоская [23]. Экструзии сложены дзетами, риолитами и риолито-дацитами; имеют "луковичное" строение, по возрасту могут быть отнесены к среднему-позднему плейстоцену. Судя по строению экструзии Плоской, от основного тела отходят короткие потоки лав того же состава. Подводящий канал, как правило, один и находится под центральной частью экструзии. Данные геофизических съемок (карты В.А. Волкова и Ю.А. Зайцева) позволяют допустить наличие дополнительных каналов меньшего диаметра по периферии тела. Размеры экструзии Березовой в плане (на поверхности) около 1 км, диаметр подводящего канала, не вскрытого ни скважинами, ни в разрезах, по геофизическим данным составляет первые десятки метров. Установлены два дополнительных подводящих канала (скв. R-123 и 131). Кроме того, скважинами пересечены кислые (вероятно, экструзивные) породы дацитового, риолитового и риодацитового состава, перекрытые рыхлыми осадками. Пространственное распределение пород позволяет предположить, что тело экструзии Березовой (рис. 28) протягивается дальше к югу. Это подтверждается геофизическими данными, а также относительной приподнятостью участков рельефа, под которыми предполагается экструзия. Вероятно, именно это позволило В.И. Белоусову [23] выделить экструзивные тела на месте двух возвышенных участков южнее горы Березовой.

В пределах Паужетского геотермального месторождения экструзивные и близкие к диоритовым породы (микродиориты) откартированы в разрезах всех основных геологических структур - Паужетского грабена, поднятия верхнего термального поля, ступенчатых поднятий Камбального хребта (см. рис. 23—26). На основании выявленных закономерностей строения современных гидротермальных систем [95] крупная высокотемпературная гидротермальная система может возникать только при наличии в верхних частях земной коры мощных зон проницаемости в относительно малопроницаемой среде, что достигается, как правило, на контактах длительно живущей (полифазной) интрузии. Интрузия обычно расположена в пределах поднятия или другой положительной структуры, осложняющей крупную тектоническую впадину, депрессию или грабен. Наличие депрессионной структуры обуславливает достаточное водное питание системы, а соответствующая проницаемость возникает на границах интрузии или на склонах поднятия.

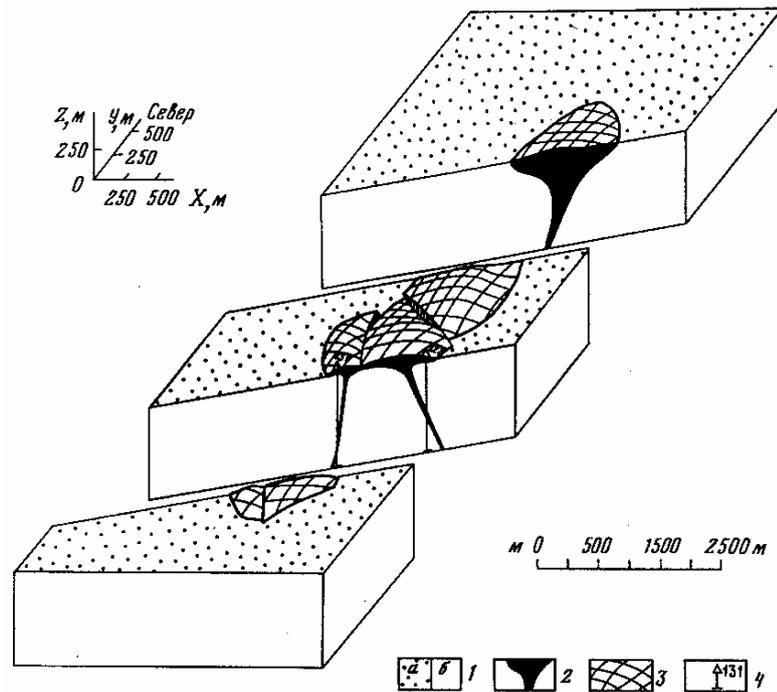


Рис. 28. Форма экструзивного тела дацито-риодацитов среднего-верхнего плейстоцена 1 — вмещающие породы: а — в горизонтальном сечении, б — в вертикальном сечении; 2 — тело экструзии и магмоподводящие каналы; 3 — форма кровли экструзивного тела; 4 — скважины колонкового бурения и их номера.

Чаще всего, что подтверждается данными по строению палеогидротермальных рудных систем, отсутствие интрузии в ядре поднятия говорит о недоразведке системы. При углублении скважин встречается либо само тело интрузии, либо серия даек ее экзоконтактовой фации. Так, на Мутновском месторождении парогидротерм глубокими скважинами вскрыта плиоценовая интрузия диоритов—габбро-диоритов [95], на Кошелевском месторождении парогидротерм — субинтрузия и дайковая система долеритов, диоритов и габбро-диоритов миоцен-плиоценового возраста, относящаяся к экзоконтактовой фации крупной глубинной интрузии основного состава (по геофизическим данным). Есть основания полагать, что плейстоцен-голоценовые периферические магматические очаги, являющиеся источником теплового питания гидротермальных систем, сформированы в пределах глубоких (3-5 км) частей этих длительно живущих интрузивных комплексов.

Форма интрузивных комплексов описываемого типа отличается сложным рельефом кровли: наличием нескольких апикальных поднятий, к которым на дневной поверхности приурочены неки, брекчиевые трубки, моногенные вулканические аппараты, шлаковые конусы. Форма верхней границы встречаемости даек и силлов в зоне экзоконтакта в целом повторяет форму поверхности эндоконтакта интрузии. Эта закономерность позволяет реконструировать положение апикальной части интрузии, даже если интрузия не вскрыта скважинами. На Паужетском месторождении дайки диоритов и габбро-диоритов установлены в призабойных частях некоторых скважин в южном обрамлении экструзии горы Березовой. Скв. ГК-1, вероятно, пробурена над апикальной частью не вскрытой интрузии диорит-габбро-диоритового состава миоцен-плиоценового возраста.

Учитывая, что в пределах других известных объектов (Мутновская и Кошелевская гидротермальные системы, палеогидротермальная система Выченкия) мощность зоны экзоконтакта составляет до 500—800 м, можно ожидать, что кровля интрузии в пределах Паужетской гидротермальной системы находится на глубине 2-2,5 км. На основании обобщения литературных данных по разведанным геотермальным

месторождениям мира также показано, что в пределах гидротермальной системы наиболее продуктивные термальные зоны приурочены к контактам интрузивных тел [95]. Следовательно, можно допустить, что разведанный в настоящее время интервал гидротермальной системы, не глубже 1,5 км, относится к верхней, видимо, не самой продуктивной ее части.

Разрывные нарушения в пределах разбуренного участка многочисленны и относятся к различным кинематическим типам. Кроме того, здесь выделяются пассивные разломы и разрывы (которые проявлены в виде зон дробления, залеченных тектоническими брекчиями, милонитами и кальцитовыми жилами) и активные разрывы (по которым происходили новейшие перемещения). Рассмотрим последний тип разрывов, так как именно они определяют движение термальных вод.

Активные разрывы уверенно прослеживаются по уступам в рельефе реперных поверхностей (включая современный рельеф). О том, что они действительно являются разрывными, можно судить по приуроченности к ним потоков теплоносителя. Кроме того ярко выраженные уступы интерпретируются как разломы на основании геофизических данных. Серии активных дизъюнктивов с различными амплитудами блоковых подвижек по ним создают сложную блоковую структуру района. Определяющими структурами являются Паужетский грабен и многоступенчатое Камбальное поднятие. Серия параллельных разрывов субмеридионального простирания прослеживается по всей территории. В разломе, отделяющем левую террасу от долины р. Паужетки, опущен восточный борт (вертикальная амплитуда - первые десятки метров). В разрывах, расположенных восточнее долины, опущен западный борт. Амплитуда смещений по каждому разрыву составляет также первые десятки метров, суммарная амплитуда опускания достигает 100—150 м. По геофизическим данным, наиболее контрастным является разлом субмеридионального простирания у скв. R-111. Все разрывы системы субмеридионального простирания связываются с воздыманием Камбального хребта. В соответствии с существующими в геотектонике представлениями субмеридиональные разрывы должны составить единую систему с разрывами субширотного простирания. Однако кинематический тип субширотных разрывов иной. Хотя по ним и наблюдаются вертикальные перемещения

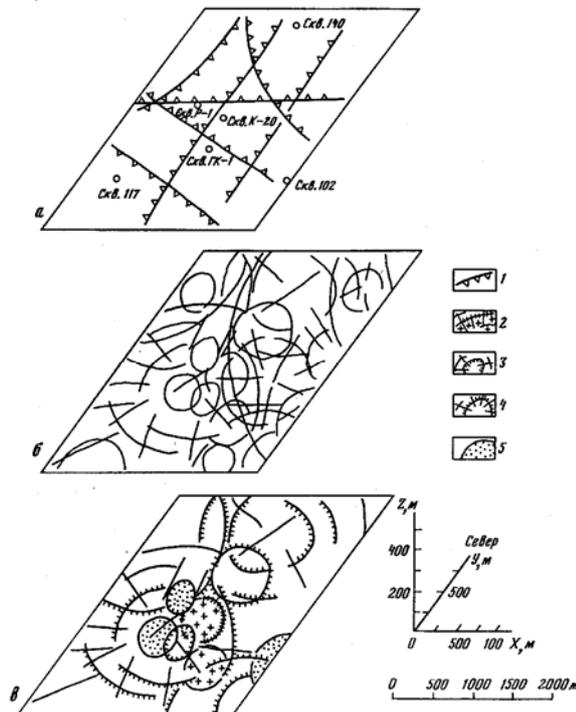


Рис. 29. Разрывы и кольцевые структуры Паужетской гидротермальной системы *а* — расположение разрывов в плане; *б* — отдешифрованные кольцевые структуры; *в* — кольцевые структуры с выявленным происхождением
 I — разрывы и элементы их залегания; 2—5 - кольцевые структуры, связанные: 2-е экстрюзиями, 3 - с депрессионными структурами, 4 — с поднятиями, 5 — с потоками термальных вод

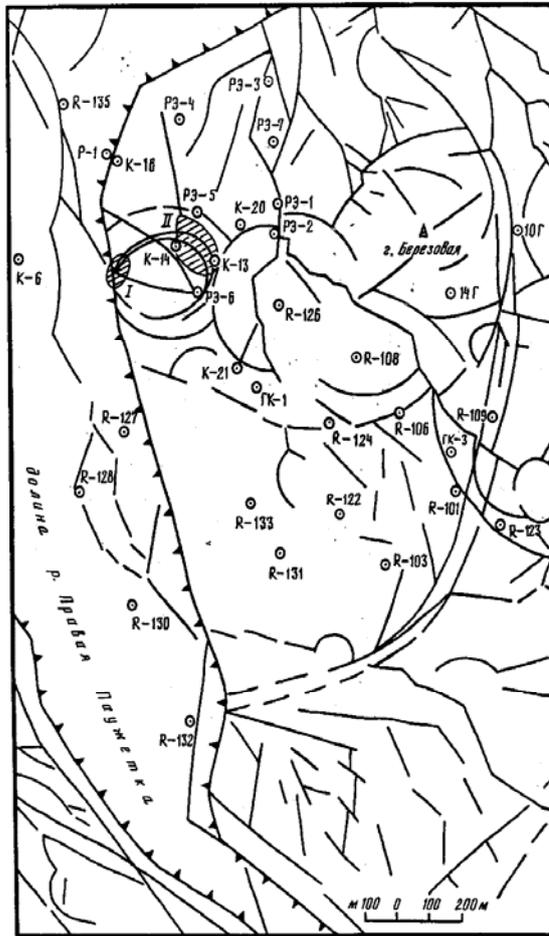
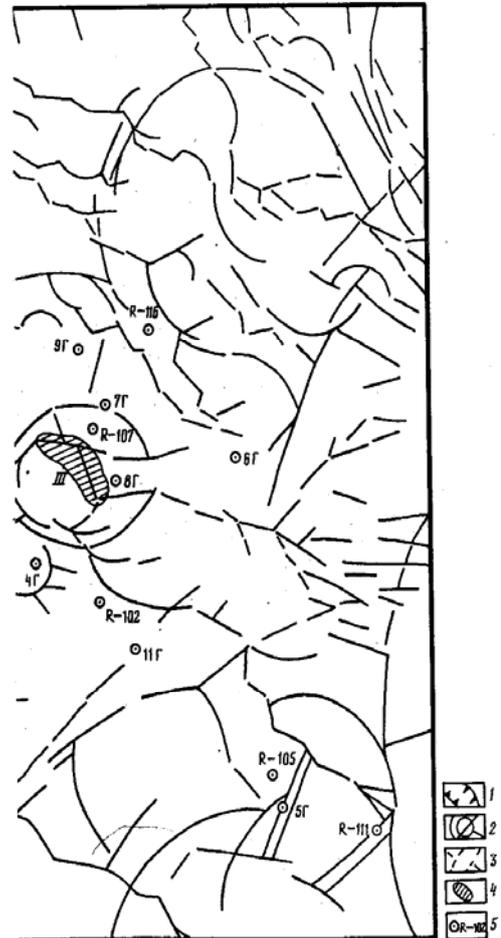


Рис. 30. Основные геологические структуры Паужетского геотермального месторождения в рельефе современной поверхности. Составил С.Н. Рыгачов
 I — верхнечетвертичный-современный Паужетский грабен; 2, 3 — кольцевые и "прямолинейные" тектонические нарушения; 2 — отдешифрованные в рельефе



и подтвержденные геолого-геофизическими, геохимическими и другими материалами, 3 — предполагаемые; 4 — термальные поля; I — Южное, II — Верхнее, III — Восточное; 5 — скважины колонкового бурения и их номера

(рис. 29,а), это преимущественно правосторонние сдвиги, реже правосторонние сбросо-сдвиги. В пределах участка они могут рассматриваться в качестве оперяющих крупного сдвига, проходящего севернее (по долине р. Озерной) и проявляющегося в структуре гравитационного и магнитного полей и в трещиноватости пород. Скорее всего, парагенетически связанными с субмеридиональными являются разрывы северо-западного простирания.

Последние также относятся к сбросам и взбросам. Основной структурой блокового типа, создаваемой этими разрывами, является горст, проявленный в слоистой структуре в виде вала (Северо-Западный вал). Амплитуда смещений по разрывам этого простирания - десятки метров. Нарушения северо-восточного простирания выражены здесь в меньшей степени.

Разрывы в первом приближении прямолинейны и обусловлены региональными полями напряжений. Кольцевые структуры в пределах гидротермальной системы обусловлены действием локальных источников деформации: экстрюзиями, блоками-штампами, зонами парообразования и т.д. Кольцевая структура может рассматриваться как изотермическая форма только на определенном уровне: в большем масштабе

кольцевой контур распадается на серию прямолинейных разрывов различного простирания, но наиболее выражены участки линейных разрывов, касательные к кольцевому контуру либо перпендикулярные к нему. Поэтому в пределах разбуренного участка непосредственно не видно элементов известных крупных кольцевых структур [69]. Вместе с тем проявлены многочисленные мелкие кольцевые образования (рис. 29,б), имеющие различные происхождение и степень выраженности в рельефе. Большое количество кольцевых структур наблюдается на участках залегания пород одного типа, поэтому установление их генезиса вызывает определенные затруднения.

Наиболее крупной на площади гидротермальной системы является кольцевая структура с центром в среднем течении руч. Светлого (рис. 29,в). Она проявлена в рельефе концентрацией элементов эрозионной сети по кольцевому контуру, а также в дуговидном расположении аномалий AZ, Pk и изотерм. Эта кольцевая структура, по-видимому, является отражением вулканотектонической депрессии диаметром около 5 км, откартированной в рельефе поверхностей границ слоев среднепаужетской подсвиты. Рассмотренный выше вал северо-западного простирания трассирует границы структуры. Другая хорошо выраженная кольцевая структура картируется вокруг экстрезии горы Березовой. Она представляет собой сложное геологическое образование, обусловленное внедрением экстрезии. Куполовидное залегание слоев верхней части разреза может быть вызвано действием экстрезии как штампа.

Депрессионная форма нижних частей разреза, под экстрезией, обусловлена, вероятно, расклинивающим действием магматического тела, а также компенсационной просадкой среды в качестве ее реакции на отток магмы из периферического очага, питающего экстрезию.

На площади гидротермальной системы выделяется еще несколько кольцевых структур, которые, по-видимому, обусловлены скрытыми магматическими телами. Их диаметр около 2-2,5 км. Часть структур диаметром 0,4-1,6 км и мельче связана с подводящими каналами экстрезий, трубками гидротермальных взрывов, проработкой пород восходящими потоками терм, экзогенными процессами. Экзогенные кольцевые образования также расположены не случайно, а трассируют тектонически предопределенные уступы в рельефе или зоны проявления гидротермальной деятельности. Выделенные нами овально-кольцевые структуры диаметром 300-500 м в районе Верхнего и Восточного термальных полей (рис. 30) являются центрами в более крупных (2-2,5 км) структурах и отражают, вероятно, внедрение в породы основания разреза субинтрузивных тел или жесткого штампа.

Глава 2

МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В СТРУКТУРЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ.

2.1. История гидротермального минералообразования Паужетского месторождения парогидротерм и палеогидротермальных систем района.

Гидротермальные изменения на Паужетском месторождении термальных вод детально исследовали В.В. Аверьев, С.И. Набоко, Б.И. Пийп и другие авторы [3, 4, 23, 24, 146, 149]. Установлено, что степень изменения пород контролируется в первую очередь их фильтрационными свойствами. Выделены следующие зоны измененных пород (сверху вниз).

1. Зона кислотного выщелачивания мощностью до нескольких метров. Она характеризуется ассоциацией каолинит + лимонит + (пирит) + + алунит, опал, тридимит. Ее образование связано с окислением H_2S до H_2SO_4 вблизи поверхности,

2. Зона аргиллизации и цеолитизации. Она развивается преимущественно в породах дацитового состава и разделяется на две подзоны с ассоциациями: а) монтмориллонит + анальцим + кварц; б) монтмориллонит + анальцим + птилолит (или сколецит) + кварц + гидробиотит + шаба-зит. Нижняя граница зоны контролируется изотермой $150^\circ C$, которая проходит на глубинах 50—330 м.

3. Зона цеолитизации и фельдшпатизации. Характеризуется ассоциацией ломонтит + адуляр или (и) альбит + (кальцит + кварц + монтмориллонит + + хлорит + сфен + апатит). Адуляр приурочен преимущественно к верхней части зоны. Изредка встречаются филлипсит, ангидрит, пирит, эпидот, пренит. Новообразованные минералы, среди которых преобладает ломонтит, составляют до 60% породы. Зона простирается до глубины 250—380 м.

4. Зона пропилитизации. Слагает самые глубокие горизонты и характеризуется ассоциациями: а) кальцит + хлорит + пирит + ломонтит; б) кальцит + хлорит + пирит + ангидрит; в) кальцит + хлорит + пирит + белая слюда. Во всех ассоциациях присутствуют в качестве примеси альбит, кварц, сфен и апатит.

Измеренные в скважинах температуры не показывают существенного отличия от предыдущей зоны (около $200^\circ C$). Изменения минеральных ассоциаций (преобладание кальцита с хлоритом, исчезновение монтмориллонита и адуляра со смектитом) обусловлены, как считают вышеупомянутые авторы, иным составом вод, а также более основным составом

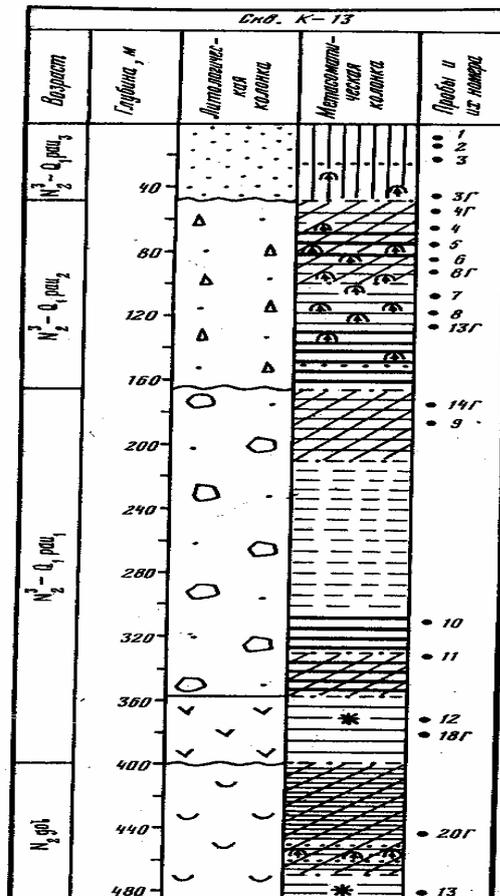


Рис. 32. Геологические колонки скважин, пробуренных через структуру тектонического поднятия в районе Верхнего термального поля
Условные обозначения см. на рис. 31

пород в нижних частях разреза. Здесь прекращается действие поверхностного окисления и H_2S начинает преобладать.

Как известно, наиболее высокотемпературные (глубинные) метасоматические формации или зоны (на отметках свыше 3 км) представлены актинолитовой, эпидот-хлоритовой и пренитовой фациями; промежуточные зоны (от 1 до 3 км) — хлорит-альбитовой фацией; приповерхностные зоны (менее 1 км) — цеолитовой и трансильванской фациями. Среднетемпературная (хлорит-альбитовая) пропилитизация характеризуется появлением в метасоматитах равновесного парагенезиса альбит + эпидот + хлорит + пирит + лейкоксен [98, 99]. Низкотемпературная пропилитизация (без альбита по Д.С. Коржинскому) подразделяется на цеолитовую (ломонит, анальцим, вайрацит, натролит + хлорит + адуляр + пирит) и трансильванскую (карбонат + иллит + селадонит + хлорит + адуляр + пирит) [62, 183].

Наши наблюдения показали (рис. 31—33, см. вкл.), что на Паужетском геотермальном месторождении широко распространены низкотемпературные пропилиты. Среди них мы в соответствии с теоретическими представлениями Д.С. Коржинского [98, 99], М.И. Ратеева [183] и В.И. Гугушвили [62] различаем цеолитовую и трансильванскую фации. Продукты среднетемпературной пропилитизации проявлены слабо и носят эпизодический характер.

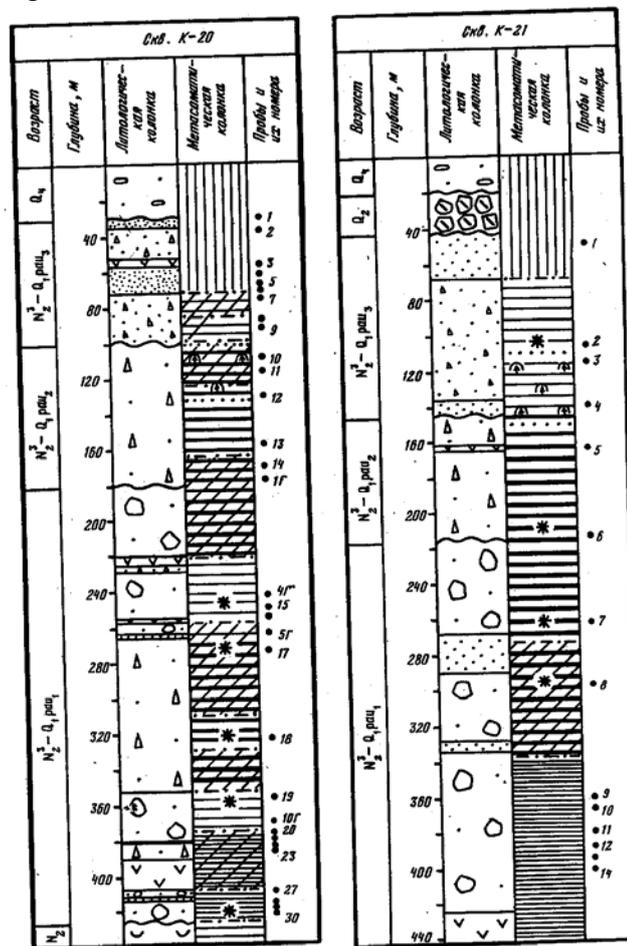


Рис. 32. (окончание)

2.1.1. Петрографические и минералого-геохимические особенности гидротермалитов

Петрографические наблюдения вулканитов и продуктов их гидротермально-метасоматического изменения контролировались комплексом исследований. В табл. 12, в

частности, приводятся результаты полного силикатного анализа гидротермалитов всех выделенных зон. К сожалению, нам не удалось выяснить динамику вещества при формировании различных типов гидротермалитов, так как не найдены неизменные родоначальные породы.

Зона пропилитов. Среднетемпературная (хлорит-альбитовая) пропилитизация характеризуется появлением в метасоматитах равновесного парагенезиса альбит + эпидот * хлорит + пирит + лейкоксен [99]. Эпидот является запрещенным минералом для приповерхностных условий гидротермального метаморфизма [98, 192]. Однако он часто наблюдается в продуктах изменения пород Паужетского месторождения, где обнаруживаются сонахождения с широким набором гидротермальных минералов: цеолитами (ломонтитом, вайрацитом), хлоритом, кальцитом, кварцем (табл. I, а, б), адуляром и пренитом. Для выяснения этапности формирования эпидота в ряду гидротермально-метасоматических процессов изучены некоторые особенности пропилитизации в гидротермальной системе Выченкия, где этот минерал пользуется широким распространением.

В зонах своего максимального развития эпидот не встречается совместно с цеолитами и смектитами — минералами, характерными для более низкотемпературных стадий преобразования. Особо подчеркнем, что парагенезис альбита с эпидотом, который считается характерным для продуктов среднетемпературной пропилитизации или метаморфизма фации зеленых сланцев, не встречен. Это впервые отметил В.Л. Русинов [190], детально изучивший альбитизацию плагиоклазов в условиях при-поверхностной пропилитизации Паужетского месторождения. Не исключено, что в ряде случаев альбит пропущен, так как он, по мнению В.Л. Русинова, является "аномальным" — с отрицательным углом оптических осей, отсутствием в шлифах в несдвойникованных кристаллах трещинок спайности и низкой степенью упорядоченности структуры. Диагностика такого минерала, как правило, затруднена.

Выделяемые нами на месторождении цеолитовые пропилиты, или "цеолитовая (ломонтитовая) фация", соответствуют зоне цеолитизации и фельдшпатизации [3, 4, 149, 150]. Исследования в шлифах показали, что проницаемость пород определяет характер и направленность гидротермального преобразования вулканитов. Так, цеолитовые пропилиты наиболее широко развиты в самых проницаемых туфах среднепаужетской подсветы, к которой отнесен верхний водоносный горизонт месторождения. Не меньшим распространением они пользуются и в других толщах, а также в зонах трещиноватости с повышенными фильтрационными свойствами. С уменьшением проницаемости пород интенсивность изменения падает.

Цеолитовая пропилитизация нередко накладывалась на породы, испытавшие предварительную хлоритизацию, окварцевание, карбонатизацию и содержащие иногда эпидот, гранат, а также пирит, альбит и лейкоксен (сфен) (табл. II, а, б)

Таблица 12.

Химический состав (в мас. %) гидротермально измененных пород
Паужетского геотермального месторождения

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO										
									Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S	SO ₃	CO ₂	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Сумма	
1	2-172-2	40,12	1,32	24,28	15,63	0,70	0,04	0,43	0,82	0,11	0,14	0,61	0,40	0,72	Her	9,95	4,21	99,48
2	2-171-2	44,82	1,20	21,30	6,27	1,75	0,13	1,86	3,29	0,52	0,64	0,34	1,55	3,03	"	7,59	7,31	101,64
3	K-20-4	61,96	0,42	13,88	2,62	0,28	0,03	3,43	0,82	2,79	1,33	0,22	0,05	He опр.	0,10	7,84	3,88	99,65
4	K-13-1	59,06	0,67	17,20	3,54	0,98	0,09	5,86	1,44	2,74	1,33	0,22	0,36	"	Her	3,48	3,14	100,11
5	102-7	57,16	0,67	16,05	7,63	1,75	0,09	5,88	2,62	3,19	1,64	0,25	Her	"	0,43	1,48	1,72	100,56
6	K-20-8	72,26	0,30	11,66	0,82	1,75	0,07	2,43	0,51	4,62	1,93	0,11	0,14	"	Her	2,59	0,45	99,64
7	122-8	67,64	0,58	14,62	2,20	1,68	0,07	2,57	1,02	4,16	4,50	0,10	0,01	"	0,14	0,57	0,13	99,99
8	K-13-6	82,60	0,33	8,88	0,67	1,12	0,04	0,84	0,61	0,40	4,46	0,02	0,04	"	Her	Her	0,30	99,71
9	K-21-7	59,60	0,70	15,51	2,82	2,59	0,10	5,43	2,06	2,37	2,26	0,27	0,12	"	0,10	4,77	0,93	99,63
10	130-16	57,82	0,61	17,24	1,15	3,50	0,09	6,00	2,06	2,28	2,84	0,25	0,10	"	0,48	4,27	0,69	99,38
11	K-20-25	52,48	0,79	14,35	2,20	3,71	0,22	6,86	3,60	2,49	1,20	0,36	1,34	"	5,43	3,88	0,74	99,65
12	K-21-14	56,30	0,58	13,79	2,06	5,47	0,16	5,43	2,01	3,50	2,77	0,40	0,02	"	3,71	3,66	0,76	100,62
13	K-13-10	60,68	0,61	15,29	2,43	2,94	0,09	4,72	1,85	2,68	1,93	0,22	0,05	"	Her	5,03	0,90	99,42
14	K-13-11	60,78	0,82	14,75	3,45	2,45	0,13	4,72	2,36	3,61	2,14	0,34	0,10	"	0,55	3,06	0,99	100,25
15	K-13-7	79,02	0,42	9,03	1,11	1,05	0,07	0,72	0,62	0,77	5,40	0,13	0,15	"	0,18	0,81	0,21	99,69
16	K-13-5	62,12	0,67	15,53	3,10	1,68	0,09	5,29	0,93	1,27	3,90	0,27	0,68	"	Her	4,24	1,00	100,77
17	K-21-12	39,52	1,07	19,31	6,57	5,61	0,19	6,76	7,51	1,95	0,63	0,45	0,02	"	3,05	5,97	0,59	99,20
18	K-21-8	63,24	0,77	14,22	3,13	2,45	0,12	3,43	2,36	3,06	3,49	0,31	0,56	"	0,10	2,73	0,64	100,61
19	132-10	62,80	0,58	14,06	2,45	2,52	0,13	5,15	1,64	3,10	1,49	0,18	0,03	Her	1,06	4,02	0,92	100,13
20	132-11	48,94	1,04	18,77	6,85	1,96	0,20	9,13	1,85	3,24	1,45	0,45	0,01	"	0,92	4,03	0,99	99,85

. *Примечание.* Зона сернокислотного выщелачивания — глина каолинистая (1); зона хлоридно-углекислого выщелачивания — глина монтмориллонитовая (2); зона высококремнистых цеолитов и аргиллизитов — цеолитолит: клиноптилолитовый (3), гейландитовый (4), клиноптилолит-морденитовый (5); туфы с обилием высокотемпературного анальцима (6), /3-леонгардита (7); фельдшпатизированный цеолитовый пропилит (8); зона пропилитов — цеолитовый (9, 10, 13), трансильванский (11, 12) типы; зона аргиллизированных пропилитов (14—20).

В зонах, где цеолитовая пропилитизация проявилась наиболее активно, базис туфов, как и другие ингредиенты пород, нацело замещен агрегатом ломонтита (реже вайракита, иногда анальцима) и хлорита. В результате перекристаллизации образуются друзы, сложенные крупнозернистым агрегатом ломонтита. Этот минерал наблюдается в виде пластинчатых призматических кристаллов с совершенной спайностью в двух направлениях. Вокруг более ранних выделений гидротермального эпидота и кальцита в цементе происходит формирование гранобластовых агрегатов ломонтита. С последним нередко ассоциирует пренит, образующий короткотаблитчатые агрегаты и розетки, а также хлорит. В некоторых случаях в базисе наблюдается много лейкоксена (сфена) и магнетита. Иногда в ломонтитовых гранобластах сфен перекристаллизовывается, а пирит, количество которого резко возрастает, окаймляет отдельные его микро друзы.

Зерна плагиоклаза почти полностью цеолитизированы (табл. III, а, б). Темноцветные минералы в зоне конечного изменения значительно ломонтитизированы, так же как и мелкие обломки пород. В литокластах скрытокристаллические агрегаты цеолита перекристаллизовываются с образованием гранобластовых микро друз крупнопластинчатого ломонтита. Хлорит развивается синхронно с цеолитом. Отдельные мелкие фрагменты пород полностью замещены хлоритом либо цеолитом с образованием гранобластовой структуры.

Литокласты средне температурных пропилитов, содержащие эпидот, альбит, хлорит и пирит, интенсивно цеолитизируются и замещаются новыми генерациями хлорита и хлорит-сметита. Эпидот и альбит остаются без изменений.

Минералы группы ломонтита диагностируются рентгеноструктурно. Они подтверждены в иммерсионных препаратах ($N_g = 1,524—1,526$; $N_p = 1,513$) легкой фракции 0,25—0,01 мм, где являются одними из наиболее распространенных минералов, и электронно-микроскопическими исследованиями [102]

Замеренная интенсивность пика $cd = 3,51\text{Å}$ у цеолита из трещин в скв. К-6 (глубина 234,7 м) равна 3 баллам, что в соответствии с данными В.И. Гугушвили [62]

указывает на его принадлежность к низкотемпературному β -леонгардиту. Это же относится к длиннопризматическим прекрасно индивидуализированным цеолитам, выполняющим пустотки и трещины в разных по составу породах и на разнообразных глубинах. Т.В. Дементьева [65], изучавшая прожилковый (трещинный) ломонтит Большебанного месторождения термальных вод, приходит к выводу, что он аналогичен таковому с Паужетского месторождения и относится к 0-леонгарди-товой разности. Этот минерал устойчив на воздухе, не теряет своей формы и оптических свойств. По мнению В.И. Гугушвили [62], β -леонгардит — очень надежный минеральный термометр, подобно анальциму.

Иначе дело обстоит с цеолитами, практически нацело замещающими туфы. Так, в скв. R-130 (глубина 644,9 м) интенсивность отражения с $d = 3,50 \text{ \AA}$, равная 8 баллам, дает возможность отнести этот минерал к высокотемпературной разности — собственно ломонтиту. Этим же минералом сложен цеолитовый метасоматит скв. K-21 (глубина 264 м).

Из цеолитов, кроме ломонтита и 0-леонгардита, на Паужетском месторождении встречен вайрацит ($N_g = 1,501$; $N_p = 1,496$). В иммерсионных препаратах он наблюдается в виде оскольчатых, таблитчатых и неправильных зерен ромбического и квадратного сечения, нередко с двойниками и зародышевой "решеткой распада". Наибольшее содержание вайракита отмечено в скв. R-130 (глубина 501 м), где он присутствует в количестве 8,3% легкой фракции 0,25—0,01 мм. Л.М. Лебедев [114] отмечает микроскопические зерна вайракита на Паужетке в полупрозрачных и водяно-прозрачных друзовых корках на стенках полостей в андезито-дацитовых туфах.

Анальцим встречен в двух образцах из одного штуфа измененных кислых витрокластических туфов (скв. K-20, глубина 84,6 м). Он развивается по диспергированному стеклу и инкрустирует каверны туфов. Анальцим диагностируется рентгеноструктурно и подтвержден исследованиями на электронном микроскопе. Согласно [16], температура образования анальцима в скв. K-20 (глубина 84,6 м) равна в среднем 260°C (интеграл 200—322°C). Это с теоретическим представлениям авторов работы [236] соответствует высокотемпературной разности минералов.

Существует убеждение [149], что анальцим пользуется широким развитием на месторождении и среди цеолитов по распространенности успеваает только ломонтиту. По нашим данным, анальцим относится к редким минералам. Кроме того, в цеолитовых пропилитах часто развивается пре-нит. Этот минерал диагностирован в иммерсионных жидкостях ($N_g = 1,628-1,630$; $N_p = 1,656-1,658$). Максимальное содержание пренита (20,5% легкой фракции 0,25—0,01 мм) зафиксировано в скв. R-122 (глубина 332 м), где он наблюдается в виде свежих бесцветных таблитчатых, редко бочковидных кристаллов. Кроме того, минерал образует радиально-лучистые и розетковидные сростки, иногда с зональным строением.

Трансильванской пропилитизации подвержены преимущественно агломератовые туфы андезитового, реже андезито-базальтового состава ниже-паужетской подсветы. Иногда такие изменения затрагивают туфы алнейской серии и голыгинского горизонта. Пропилиты трансильванского типа соответствуют породам зоны пропилитизации [4,149].

В зонах, где трансильванская пропилитизация проявлена наиболее активно, базис туфов полностью гидрослюдизирован, хлоритизирован, окварцован и карбонатизирован. В нем наблюдается несколько генераций гидрослюды. Плагноклазы нацело замещены гидрослюдой и кальцитом. Темноцветные минералы полностью карбонатизированы; наряду с кальцитом по ним развиваются хлорит (табл. IV, д) и мозаичный кварц. Обломки андезита и пород иного состава испытывают глубокое перерождение, аналогичное тому, что претерпел базис. В породах много пирита (до 5-7% площади шлифа), сфена, меньше магнетита. Пирит тесно ассоциирует с зонами окварцевания.

С.И. Набоко с коллегами [149] устанавливают в пределах выделяемых ими зон цеолитизации-фельдшпатизации и пропилитизации подзоны квар-цево-гидрослюдистого замещения, во многом схожие с только что описанными. Они считают, что основными глинистыми минералами пропилитов Паужетской гидротермальной системы являются хлориты. Мы установили, что в продуктах гидротермального изменения пород месторождения широким распространением пользуются упорядоченные триоктаэдрические хлорит-сметитовые смешанослойные образования, содержащие в своей решетке различное количество разбухающих (сметитовых) пакетов. В некоторых случаях оно превышает 50%. Обнаружен также Триоктаэдрический сметит. Весьма характерно, что смешанослойные образования очень часто ассоциируют с триоктаэдрическим хлоритом. Из хлоритов различаются магниально-железистые и существенно железистые разновидности. Смешанослойные образования выстраиваются от свежих, частично выщелоченных и деградированных хлоритов в последовательный ряд с постепенным увеличением количества сметитовых пакетов вплоть до собственно триоктаэдрического сметита.

Триоктаэдрический магниально-железистый хлорит диагностируется рентгеноструктурно. Триоктаэдрический железистый хлорит имеет сильные отражения второго и четвертого порядка и слабые первого и третьего порядка.

Состав хлоритов на Паужетском месторождении часто невозможно точно определить. Связано это с тем, что в породах наряду с хлоритами присутствуют хлорит-сметитовые смешанослойные образования и корренсит, у которых отражения первого порядка (d_{001}) на дифрактограммах совпадают.

Триоктаэдрический хлорит, в решетке которого содержится до 20% разбухающих (сметитовых) пакетов, триоктаэдрическое хлорит-сметитовое смешанослойное образование (с 20-40% разбухающих пакетов), корренситы (упорядоченные триоктаэдрические хлорит-сметитовые образования с 50% разбухающих пакетов в структуре) и корренситоподобные минералы (хлорит-сметиты, содержащие 40-45% набухающих пакетов) идентифицируются рентгеноструктурным анализом.

Триоктаэдрический сметит (редкий минерал) обнаружен в катакла-зированном и аргиллизированном андезите скв. R-102 (глубина 45,5 м). Кроме того, он установлен в суточной фракции измененных андезито-базальтов участка шумного (левая терраса р. Паужетки), где имеет биотито-подобный облик и замещает темноцветные минералы. Этот минерал растворяется в соляной кислоте.

Петрографическое изучение цеолитовых пропилитов и продуктов их гидротермального перерождения, рентгеноструктурный, термовесовой, электронно-микроскопический анализы и ИК-спектроскопия природных образцов и тонких фракций метасоматитов позволяют авторам объединить серию промежуточных фаз глинообразования в соответствующий генетический ряд: хлорит-сметитовый минерал с A (хлоритовые пакеты) B (сметитовые пакеты) $\approx 80 : 20 \rightarrow A : B \approx 60 : 40 \rightarrow A : B \approx 50 : 50 \rightarrow \dots \rightarrow$ сметит. На единство процесса минералообразования указывают структурные особенности данного ряда, которые заключаются в следующем: глинистые минералы, представленные хлоритом, серией хлорит-сметитовых смешанослойных образований и собственно сметитом, содержат общий структурный элемент — триоктаэдрический слой.

На Паужетском месторождении в толще трансильванских пропилитов установлен иллит, а также диоктаэдрические иллит-сметитовые смешанослойные образования, содержащие в своей решетке различное количество набухающих пакетов. Это позволило по аналогии с хлорит-сметитами выстроить последовательный ряд от иллита (несколько монтмориллонити-зированного) до диоктаэдрического сметита с незначительным содержанием реликтовых слюдящих пакетов. Однако количество промежуточных фаз в этой цепи значительно меньше по сравнению с хлорит-сметитами. Связано это, скорее всего, с недостатком фактического материала.

Диоктаэдрический иллит, в решетке которого содержится до 15% разбухающих (сметитовых) пакетов, диоктаэдрическое неупорядоченное иллит-сметитовое смешаное образование, содержащее до 30% разбухающих пакетов, диоктаэдрическое упорядоченное иллит-сметитовое смешанослойное образование (иллит-калиевый ректорит), в структуру которого входит до 40% разбухающих пакетов, и диоктаэдрический сметит, содержащий небольшое количество слюдястых пакетов, диагностируются рентгеноструктурно.

В пропилитах трансильванского типа серия промежуточных фаз, объединенная общим структурным элементом (диоктаэдрическим слоем), отражает следующий генетический ряд глинообразования: иллит - *• смешанослойный минерал с А (иллитовые пакеты): В (сметитовые пакеты) $\approx 70:30 \rightarrow M:V \approx 60:40 \rightarrow \dots \rightarrow$ сметит.

Таким образом, в Паужетской гидротермальной системе наибольшим распространением пользуются низкотемпературные цеолитовые пропилиты, которые выделены в самостоятельную цеолитовую фацию. Ломонтит и хлорит являются главными минералами этой фации. Трансильванские пропилиты встречаются значительно реже. К их типоморфным минералам относятся карбонат и гидрослюда, в меньшей степени кварц, хлорит, пирит, сфен. Продукты среднетемпературной пропилитизации (эпидот—минерал-индикатор) проявлены слабо, носят эпизодический характер и развиваются в наиболее проницаемых и гидротермально проработанных участках пород. В измененных пропилитах широко распространены хлорит-сметитовые и иллит-сметитовые смешанослойные образования.

Зона окварцевания и адуляризации. Особый интерес представляет образование в толще цеолитовых и, реже, трансильванского типа пропилитов *j* кварц-адуляровой, вайрацит-пренит-эпидот-кварц-адуляровой и эпидот-'*j*' кварц-адуляровой минеральных ассоциаций (см. рис. 31—33). Эти ассоциации по ряду признаков, рассмотренных в разделе 2.3, и по литературным! данным являются индикаторами зон перехода жидкость—пар (вскипания гидротерм). Здесь рассмотрим только их петрографические характеристики.

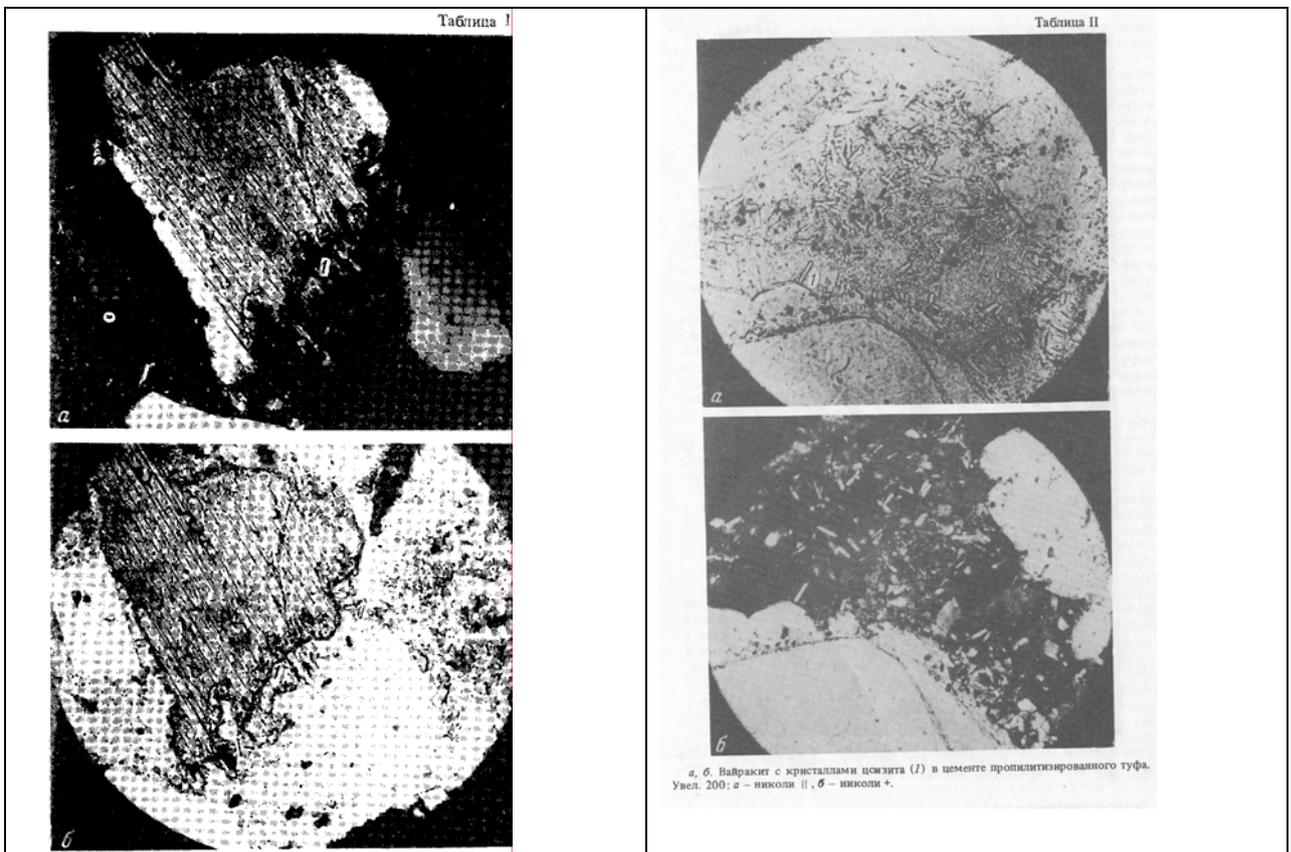
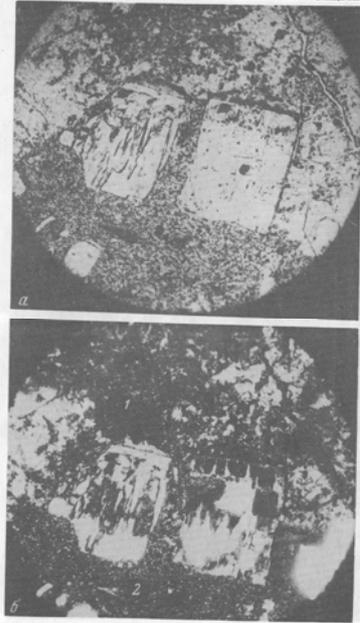
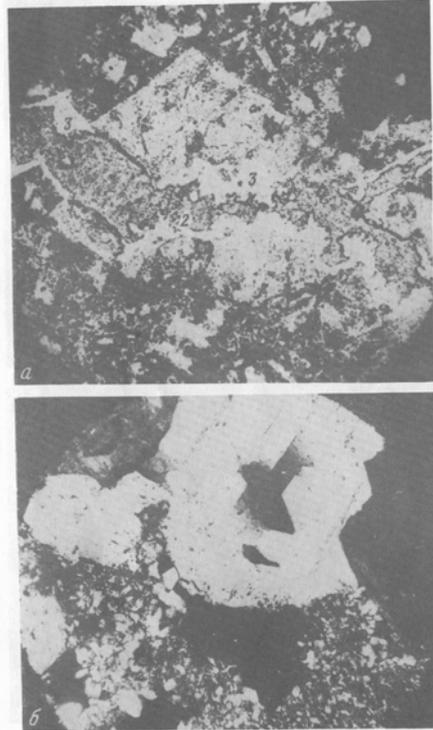


Таблица III



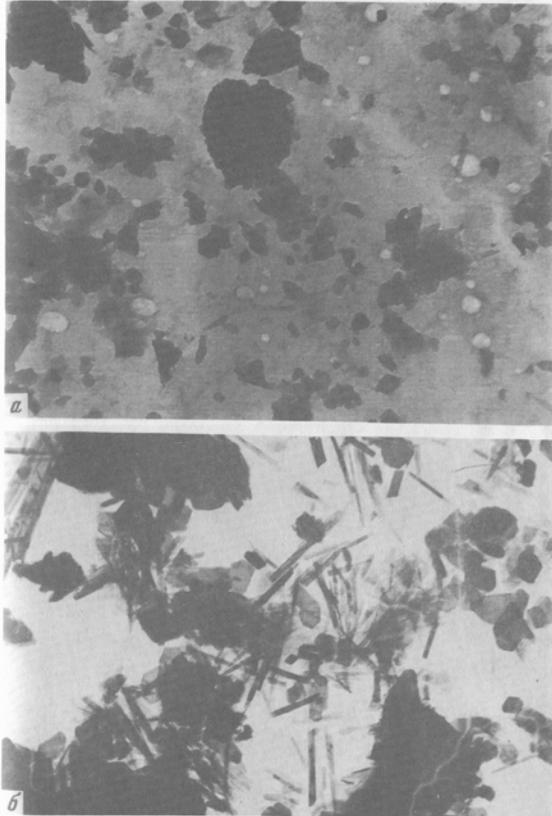
а, б. Замещение вафрактом плагиоклаза на границе цеолитизированного (1) хлоритизированного (2) цемента туфов. Увел. 90; а – николи II, б – аяколи *

Таблица IV



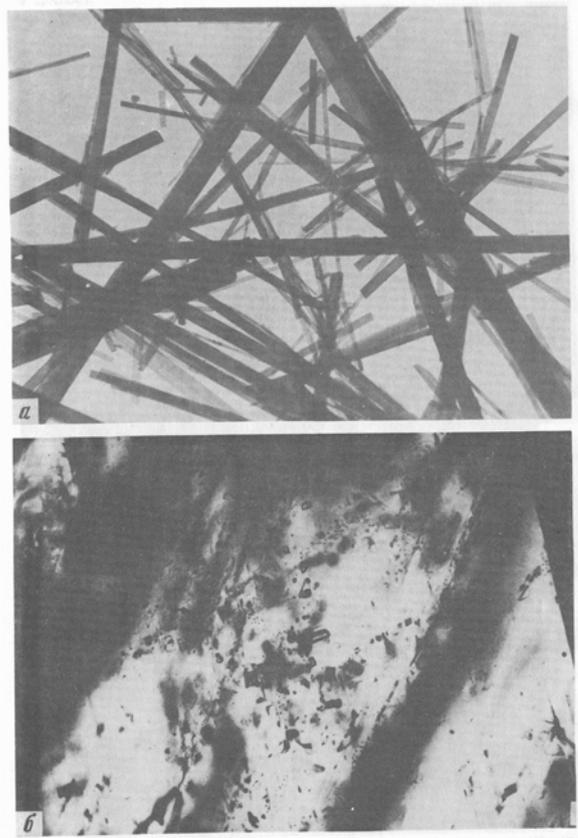
а. Кварц-хлоритовый прожилок по гидроспидризованному плагиоклазу (1) в измененном андезито-базальте. Увел. 90; николи I; 2 – хлорит, 3 – кварц.
б. Зерно плагиоклаза, частично замещенное адуляром. Увел. 200; николи *

Таблица V



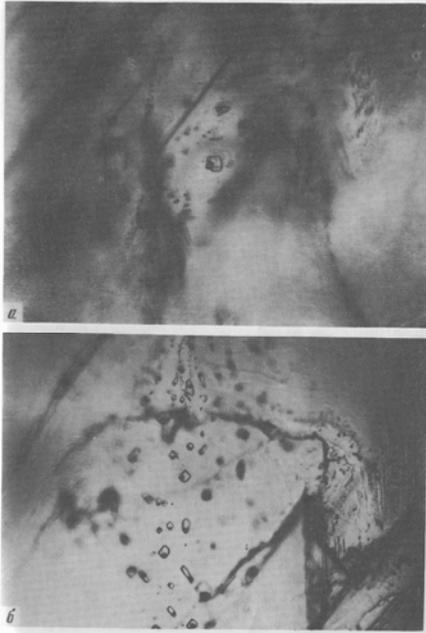
а. Клиноптилолит и смектит из гидротермально измененного пеплового туфа. Природный образец. Увел. 18 000; метод на "просвет".
б. Клиноптилолит, морденит и хлорит-смектитовое смешанослойное образование из цеолитизированного кристалловитрокластического туфа. Фракция менее 0,005 мм. Увел. 18 000; метод на "просвет".

Таблица VI



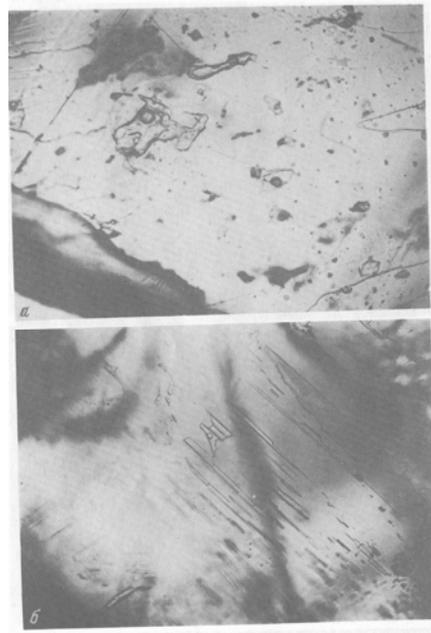
а. Морденит из цементирующей массы катаклазированного и леолитизированного андезита. Природный образец. Увел. 12 000; метод на "просвет".
б. Газово-жидкие включения первой генетической группы в кальците. Увел. 300.

Таблица VII



а, б. Жидкие включения с газовой фазой второй генетической группы в кварце (а) и кальците (б). Увел. 200.

Таблица VIII

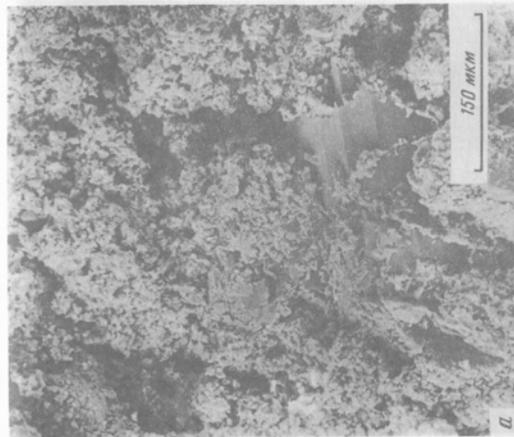


а, б. Морфология газожидких включений третьей генетической группы в кальците. Увел. 100.

А. А. ШИВАКОВ

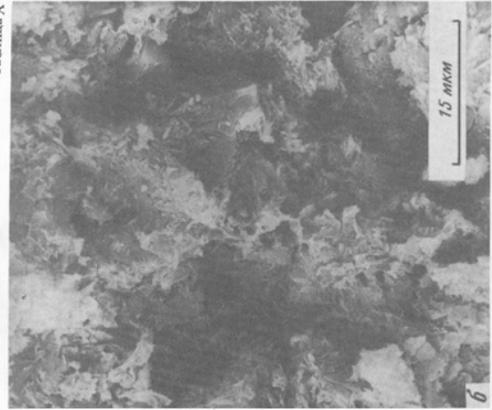


а. Структура глинисто-цеолитового тонкокристаллического агрегата, замещающего кристаллокластический туф.

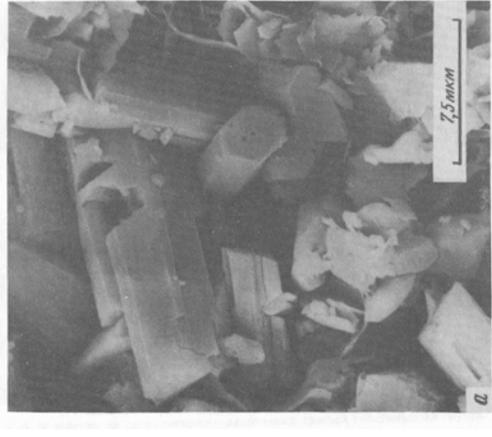


б. Структура глинисто-цеолитового тонкокристаллического агрегата, замещающего кристаллокластический туф.

Таблица X

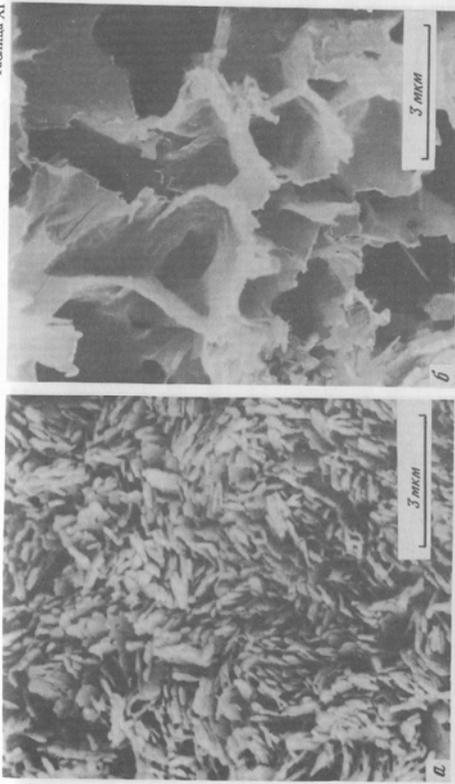


а. Структура глинисто-цеолитового тонкокристаллического агрегата, замещающего кристаллокластический туф.



б. Основная масса гипотермально измененного пеплового туфа, замещенная высококремнистыми доломитами, монтмориллонитом и хлорит-сметитами.

Таблица XI



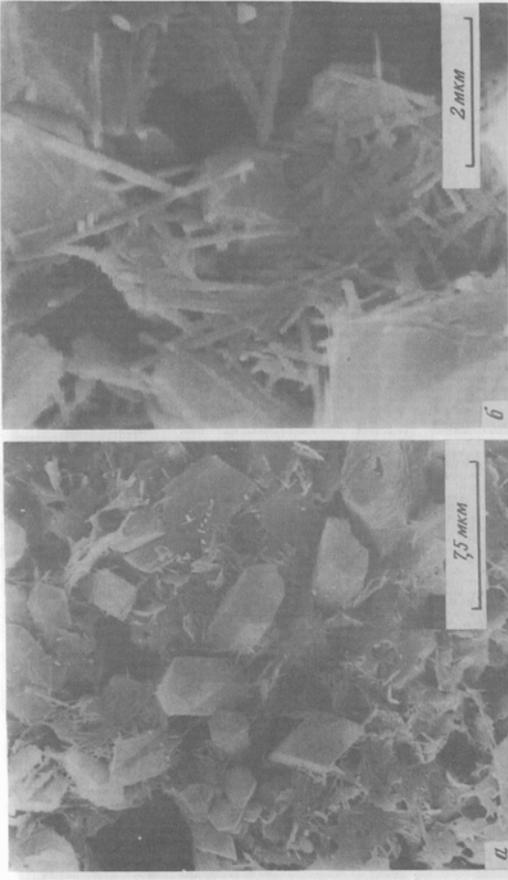
а, б. Основная масса гидротермально измененного пеплового туфа, замещенная высокоформными шлоптами, монтмориллонитом и хлорит-сметитами; а – агрегат хлорита, хлорит-сметита; б – агрегат монтмориллонита.

Таблица XII



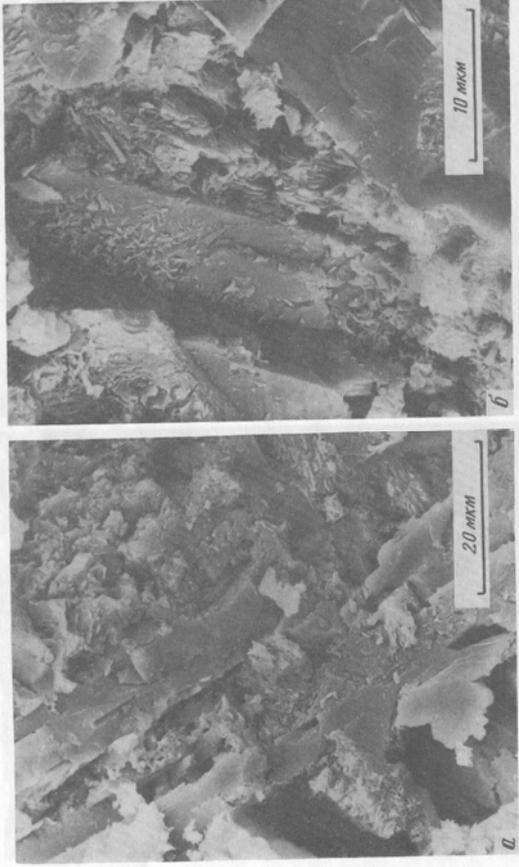
а, б. Структура основной массы гидротермально измененных пепловых туфов второй группы (с примесью мелких и средних обломков кварца и плагиоклаза); а – замещение агрегата лопонита высокоформными шлоптами, б – замещение шлоптов монтмориллонитом.

Таблица XIII



а, б. Структура основной массы гидротермально измененных пещловых туфов второй группы (с примесью мелких и средних обломков кварца и плагиоклазов), кварц-целлюлит-иллитовый агрегат.

Таблица XIV



а, б. Выщелачивание, частичное замещение плагиоклазов и полное преобразование основной массы алдазитов с микрокристаллической структурой, гидрослюдами и хлорит-смирнитом.

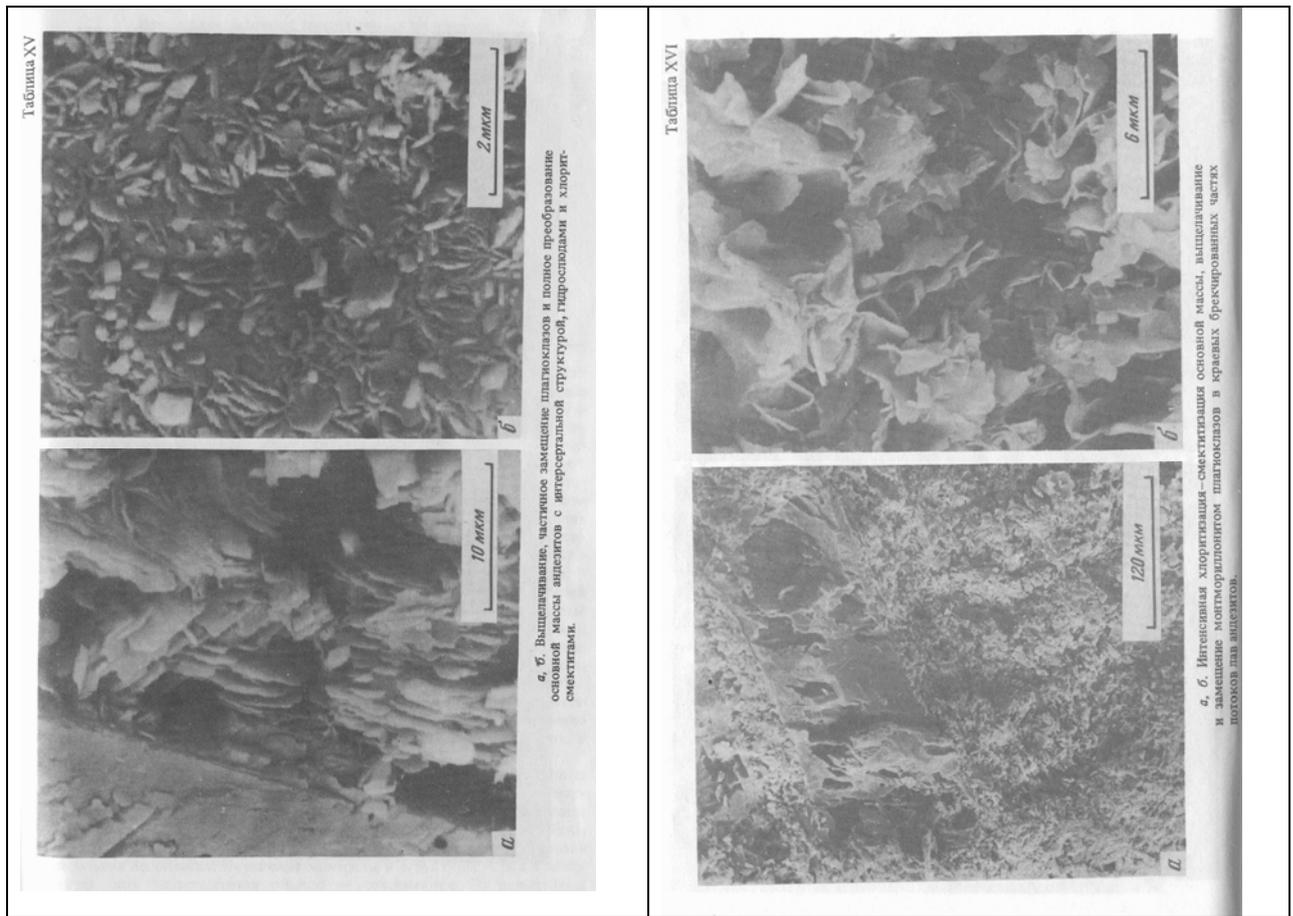


Таблица 13

Минеральные ассоциации предполагаемых зон перехода жидкостно-пар Паужетского геотермального месторождения

Номер скважины	Интервал, м	Минеральная ассоциация
К-13	25-150	Кварц-адуляровая
К-20	100-130	>>
Р-105	150-200	" •
Р-102	70-80	"
Т-130	254-255	"
Р-1	530-550	л
Р-1	590-600	15
К-21	110-150	Вайрацит-пренит-кварц-адуляровая
Р-102	360-500	Вайрацит-пренит-эпидот-кварц-адуляровая

R-130	570-580	»
K-13	450-460	Эпидот-кварц-адуляровая
R-130	180-190	"
P-1	600-650	

Зону окварцевания и адуляризации на Паужетском месторождении впервые выщелили С.И. Набоко с соавторами [149] на примере разреза скв. К-13. В скважине зона представлена наиболее ярко, имеет значительную мощность (интервал 25—150 м). Пепловый, пемзово-пепловый цемент туфов в центральной части зоны (интервал 80—125 м) нацело замещен кварц-адуляровым микроагрегатом с отдельными чешуйками зеленого реликтового (?) хлорита. Плаггиоклазы иногда полностью замещены адуляром (табл. IV, б), изредка тонкочешуйчатым серицитом (гидрослюдой) и ломонтином, видимо, также реликтовым. Участки окварцевания сложены агрегатами тонкокристаллического халцедоновидного и мозаичного кварца, к которым приурочены мелкие ромбовидного сечения кристаллы адуляра. Адуляр установлен в иммерсионных препаратах ($N_g = 1,524$; $N_p = 1,518$), а также рентгеноструктурным анализом. В верхней (25—80 м) и нижней (125—150 м) подзонах окварцевания наложенный характер кварц-адуляровых метасоматитов на цеолитовые пропилиты более явный за счет лучшей сохранности ломонтинта, хлорита, гидрослюд, плаггиоклазов и структур их замещения кварцем и адуляром. Наши работы выявили широкое развитие кварц-адуляровых метасоматитов в разрезах скв. К-20, Р-1, R-102, R-105, R-130 на различных глубинах (табл. 13), метасоматиты образуются в открытых разломах, трещинах и на интенсивно трещиноватых (брекчированных) участках. Мощность зон от десятков метров до сантиметров.

Вайрацит-прениит-эпидот-кварц-адуляровые и эпидот-кварц-адуляровые метасоматиты в основе сложены также криптокристаллическим мозаичным и халцедоновидным кварцем, залечивают открытые трещинные зоны и развиты на глубинах 110-650 м; в целом тяготеют к более глубоким горизонтам геотермального месторождения, нежели кварц-адуляровая минеральная ассоциация. Первичные минералы и структуры пород в зонах развития этих метасоматитов обычно не сохраняются. Из реликтовых минералов типичны ломонтит, кальцит, хлорит. Фрагментами криптокристаллический кварц перекристаллизован до мелкокристаллического шестоватого, друзовидного кварца. В приповерхностных горизонтах месторождения на отмеченные ассоциации наложена монтмориллонит-клинопти-лолитовая минерализация, на глубине — цеолит-гидрослюдистая.

Таким образом, если кварц-адуляровая ассоциация образуется на всех этапах гидротермально-метасоматического преобразования пород, вплоть до современного (т.е. является сквозной), то две другие ассоциации, исходя из петрографических данных, принадлежат средне- и низкотемпературной пропилитизации пород.

Отмеченные петрографические, а также геохимические, текстурные и геолого-структурные (см. раздел 2.4) признаки зон перехода жидкость-пар имеют место для контактовой зоны субинтрузивного тела вулканоплутонического комплекса (ВПК) Выченки. Здесь на фоне кварц-хлорит-карбонат-гидрослюдистых пропилитов в брекчированных породах развиты среднетемпературные кварц-адуляр-эпидотовые метасоматиты. Кварц имеет криптокристаллическую структуру, мозаичный. Эпидот почти полностью замещает обломки и кристаллы плаггиоклазов. По плаггиоклазам, а также в пустотах в кварцевой массе развивается адуляр. Здесь же отмечаются более поздние

кварц-адуляровые и кварц-халцедон-адуляровые прожилки с сульфидами железа и меди и самородными металлами.

В околоинтрузивных и предполагаемых надъинтрузивных зонах брекчиевые текстуры пород, как правило, сопровождаются интенсивным выщелачиванием, а также, по-видимому, механическим вымыванием темноцветных, плагиоклазов, осколков стекла и выполнением пустот мозаичным кварцем, кристаллами эпидота и адуляра. Эпидот маложелезистый, светлый, до землистого (железистого). С ним ассоциирует пренит. Отмечаются новообразованные циркон (в кварце) и апатит.

По характеру замещения минералов кварц-адуляр-эпидотовая ассоциация является новообразованной по отношению к среднетемпературным кварц-хлорит-эпидот-карбонат-гидрослюдистым пропилитами. В ряде случаев ассоциации близкоодновременны. На эти ассоциации накладываются монтмориллонитизация, цеолитизация и карбонатизация. Поли-1 сульфиды, самородные золото и серебро выполняют пустоты и трещинки в кварц-адуляр-эпидотовых метасоматитах. Основные рудные минералы образуются на этапах средне- и, вероятно, низкотемпературной пропилитизации на геохимических барьерах в зонах перехода жидкость-пар, индикатором которых в данном случае является кварц-адуляр-эпидотовая ассоциация.

Зона высококремнистых цеолитов и аргиллизитов. Высококремнистые цеолиты и аргиллизиты локализованы в верхнепаужетской вулканогенной толще. Впервые эту зону выделили С.И. Набоко с коллегами [149]. Породы верхнепаужетской подсвиты сложены существенно дацитовыми (риодацитовыми) пепловыми кристалловитрокластическими и литокристалло-витрокластическими туфами, испытавшими глубокие метасоматические изменения. В верхней части разреза породы замещены преимущественно* высококремнистыми цеолитами (клиноптилолитом, морденитом) и в меньшей степени смектитами. С глубиной Клиноптилолит и морденит уступают место ломонтиту. Причем в отличие от нижележащих зон цеолитовой пропилитизации морденит и смектиты разваются исключительно по кислому диспергированному стеклу вулканитов. Морденит, кроме того, выполняет прожилки.

Клиноптилолит идентифицируется рентгеноскопически. Его структура сохраняется после прокаливания при температуре 600° С в течение нескольких часов. Этот широко распространенный на Паужетском месторождении минерал обнаружен впервые. Клиноптилолит, замещающий витротуфы, присутствует и в продуктах их переотложения в скв. К-20 (интервал 0-30 м), где ассоциирует с диоктаэдрическим смектитом и морденитом. Данные рентгеноструктурного определения морденита (птилолита) подтверждены электронно-микроскопическими наблюдениями (табл. V, а, б; табл. VI, а)

Из высококремнистых цеолитов на Паужетском месторождении присутствует также гейландит. Он встречается редко и описан нами в продуктах гидротермального изменения прибрежноозерных отложений верхне-паужетской подсвиты, вскрытых скв. К-13 (интервал 0—50 м). Кроме того, этот минерал слагает часть легкой фракции 0,25—0,01 мм, выделенной из глин Центрально-Камбального термального поля. Гейландит диагностируется рентгеноструктурно. Прокаливание при 600°С в течение 1 ч разрушает структуру минерала полностью. Л.М. Лебедев [114] описывает гейландит на Паужетке в цементе аллювиальных отложений и в полостях андезито-дацитовых туфов в ассоциации с ломонтитом и кальцитом.

Переход с глубиной высококремнистых цеолитов и аргиллизитов в низкотемпературные пропилиты по одним и тем же исходным породам отражается в изменении состава и глинистых минералов, и цеолитов. Так, в скв. К-20 на глубине 60 м тонкая фракция метасоматитов состоит из диоктаэдрического смектита и клиноптилолита. На глубине 73 м серовато-зеленый рыхлый материал каверн витрокластических туфов сложен клиноптилолитом, переходным дитриоктаэдрическим смектитом ($d_{060} = 1,511 \text{ \AA}$), морденитом (?) и кварцем (мало). Ниже глинистый минерал

суточной фракции измененной породы уже почти целиком представлен триоктаэдрическим хлорит-сметитовым смешанослойным образованием с 30% разбухающих пакетов, а также незначительной примесью слюды. На глубине 84,6 м рыхлый темно-зеленый материал каверн имеет совершенно иной состав. Он сложен высокотемпературным (260° С) анальцитом с примесью хлорит-сметитового смешанослойного образования с 50% разбухающих пакетов ломонтита, кварца и полевых шпатов. Основная масса пепловых туфов, вмещающих эти каверны (глубина 84,6 м), выполнена высокотемпературным анальцитом, хлорит-сметитовым смешанослойным образованием с 30% разбухающих пакетов, кварцем, а также примесью полевых шпатов и ломонтита (?).

Приведенные данные свидетельствуют о мозаичном характере перехода метасоматитов, сложенных высококремнистыми цеолитами, в нижележащие пропилиты, о развитии в переходной зоне процессов гидротермальной аргиллизации пропилитов (в рамках триоктаэдрического структурного мотива) и об отсутствии такой смектитизации в более глубоких зонах разреза скв. К-20.

Кислые псефопсаммитовые туфы верхнепаужетской подсвиты скв. К-6 Даже в самых верхних горизонтах не содержат диоктаэдрического монтмориллонита и высококремнистых цеолитов. Тонкие фракции пород сложены преимущественно хлоритом и триоктаэдрическим хлорит-сметитовым смешанослойным образованием с 30% (на глубине 58 м) и 40% (на глубине 105 м) разбухающих пакетов. В качестве примеси присутствует ломонтит. В шлифах отмечается большое количество гидротермального пренита, развивающегося по основной цементирующей массе туфов и по плагиоклазам.

Таким образом, туфы испытали цеолитную пропилитизацию и последующую гидротермальную аргиллизацию. В этом отношении скв. К-6 является аномальной, вскрывшей участок Паужетского месторождения с приближенной к поверхности в недавнем геологическом прошлом высокотемпературной изотермой. Прямые же замеры температуры пород (137— 157° С) в стволе данной скважины заставили отнести ее в разряд низко-, температурных скважин месторождений [149].

В продуктах гидротермальной аргиллизации средне-верхнечетвертичных андезитовых туфов скв. R-122 фракция менее 0,005 мм сложена в основном диоктаэдрическим смектитом, в решетке которого преобладают катионы Na. Меньше во фракции отмечается ярозита, обнаруженного на месторождении впервые.

Изложенный материал свидетельствует о том, что переход низкотемпературных пропилитов в зону высококремнистых цеолитов и монтмориллонита происходит через зону аргиллизированных пропилитов. Переход выражен сменой ломонтита и высокотемпературного анальцита мордени-том, клиноптилолитом и гейландитом, а хлорита, монтмориллонитизированного до триоктаэдрического корренсита, диоктаэдрическим смектитом. На участках с приближенной к поверхности (на стадии цеолитовой пропилитизации) высокотемпературной изотермой в породах верхнепаужетской подсвиты зона высококремнистых цеолитов и аргиллизитов не формировалась. Находящиеся там низкотемпературные пропилиты испытали наложенную гидротермальную аргиллизацию — смектитизацию, протекавшую в рамках триоктаэдрического структурного мотива.

Зона кислотного выщелачивания. Зона кислотного выщелачивания развивается у самой поверхности земли, распространяясь на небольшую глубину, и наблюдается на современных термальных парящих площадках. Эта зона обнаружена и на остывших термальных полях [149].

Мы изучали продукты кислотного выщелачивания на Северо-Камбальных и Центрально-Камбальных термальных полях, сложенных пестроцветными, реже монотонно окрашенными глинами серого, бурого, красного, белого и голубого цвета. На поверхности залегают преимущественно пестроокрашенные глины, которые с глубиной

обычно сменяются серыми и голубыми. Во всех случаях аргиллизиты прекрасно сохраняют структурно-текстурный рисунок родоначальных пород. К сожалению, у нас не было возможности отобрать образцы для изготовления шлифов, поэтому не изучены петрографические особенности глинистых метасоматитов.

Основными минералами зоны кислотного выщелачивания являются диоктаэдрические смектиты и каолинит. Диоктаэдрический смектит и каолинит диагностируются рентгеноскопически.

На Северо-Камбальном термальном поле около парящего котла на поверхности располагаются участки, сложенные бурой и голубой (синей) глиной. Бурая глина, находящаяся на удалении 1 мк северо-западу от котла, состоит из диоктаэдрического смектита с небольшой примесью пирита, кварца и плагиоклазов, о чем свидетельствуют рентгеноструктурные исследования природного образца, а также выделенных из него суточной и легкой фракций 0,25—0,01 мм.

Более сложный состав имеет синяя (голубая) глина, залегающая на удалении 1 м к востоку от парящего котла. Тонкая фракция (меньше 0,005 мм) ее сложена триоктаэдрическим хлорит-смектитовым смешанослойным образованием, содержащим до 30% разбухающих пакетов. Легкая фракция 0,25—0,01 мм состоит в основном из диоктаэдрического смешанослойного смектит-хлоритового образования, в структуре которого находится до 50—60% набухающих слоев. Природный образец голубой глины представлен диоктаэдрическим смектитом с небольшим количеством каолинита и, вероятно, смешанослойным образованием, содержащим хлоритовые пакеты. Из неглинистых минералов присутствует много пирита и небольшая примесь кварца. Следовательно, в доминирующей массе диоктаэдрического смектита присутствуют реликты диоктаэдрического смектит-хлорита и триоктаэдрического хлорит-смектита. По аналогии с Паужетской гидротермальной системой они, видимо, отражают переход триоктаэдрического структурного мотива глинистых минералов в диоктаэдрический, т.е. смену условий аргиллизации пропилитов, протекающей в недрах месторождения, обстановкой аргиллизации термальных площадок на поверхности земли.

На Центрально-Камбальном термальном поле возрастает роль каолинита. Так, в образце, отобранном в пределах горячей площадки в непосредственной близости от выхода парогазовой струи, глинистая составляющая природного образца и тонкой фракции представлена смектитом (смешанослойным образованием с высоким содержанием разбухающих пакетов) и каолинитом, находящимися примерно в равных соотношениях. В природном образце в небольшом количестве, вероятно, присутствует неупорядоченное смешанослойное образование типа смектит-каолинит с 20—30% разбухающих пакетов в решетке. Кроме того, в природном образце отмечается много пирита, а в тонкой фракции - гетита (гидрогетит-та). Легкая фракция 0,25-0,01 мм в основном сложена ярозитом, меньше содержится гематита, в виде незначительной примеси присутствует набухающий минерал.

Проба глины, взятая на расстоянии около 2 м вниз по ручью от выхода парогазовой струи, состоит в основном из каолинита. В виде незначительной примеси в природном образце и в выделенной из него тонкой фракции присутствует набухающий минерал (диоктаэдрический смектит?). Каолинит относится, по Б.Б. Звягину к третьей группе с триклинной элементарной ячейкой, несовершенной структурой и нестрогим периодом "С". Легкая фракция 0,25—0,01 мм сложена кварцем, полевыми шпатами и гейландитом. Во фракции отмечаются также разбухающий минерал и гематит (?), а в природном образце — пирит и кварц. На электронно-микроскопических фотографиях отчетливо видна [102] плохая морфологическая выраженность кристаллов несовершенного каолинита, часто напоминающих в агрегатах скопление монтмориллонита. Это обстоятельство, а также петрографические наблюдения позволяют говорить о развитии каолинита по диоктаэдрическому смектиту.

В пробе глины, взятой на расстоянии 6 м вниз по течению ручья от выхода парогазовой струи, количество каолинита несколько сокращается. Природный образец и тонкая фракция целиком сложены триклинным каолинитом с несовершенной структурой, нестрогим периодом "С" (третья группа по Б.Б. Звягину) и диоктаэдрическим неупорядоченным иллит-сметитовым смешанослойным образованием, содержащим 25-30% разбухающих пакетов. В тонкой фракции соотношение этих глинистых минералов 73 : 27. Легкая фракция 0,25—0,01 мм, по данным рентгеноструктурного анализа, сложена гематитом и кварцем, в меньшем количестве присутствуют полевые шпаты и разбухающий минерал (сметит?). Иллит-сметитовые смешанослойные образования пользуются широким распространением в низкотемпературных пропилитах Паужетской гидротермальной системы. На Центрально-Камбальном термальном поле иллит-сметиты, скорее всего, являются реликтовыми, по которым развивается современный каолинит зоны кислотного выщелачивания.

Определенный интерес представляет взаимосвязь вещественного состава продуктов кислотного выщелачивания и коэффициентов их окисленности ($K_0 = \text{Fe}_2\text{O}_3 / (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})$). На Северо-Камбальном термальном поле глина, сложенная диоктаэдрическим сметитом, имеет $K_0 = 0,75$. С появлением примеси каолинита коэффициент окисленности глинистых метасоматитов возрастает до 0,85. В случае, если сметит и каолинит в породе находятся в равных количествах, K_0 увеличивается до 0,86 (Центрально-Камбальное термальное поле). И наконец, в продуктах кислотного выщелачивания, где каолинит доминирует над другими глинистыми минералами или почти нацело слагает метасоматит, коэффициент окисленности достигает своего максимума (0,91).

Таким образом, в нарастающей окислительной обстановке перерождение вулканитов происходит под действием серной кислоты, которая образуется в результате окисления сероводорода под влиянием атмосферного кислорода и биогенного окисления [149]. Здесь уместно вспомнить, что в недрах Паужетского месторождения аргиллизация низкотемпературных пропилитов (исключая трансильванские), осуществляемая в рамках триоктаэдрического структурного мотива, также сопровождается увеличением коэффициента окисленности. Наибольшего его значения достигают породы, тонкие фракции которых сложены корренситом ($K_0 = 0,72-0,74$). Аргил-лизированный андезит четвертичного возраста, в котором доминирует триоктаэдрический сметит, имеет $K_0 = 0,73$.

Таким образом, гидротермальные процессы на Паужетском месторождении обуславливают переход пропилитов через их аргиллизированные разности в кислотно-выщелоченные породы. Граница между двумя последними зонами проходит через глинистые метасоматиты с коэффициентом окисленности, варьирующим в пределах 0,73-0,75.

Данные по Северо- и Центрально-Камбальному термальным полям позволяют говорить о том, что в современной зоне кислотного выщелачивания формируются глинистые минералы с диоктаэдрическим структурным мотивом — в первую очередь сметиты, которые переходят в каолинит. Это, в частности, объясняет появление неупорядоченного смешанослойного образования типа сметит-каолинит с 20-30% разбухающих пакетов в образце глины с горючей площадки в непосредственной близости от выхода паровой струи. Триоктаэдрический хлорит-сметит и гейландит являются неустойчивыми минералами в этой зоне и представляют собой реликты предшествующих гидротермальных процессов.

2.7.2. Характеристика включений минералообразующих сред и результаты их исследования в гидротермальных минералах/

В процессе роста минералов практически любого происхождения небольшие количества окружающего флюида обычно захватываются минералом-хозяином в виде включений [71]. Законсервированный материал во включении представляет собой реликт материнской среды, отвечающей в большинстве своем фазовому состоянию, термодинамическим параметрам и химическому составу минералообразующей среды, из которой и в окружении которой зародились и росли минералы [71, 289].

Теоретические основы условий возникновения включений в минералах, методика и техника их исследований, интерпретация данных изложены в трудах [71, 87, 289]. Для установления термодинамических условий минералообразующих растворов, заключенных в кристалле минерала в виде включений, наиболее широко применяемыми методами являются гомогенизация, декрепитация и криометрия. Эти методы и легли в основу наших исследований. При выделении генетических групп включений в гидротермальных минералах мы придерживаемся унифицированных классификаций [71, 289].

Минералообразующие растворы и расплавы, захваченные во включения, представлены тремя агрегатными состояниями вещества: твердыми, жидкими и газообразными [71]. Для гидротермальных минералов в вакуолях доминирует жидкая фаза. Представлена она, как правило, высоко- или слабоконцентрированными растворами, разнообразными по плотности, насыщенными солями и газами.

Изучение морфологических особенностей и агрегатного состояния вакуолей в кварце и кальците позволило выделить для этих минералов три генетические группы включений, отражающие стадийность гидротермально-метасоматического преобразования пород Паужетского месторождения и ВПК Выченкия.

Первая генетическая группа среди водно-жидких включений в кварце и кальците является наиболее высокотемпературной. Вакуоли немногочисленные и мелкие (несколько микрон). Включения имеют округлую и овально-удлиненную форму (табл. VI., б). Газовая фаза в них составляет не более 12% объема. Такие включения характерны для кальцита и кварца из ассоциации в основном с эпидотом, гранатом и актинолитом. В высокотемпературной кальците крайне редко отмечаются твердо-газово-жидкие включения, в которых твердая фаза, согласно оптическим константам, представлена минералом-узником галитом. Гомогенизация газово-жидких включений этой генетической группы происходит при нагревании до температуры от 280 до 330° С.

Таблица 14

Температурный режим образования минералов и основных их ассоциаций из гидротермальных растворов Паужетского месторождения парогидротерм и ВПК Выченкия/

Минеральная ассоциация	Минерал-термометр	Интервал температур, °С
Актинолит-кварцевая	Кварц	330-320
Кварц-эпидот-кальцитовая		320-280
Кварц-альбитовая		310-290
Эпидот-кальцитовая	Кальцит	320-290
Кварц-ломонтит-кварцевая	Кварц	275-190
Кварц-хлоритовая		245-170
Кварц-вайраkitовая	14	230-190

Кварц-адуляровая	Кварц, адуляр	195-175
Хлорит-кальцитовая	Кальцит	230-170
β -Леонгардит-кальцитовая		180-170
Морденит-кальцитовая		135-90
Клиноптилолит-кальцитовая		110-80
Кальцитовая		170-50

Вакуоли второй генетической группы включений характеризуются реликтами квадратных, прямоугольных и гексагональных форм (табл. VII, а, б). Газовая фаза в них не превышает 10% объема. Включения часто образуют скопления, выполняя зоны роста. Наиболее часто вакуоли этой генетической группы встречаются в кварце (табл. VII, а), адуляре, кальците (табл. VII, б) в ассоциации с ломонитом, зайрацитом, леонгардитом, хлоритом. Гомогенизация газовой фазы в жидкую происходит в интервале температур от 170 до 280° С.

Включения третьей генетической группы характеризуются многообразием форм и чрезвычайно неправильными извилистыми контурами. Стенки вакуолей имеют сложную структурную поверхность с отдельными выступами и углублениями или сплошь ступенчатые (табл. VIII, а, б). Включения этой группы в отличие от вышеописанных имеют большие размеры (от 200 мкм до 2 мм). Заполнение газом вакуолей в среднем составляет 10—15%. Включения этой генетической группы характерны только для прожилкового кальцита, гомогенизация их происходит при температуре от 50 до 150° С.

Наличие трех генетических групп включений в кварце и кальците свидетельствует о многостадийности гидротермального процесса минералообразования ВПК Выченки и Паужетского месторождения. Этот вывод подтверждается и результатами по гомогенизации, декрепитации и криометр¹™ включений из минералов.

Результаты определения температур гомогенизации газовой-жидких включений (ГЖВ) представлены в табл. 14 и на рис. 34. Прежде всего отметим что данные температуры можно рассматривать как температуры минералообразования, поскольку известно [18, 154], что при температуре до 300°С поправка на давление невелика даже при высоких его значениях. Кроме того, полученные результаты декрепитации включений практически

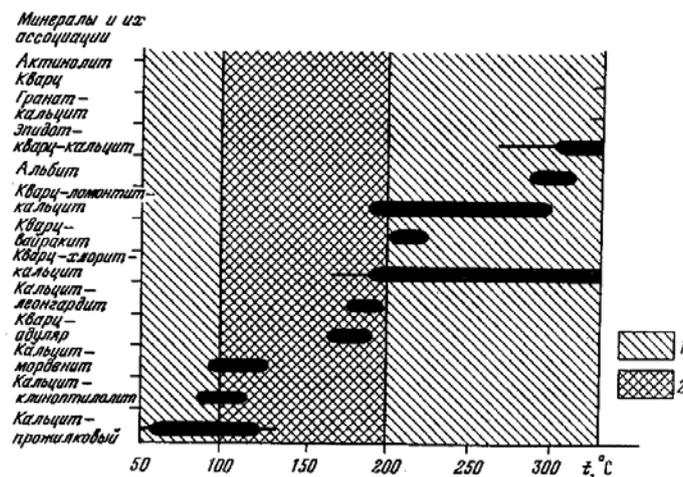


Рис. 34. Температура образования минералов и их ассоциаций гидротермальных систем Паужетской и Выченкия
 1,2 — интервалы температур: 1 — установленный методом гомогенизации ГЖВ, 2 — замеренных в скважинах/

совпадают с температурами гомогенизации, что также дает нам право считать температуры гомогенизации ГЖВ температурами образования минералов из гидротермальных растворов.

В пределах Паужетской гидротермальной системы и ВПК Выченкия температурный интервал образования минералов изменялся от 330 до 50° С. Эти результаты значительно отличаются от результатов прямых замеров в скважинах [149], которые варьируют от 200 до 100°С (рис. 34).

При выделении температурных интервалов образования гидротермальных минералов в качестве геотермометров были использованы кварц, адуляр и кальцит. При этом учитывались их соотношения с гранатом, эпидотом, ломонитом, вайрацитом, хлоритом, леонгардитом, мор-денитом, клиноптилолитом и другими минералами. Установлен следующий порядок кристаллизации минералов из гидротермальных растворов по мере их остывания: гранат—кварц — температура образования этой ассоциации составляет 320-300° С, актинолит-кварц - 330-320° С, кварц-эпидот-кальцит - 320-280°С, кварц-альбит - 310-290°С (см. табл. 14). Эти минералы входят в равновесный парагенезис минералов, соответствующий среднетемпературной пропилитизации [99].

Для ассоциации кварц-ломонит-кварц температурный интервал составляет 275-190° С (см. рис. 34). Температурный интервал кристаллизации вайракита в ассоциации с кварцем находится в пределах 230—190° С. Для хлорита в ассоциации с кварцем и кальцитом установлен широкий интервал: 280—170°С. Наблюдения в шлифах и рентгеноструктурные исследования показали, что хлорит и хлорит-сметитовые смешанослойные образования ассоциируют и с более низкотемпературными минералами. Вышеуказанные минералы относятся к низкотемпературной пропилитизации и представляют собой цеолитовую фацию этого процесса. Другая фация (трансильванского типа) представлена ассоциацией хлорит-карбонат-адуляр. Этот парагенезис, исходя из результатов гомогенизации ГЖФ в адуляре и кальците, образовался при температуре 280-175° С.

Декрепитация ГЖВ в кварце и кальците подтверждает результаты гомогенизации: температурный интервал процесса низкотемпературной пропилитизации составляет 280— 170°С. Так, для матового мелко- и среднезернистого кальцита, выполняющего в породе свободные пространства и пустоты, а также прожилки, начало массового растрескивания приходится на 190°С (при колебании температур от 150 до 250°С). При декрепитации кварца (последний отбирался из жеод и тонких прожилок в породе) массовое растрескивание вакуолей начинается при температуре 230° С (интервал температур составляет 190—250°С). Температурный интервал кристаллизации морденита и клиноптилолита, по данным гомогенизации и декрепитации ГЖВ в кальците, который образуется позже или раньше этих минералов, составляет 130—90° С (см. рис. 34). Эти значения температур и минеральный парагенезис соответствуют процессу гидротермальной аргиллизации [99].

Также необходимо сказать о более низких температурах, полученных в результате гомогенизации и декрепитации ГЖВ третьей генетической группы в кальците. Эти температуры укладываются в интервале 90—50°С; массовое растрескивание вакуолей начинается при температуре 65° С. Они характерны только для прожилкового кальцита, образующегося, видимо, на заключительной стадии деятельности гидротерма.

Предварительные результаты по замораживанию ГЖВ в кальците из ассоциации с высоко-, средне- и низкотемпературными минералами указывают на

закономерное изменение солевого состава гидротермальных растворов в процессе их остывания.

Так, при замораживании включений первой генетической группы (температура их гомогенизации составляет 320—280° С) его содержимое замерзает после неоднократного переохлаждения до $t = -38^{\circ}\text{C}$. Последующее незначительное повышение температуры приводит к перекристаллизации содержимого включения, а при $t = -21^{\circ}\text{C}$ происходит протаивание эвтектики и полное исчезновение льда, после чего в вакуоли остается лишь изотропный кубик галита. Дальнейшее повышение температуры вызывает исчезновение и этого кристалла. Анализ известных данных о растворимости NaCl и водно-солевой системы NaCl-H₂O [253, 281] показывает, что концентрация растворов в вакуолях первой генетической группы в кальците составляла 24% по NaCl-эквиваленту.

В растворах включений второй (температура гомогенизации 280—150° С) и третьей (температура гомогенизации 150-50° С) генетических групп в отличие от первой при замораживании выпадает лед. Суммарная соленость в этих растворах определялась по температуре конечного таяния льда [19, 27, 68, 87, 129, 289]. Последнее таяние льда во включениях второй генетической группы происходит при температуре от 19 до 21° С, что соответствует 22%-ному равновесию в растворах включений хлористого натрия. В растворах включений третьей генетической группы последнее таяние льда отмечается в интервале температур от -13° до -15°С, соленость растворов соответственно составляет 18% по NaCl.

Таким образом, термобарогеохимические исследования показали, что в пределах Паужетского месторождения парогидротерм и палеогидротермальной системы Выченкия гидротермальный процесс носил многостадийный характер. Минералообразование имело длительную историю и протекало в обстановке снижения температуры гидротермальных растворов по меньшей мере от 330 до 50°С и изменения солевого состава этих растворов в сторону уменьшения их концентрации.

Данные гомогенизации и декрепитации ГЖВ в минералах-термометрах позволили установить следующий порядок кристаллизации минералов и их ассоциаций из гидротермальных растворов по мере остывания последних: актинолит-кварц (330-300°С); гранат-кварц (320-300°С); кварц-альбит-кальцит (310-290° С); кварц-эпидот-кальцит (320-280° С); кварц-ломонит (275-190°С); кварц-вайрацит-кварц (230-190°С); кварц-хлорит-кальцит (245-170°С); кварц-адуляр-кварц (195-175°С); леонгардит-кальцит (180-170°С); кварц-морденит-кальцит (135-90°С); клиноптилолит-кальцит (110-80°С); прожилковый кальцит (150-50°С).

Высокотемпературные минералы нередко обнаруживают пространственное сонахождение с низкотемпературными. Сказанное подтверждает вывод Д.С. Коржинского [99] о том, что постмагматические гидротермально-метасоматические процессы носят резко выраженную регрессивную направленность и характеризуются наложением низкотемпературных минеральных ассоциаций на более высокотемпературные.

2.1.3. Эволюция гидротермального минералообразования и температурного поля в структуре гидротермальной системы.

Таким образом, комплекс исследований показал, что Паужетская гидротермальная система имеет сложную историю развития с меняющейся во времени обстановкой гидротермального и гидротермально-метасоматического минералообразования, которая обуславливалась снижением температуры горячих вод. В этой связи особого внимания заслуживают "запретные" минералы [146] для приповерхностных условий метасоматоза: эпидот, альбит, актинолит, гранат. Первые находки эпидота среди гидротермальных минералов Паужетки сделаны С.И. Набоко и Б.И. Пийпом [150]. Впоследствии эпидот определен почти во всех гидротермалитах. Петрографические наблюдения показали (см. рис. 31—33), что эпидот встречается на

месторождении повсеместно. К доказательствам современного образования эпидота С.И. Набоко относит тесное прорастание его с цеолитами, кальцитом, кварцем, альбитом, адуляром, которые развиваются как по породе, так и в трещинках и пустотах.

На протяжении ряда лет в литературе ведется дискуссия о возможной глубине образования эпидота. По заключению Д.С. Коржинского [98], эпидот в гидротермальном процессе может образовываться на глубине от 1 км и более. Практически к этому же выводу приходит В.Л. Русинов [192], отрицающий близповерхностное гидротермальное происхождение эпидота, отмеченного на следующих глубинах [141, 149]: 25 м (Паужетка), 20 м (Горячий Пляж), 60 м (Большебанное), 150 м (Паратунка), 500 м (Кошелевский вулкан). Он считает такой эпидот кластогенным. Минимальная глубина, на которой обнаружен эпидот в геотермальной системе Вайракей (Новая Зеландия), — 610 м, где он встречается в ассоциации с гидротермальным кварцем [245]. Учитывая это, новозеландский вулканолог А. Штайнер [245] считает, что образование эпидота контролируется не только фактором глубинности, но и, в частности, температурой и концентрацией железа и кальция в преобразующих растворах.

Специальные исследования Ю.П. Трухина и В.В. Петровой [222] на Большебанном и Паратунском месторождениях показали, что железистость эпидота в интервале глубин 210-1311 м варьирует в диапазоне 21,0-33,5% ($Fe_2O_3 + FeO$) и не коррелируется с глубиной. По мнению данных авторов, глубина на этих месторождениях не является определяющим фактором формирования эпидота. Видимо, здесь существенную роль играет расклинивающее действие жидкости, развивающее давление в поровых пространствах в несколько тысяч атмосфер и составляющее только часть общего давления ($P_{H_2O} = 1/3 P_0$) метаморфизирующихся пород [308].

В Солтон-Си (Калифорния, США) современное гидротермальное образование эпидота происходит при температуре $\sim 320^\circ C$ и давлении 125-145 атм [276]. Хлорит-эпидотовая зона гидротермального района Рейкьянес (Исландия) по прямым замерам имеет температуру $\sim 300^\circ C$ [302]. Близкий к этим значениям интервал температур образования эпидота ($320-280^\circ C$) мы установили по газовой-жидким включениям на Паужетском месторождении и ВПК Выченкия. Это соответствует данным статистического анализа экспериментальных работ [93], показавшим, что гидротермальный синтез минералов группы эпидота осуществляется при температурах выше $300^\circ C$, т.е. выше нижней границы хлорит-альбитовой (сред-нетемпературной) пропилитазации.

Изложенное не позволяет согласиться с общепринятым мнением, что образование эпидота на Паужетском и других геотермальных месторождениях Камчатки происходит при температуре $200^\circ C$, а в ряде случаев и ниже. Кроме того, приведенный материал дает возможность установить некоторую ясность в спорном вопросе о глубине формирования эпидота. Мы не можем принять утверждение Д.С. Коржинского, что этот минерал развивается на глубине 1 км и более, как и вывод В.Л. Русинова, отрицающего гидротермальную природу паужетского эпидота. Петрографические наблюдения показали частое сонахождение эпидота с ломонтитом и вайрацитом в пропилитах Паужетки. В литературе также приводится множество свидетельств присутствия эпидота в породах цеолитовой фации [308]. В частности, в толще "зеленых туфов" Японии, испытавших цеолитовую пропилитазацию, развитие эпидота наблюдается преимущественно в приконтакто-вых зонах диоритовых тел [133]. Такие приконтактовые зоны М.М. Васильевский рассматривает как "горячие пятна" метаморфизма на фоне низкотемпературной цеолитовой пропилитазации. Колебание температуры, обусловленное остыванием гидротермальной системы Рейкьянес, фиксируется находками эпидота в ныне холодных зонах, а также ретроградным развитием монтмориллонита [302]. Поэтому В.И. Гугушвили [62] считает, что присутствие эпидота в породах цеолитовой фации и в зонах аргиллизации обусловлено регрессивным наложением низкотемпературной минерализации на высокотемпературную в процессе остывания термальных вод.

Аналогичное объяснение мы даем редко встречающимся гранату и актинолиту, которые обнаруживают пространственное сонахождение с цеолитами и другими, более низкотемпературными минералами. По данным гомогенизации и декрепитации ГЖВ, актинолит развивается при 330°C , а гранат - при $320\text{-}300^{\circ}\text{C}$, т.е. при средне температурной пропилитазации. В процессе пропилитазации основными минералами-термометрами являются эпидот, кварц, халцедон, альбит и цеолиты [62]. На Паужетском месторождении не выделен парагенезис альбита с эпидотом, который считается характерным для продуктов среднетемпературной пропилитазации или метаморфизма фации зеленых сланцев. На это обстоятельство впервые обратил внимание В.Л. Русинов [190]. Он также отметил метасоматический "аномальный" альбит, который является метастабильным промежуточным продуктом альбитизации плагиоклазов в приповерхностных условиях метаморфизма. С.И. Набоко и ее коллеги [149] также описывают альбит в измененных породах Паужетки ($N_g = 1,536$; $N_p = 1,526$; $N_g - N_p$; $0,010$; он соответствует плагиоклазу № 8), где его количество участками достигает 10%. В свете полученных термобарических данных, эту "аномальность" можно объяснить низкой температурой гидротермальных процессов (образование паужетского альбита при $310\text{-}280^{\circ}\text{C}$), протекающих здесь на границе устойчивости альбита (переход альбита в анальцит при $300\text{--}280^{\circ}\text{C}$), а в целом - на границе средне- и низкотемпературной пропилитазации. Поскольку эпидот значительно легче диагностируется в шлифах, чем "аномальный" альбит, мы рассматриваем его как минерал-индикатор среднетемпературных пропилитов Паужетского месторождения.

В некоторых шлифах по основной массе туфов и в плагиоклазах встречено пространственное сонахождение пренита с эпидотом. Это означает, что пренит и эпидот могут образовывать равновесную ассоциацию. Факт интересен с точки зрения выяснения условий развития пренитовой фации метаморфизма, поскольку считается, что ассоциация с пренитом отвечают более низкотемпературной ступени метаморфизма (пренит-пумпеллиитовой), чем ассоциации с эпидотом (фация зеленых сланцев). По мнению В.Л. Русинова [190], в приповерхностных условиях эпидот и пренит могут образовываться в одном температурном интервале $200\text{-}180^{\circ}\text{C}$ и несколько более 200°C .

Наши данные свидетельствуют о том, что пренит образуется в интервале $300\text{-}220^{\circ}\text{C}$. Эти значения близки к температуре декрепитации гидротермального пренита (300°C) в провинции Мурсия (Юго-Восточная Испания), где предполагается формирование этого минерала в интервале $300\text{--}200^{\circ}\text{C}$ [268]. Таким образом, термобарические исследования уточняют обстановку развития пренита и эпидота и подтверждают, что фация зеленых сланцев более высокотемпературная, чем пренит-пумпеллиитовая.

Пренит на Паужетском месторождении отмечается и в цеолитовых пропилитах, где находится с ломонитом. При низкотемпературном метаморфизме миоценовых андезитов района Яхирохана (Япония) также возникает ассоциация пренита с ломонитом [291]. В этой связи Н.Л. Добрецов [67] утверждает, что пренит, видимо, устойчив в цеолитовой фации, но появляется там как метасоматический минерал лишь при очень высоком потенциале кальция.

Подводя итог, можно сделать принципиальный вывод, что эпидот, "аномальный" альбит, гранат и актинолит не имеют отношения к современной гидротермальной активности Паужетского месторождения, которая определяется температурой вод 200°C и ниже. Эти минералы являются реликтовыми.

Как известно, при температуре ниже 300°C в приповерхностных условиях образуются низкотемпературные цеолитовые и трансильванские про-пилиты. Граница смены хлорит-альбитовой пропилитазации цеолитовой определяется температурой фазового перехода альбита в анальцит, которая, по экспериментальным данным Д.С. Кумбса [259], приходится на $280\text{--}300^{\circ}\text{C}$. Сказанное согласуется с установленной нами температурой образования альбита ($310\text{-}280^{\circ}\text{C}$) из пород, несущих следы среднетемпературной пропилитазации, и анальцита (260°C) цеолитовых пропилитов, рассчитанной по

параметрам элементарной ячейки [1021]. Углекислота, являясь наиболее распространенным газовым компонентом гидротермальных растворов, оказывает самое существенное влияние на величины pH, Eh и их изменение, обеспечивая условия переноса или отложения присутствующих в минералообразующей среде компонентов.

Но особенно велика роль CO_2 в контроле щелочности термальных вод. Ощелачиванию раствора в приповерхностной зоне способствовал и фактор давления. Можно ожидать, что в приповерхностных условиях сейсмичной зоны создавалась обстановка, когда давление литостатической нагрузки становилось ниже парциального давления CO_2 . Падение общего давления ниже значения парциального давления углекислого газа приводит к возгону углекислоты и повышению щелочности растворов [154]. В таких условиях обычно происходит резкое охлаждение горячих вод и обстановка минералообразования меняется. В частности, гидротермально-метасоматический ломонтит сменяется его низкотемпературной разностью - β -леонгардитом, который выполняет трещины, а также слагает гнезда в разнообразных по составу и характеру изменения породах на различных глубинах. По температуре гомогенизации и декрепитации ГЖВ в кальците, с которым он ассоциирует, β -леонгардит формировался при $180\text{--}170^\circ\text{C}$. Сказанное согласуется с материалами В.И. Гугушвили и его коллег [63] по Аджаро-Триалетии: температурная граница перехода между собственно ломонитом и 0-леонгардитом находится около 220°C .

В ряде скважин на различной глубине обнаружено наложение интенсивного окварцевания и адуляризации на цеолитовые пропилиты. Адуляр сформировался при $180\text{--}175^\circ\text{C}$. По данным С.И. Набоко, которая сравнивала прямые замеры температур в скважинах с петрографическим анализом, адуляр образуется при 150°C . По нашим результатам β -леонгардит возникает при тех же температурах ($180\text{--}170^\circ\text{C}$), что и адуляр, генетически тесно ассоциирующий с минералами кремнезема (в первую очередь с кварцем). Такие же температуры пород установлены прямыми замерами в стволе скважин¹. Это прекрасно подтверждается исследованиями современного минералообразования в технических сооружениях Паужетской наблюдательной станции, где обнаружены адуляр, гели кремнезема и ломонтит [115]. Точной диагностики минералов группы ломонтита не проведено, поэтому мы склонны считать в соответствии с выше изложенным, что на внутренних стенках радиаторов отопления этой станции развивается низкотемпературный β -леонгардит.

Низкотемпературная пропилитизация с цеолитовой и трансильванской фациями развивается в интервале температур $300\text{--}200^\circ\text{C}$ [62], что согласуется с температурой образования ломонтита ($275\text{--}190^\circ\text{C}$) и вайра-кита ($230\text{--}190^\circ\text{C}$). Близкие данные получили японские специалисты [293], установившие по температуре гомогенизации ГЖВ в вайраките из геотермальной области Хатиматай, что он формировался при $230\text{--}240^\circ\text{C}$. Это на $30\text{--}40^\circ\text{C}$ выше температур, непосредственно замеренных в скважине.

Поскольку в недрах Паужетского месторождения присутствуют пространственно разобщенные две фации низкотемпературных пропилитов, проанализируем условия смены кальциевого ломонтита (ведущего минерала иеолитовых пропилитов) кальцитом - типичным карбонатом трансильванских пропилитов. АЛ. Олби и Е-Ан-Зен, а также А.Б. Томпсон [301], а впоследствии М.В. Мироненко и Г.Б. Наумов [135] показали, что смена кальцита кальцитом-ломонтитовым и ломонтитовым парагенезисом определяется падением парциального давления углекислоты в гидротермальном растворе. Иными словами, цеолитовые парагенезисы ограничиваются областью очень низких давлений CO_2 . Установлено, что содержание углекислоты в недрах гидротермальных систем зависит от фильтрационных свойств пород.

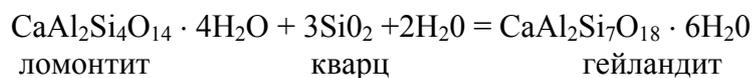
¹ Отчет по доразведке юго-западных флангов Паужетского месторождения перегретых вод за 1972-1976 гг. (стадия предварительной разведки) В.А. Ямпольского с соавторами (Петропавловск-Камчатский, 1976 г.).

Прямые замеры на Паужетском месторождении показали, что в выстоявшейся скважине растворы более кислые, чем на изливе ($\text{pH} = 6,2-6,6$ против $8,2$), что определяется поведением CO_2 . Действительно, в растворе выстоявшейся скважины на глубине 30-150 м по сравнению с раствором на изливе резко повышается концентрация HCO_3 (38—52 мг/л против 0 мг/л) и CO_2 . Аналогичная картина наблюдается и для Большебанного месторождения: в водах выстоявшихся скважин HCO_3 достигает 199--13 мг/л, а на изливе - 90-95 мг/л; CO_2 - соответственно 25 мг/л против 1-10 мг/л [89].

В.М. Сугробов и Н.Г. Сугрובה [214] отмечают тенденцию потери углекислоты и сероводорода на Паужетке при горизонтальном перемещении гидротерм в зоне их разгрузки. На основании этого С.И. Набоко относит Паужетское месторождение к гидротермальным системам открытого типа. Поэтому максимальное количество ломонтита должно быть приурочено к породам с повышенными фильтрационными свойствами, которые являются наиболее водообильными и где, в силу названных причин достигается минимальное парциальное давление CO_2 . Действительно, максимальное количество ломонтита на Паужетском месторождении приурочено к верхнему водоносному горизонту. Породы алнейской серии (нижний водоносный горизонт) изучены недостаточно. Что касается более массивных пород нижнепаужегской подсвиты и особенно гольгинских туфов кислого состава, то гидротермальные растворы в них носили застойный характер и поэтому были богаче HCO_3 и CO_2 . В результате там развивался преимущественно кальцит вместо ломонтита, а в целом породы претерпели трансильванскую пропилитизацию. Косвенным свидетельством сказанного являются редкие находки в них эпидота, который формировался на средне-температурной стадии пропилитизации в наиболее проницаемых зонах.

Таким образом, основные пути движения гидротермальных растворов в недрах Паужетской гидротермальной системы на стадии низкотемпературной пропилитизации отмечены наиболее интенсивным развитием ломонтита. Ослабление фильтрационных свойств пород сопряжено с нарастанием масштабов пропилитизации трансильванского типа. Повышенная проницаемость пород, связанная с их литологическими особенностями и с разрывной тектоникой, обуславливает появление ломонтита на различной глубине, а также чередование в разрезе трансильванских и цеолитовых пропилитов.

Авторы доклада [30] пришли к выводу, что обилие клиноптилолита и морденита при отсутствии ломонтита указывает на их образование при температурах и давлениях, близких к поверхностным. С повышением температуры на глубину клиноптилолит и морденит сменяются ломонтитом [142]. Наши исследования показали, кроме того, что этот переход сопровождается закономерной сменой состава глинистых минералов. Э.Э. Сендеров [199, 200] выявил замещение в области низких температур ломонтита гейландитом (близким по структуре к клиноптилолиту) по реакции:



Эта реакция отделяет зону ломонтита от зоны гейландита в пределах цеолитовой фации в понимании Г. Винклера [38]. Рассмотренное равновесие при невысоких и умеренных давлениях (т.е. в приповерхностных условиях) устанавливается при температурах 160-100° С [201]. Это не противоречит нашим данным по температуре образования морденита (135-90° С) и клиноптилолита (110-80° С), слагающих зону высококремнистых цеолитов и аргиллизитов Паужетского месторождения, а также соответствует экспериментальным работам Г.А. Карпова [91, 92]. В скв. К = 20 на глубине 84,6 м нам удалось подсесть границу перехода клиноптилолита в ломонтит через анальцит. Такой же характер перехода гейландитовой субфации в ломонтитовую через анальцит, замещаемый альбитом, описывает Д.С. Кумбс в Тарингатурском разрезе Новой Зеландии [67].

Исследования Э.Э. Сендерова [199, 200] показали, что при неизменном составе термальных растворов понижение их температуры ниже 150-100° С приводит к смене кальциевых цеолитов (ломонтита, вайракита) глинистыми минералами (монтмориллонитом, монтмориллонит-иллитом). Построение слоистой структуры монтмориллонита происходит в основном за счет кремниево-алюминиевых ресурсов каркаса цеолитов и носит гидро-термально-метасоматический характер [109]. Таким образом, ведущий минерал цеолитовых пропицитов - ломонтит в близких температурных условиях переходит, с одной стороны, в гейландит, а с другой — в монтмориллонит (иллит-монтмориллонит), т.е. в минералы, образующиеся в схожих физико-химических обстановках зоны кремнистых цеолитов и аргиллизитов. Это находится в соответствии с тем, что монтмориллонит - самый высококремнистый среди глинистых минералов - постоянно ассоциирует с морденитом и клиноптилолитом (гейландитом) — наиболее высококремнистыми минералами среди цеолитов.

Д.С. Коржинский [99] подчеркивал, что постмагматические процессы носят резко выраженную регрессивную направленность и характеризуются наложением низкотемпературных процессов и минеральных ассоциаций на более высокотемпературных. Это в полной мере относится и к Паужетской гидротермальной системе. В частности, в "холодной" по прямым замерам температуры (137-157° С) скважине К-6 на глубине 364 м во вкрапленном кварце и кварц-карбонатном прожилке одного штуфа установлены три различные температуры гидротермального минералообразования: 1) $t_{\text{кальцит}} = 310-305$ С ($n = 3$), характерная для среднетемпературной (хлорит-альбитовой) пропицитизации; 2) $t_{\text{кварц}} = 250$ °С ($n = 2$), присущая низкотемпературной (трансильванской) пропицитизации; 3) $t_{\text{кальцит}} = 120$ °С ($n = 5$), соответствующая процессам гидротермальной аргиллизации.

Из этого следует, во-первых, что современный температурный режим в скважине принципиально отличается от прошлого, когда развивалась средне- и низкотемпературная пропицитизация; ныне самая низкотемпературная скважина была в недавнем геологическом прошлом самой высокотемпературной (из числа нами опробованных); во-вторых (учитывая петрографические наблюдения), что возникшие среднетемпературные про-пилиты в дальнейшем перерабатывались пропицитами трансильванского типа, а те и другие и продукты их взаимодействия, в свою очередь, испытали гидротермальную глинизацию. На Паужетском месторождении широко распространены хлорит-сметитовые и в меньшей степени иллит-сметитовые смешанослойные образования. Хлорит-сметиты описаны и в других районах Курило-Камчатской зоны. Так, в дацитовых пемзовых туфах месторождения Горячий Пляж (о-в Кунашир) с понижением температуры (прямые замеры в скважинах) наблюдается переход хлорита в монтмориллонит через смешанослойные хлорит-монтмориллонитовые минералы [147]. Это находится в соответствии с экспериментальными данными [37] по гидротермальному синтезу: магнезиально-железистый хлорит образуется при более высоких температурах, чем триоктаэдрический монтмориллонит.

В геотермальной области Рейкьянес смешанослойные хлорит-монтмориллонитовые образования залегают между высокотемпературной (~300°С, прямые замеры) хлорит-эпидотовой зоной и низкотемпературной (>30°С) монтмориллонит-цеолит-кальцитовой. Таким образом, появление монтмориллонита и смешанослойных хлорит-сметитовых минералов является отражением снижения температуры в недрах гидротермальной системы снизу вверх [302]. Наблюдения С. Киоши [279] в геотермальной области Матсукава (Япония) также показали, что при изменении андезитов плейстоцена термальными водами зона хлорита возникает раньше зоны монтмориллонита и смешанослойных минералов и отвечает более высокотемпературной обстановке. В силу тех же причин к контакту хлоритовой и монтмориллонитовой (сапонитовой) зон зеленых туфов Японии приурочен корренсит [278].

Указанная схема преобразования минералов на основе хлоритового пакета соответствует данным об определенной структурной унаследованности новообразований в процессе гидротермального изменения слоистых силикатов, в частности о сохранении у вновь возникающих структур тех полиморфных модификаций, которые были свойственны первичным минералам [230]. Экспериментальные исследования этих авторов показали, что смешанослойные структуры являются промежуточными неравновесными постройками, которые возникают в процессе трансформационных преобразований глинистых минералов в условиях эпигенеза и начального метаморфизма пород. Для Паужетского месторождения это означает развитие гидротермальной аргиллизации, проявляющейся в первую очередь в монтмориллонитизации хлоритов как одной из составляющих низкотемпературных пропицитов.

Под монтмориллонитизацией мы вслед за М.А. Ратеевым и его коллегами [184] понимаем не только образование минералов группы монтмориллонита, но и увеличение монтмориллонитовых пакетов в смешанослойных структурах хлорит-сметитового и иллит-сметитового типов. Иллит-сметиты связаны с пропицитизацией и последующей гидротермальной аргиллизацией, порождаемой регрессивным метасоматозом [183]. Сказанное подтверждается работой [206], проведенной в районе Дачных термальных полей (вулкан Мутновский). И.Б. Словцов и Г.П. Москалева установили, что смешанослойные иллит-монтмориллонитовые минералы приобретают тенденцию сокращения монтмориллонитовых слоев с глубиной, с ростом температуры и давления пароводяной смеси от 50% сметитовой составляющей до чистого иллита.

Приведенные материалы из различных геотермальных районов мира однозначно свидетельствуют об образовании смешанослойных фаз в результате понижения температуры горячих растворов. В этой связи необходимо отметить, что эксплуатация Паужетской ГеоТЭС привела к падению температуры вод месторождения только за период 1970—1980 гг. на 20—30° [96]. Замещение хлорита хлорит-сметитом начинается в соответствии с взглядами [38, 184] при температуре ниже 200°С. Это означает, что в недрах Паужетской системы с температурой вод, как правило, ниже 200°С формирование современного хлорита затруднено.

Отмеченное подтверждают эксперименты Г.А. Карпова [92], который установил, что отдельные минералы (в частности, Лабрадор) и эталонные породы, находящиеся в стволе скважин при температуре вод 170-86° С в течение 6—9 мес, покрывались кавернами и пленками монтмориллонита, а также замещались кальцитом, цеолитами, адуляром и альбитом. Они являлись агрегатами именно монтмориллонита, но не хлорита, развитие которого при указанных температурах не происходит. Образование низкотемпературного альбита сопряжено опять же с монтмориллонитизацией плагиоклазов [45], вызывающей их подкисление. Специальные работы А.В. Зотова [9] демонстрируют, что монтмориллонит в скважинах Камчатки и Курильских островов наиболее интенсивно развивается в интервале температур 140—100° С.

Поскольку породы Паужетской гидротермальной системы испытали цеолитовую, в меньшей степени трансильванскую, а также слабо выраженную среднетемпературную пропицитизацию, фоновым глинистым минералом их является хлорит.

Появление хлорит-сметитов и иллит-сметитов мы объясняем воздействием современных остывающих растворов на хлорит (иллит) пропицитов и относим этот процесс к гидро тер мольной аргиллизации регрессивной стадии. При этом, однако, нельзя исключить появление выпавших из растворов смешанослойных образований.

Таким образом, Паужетская гидротермальная система представляет собой природную лабораторию по образованию современных смешанослойных хлорит-сметитовых и иллит-сметитовых минералов. Те участки месторождения, на которых сохранился свежий хлорит (иллит), не были переработаны современными гидротермами с температурой ниже 200°С. Изложенное позволяет утверждать, что к началу буровых работ

(конец 50-х годов) Паужетская гидротермальная система, заканчивая пропиловую стадию своего развития, вступила в стадию гидротермальной аргиллизации. О начальной ее фазе свидетельствует, с одной стороны, практически полное отсутствие триоктаэдрического смектита (конечного продукта аргиллизации широко распространенных хлоритов), с другой — развитие адуляра, ломонтита (β -леонгардита) и кремнезема (атрибутов цеолитовых пропилов) в технических сооружениях и эталонных образцах, выдержанных в скважинах.

Зоны каолинизации, а также генетически ассоциирующие с ними зоны монтмориллонитизации приурочены к современным термальным полям Паужетского месторождения. Наблюдаются они и на холодных полях [149]. Последнее, а также специальные палеомагнитные исследования Э.А. Молоствовского говорят о мигрирующем (блуждающем) характере термальных полей, которые генетически связаны с глубинными гидротермами. Скорее всего, это является отражением меняющегося направления горизонтально и вертикально движущихся горячих вод, обусловленного сейсмотектоникой и другими причинами.

На термальных полях, где в силу различных причин в конденсате пара образовывалось мало вторичных кислых сульфатных вод, каолинит не развивается или составляет небольшую примесь к смектиту (бурая и синяя монтмориллонитовая глина Северо-Камбальных паровых струй). Продукты смектитизации в соответствии с представлениями А. Штайне-ра [297] являются результатом хлоридно-углекислого выщелачивания. Небольшое количество исследованных образцов монтмориллонитовых глин заставило нас рассматривать эти метасоматиты как составную часть зоны сернокислотного выщелачивания, что не совсем правомерно. Поэтому на рис. 35, отражающем зональность метасоматических продуктов месторождения, смектиты выделены в самостоятельную группу.

Перерождение смектита в каолинит наблюдалось в непосредственной близости от выхода паровой струи на Центрально-Камбальной термальной площадке. При этом наряду с конечным продуктом изменения (структурно несовершенным каолинитом) формировалась промежуточная фаза -неупорядоченное смешанослойное образование типа смектит-каолинит с 20—30% разбухающих пакетов. Присутствие ярозита и гематита во фракции 0,25—0,01 мм из указанного глинистого метасоматита свидетельствует о кислых условиях и высоких значениях окислительно-восстановительного потенциала ($K_0 = 0,86$) обстановки минералообразования.

Сводная зональность гидро термально измененных пород Паужетской системы приводится на рис. 35, В квадратных скобках обозначены минералы — реликты предшествующих стадий перерождения, в круглых — минералы, находящиеся в подчиненном положении.

Установлено, что, чем выше концентрация сероводорода и сернистых соединений в гидротермах, тем более значительную роль в продуктах выщелачивания играют опал и алунит (атрибуты вторичных кварцитов) наряду с минералами группы каолинита. На месторождении Вайракей (Новая Зеландия) концентрация сероводорода ($\text{CO}_2/\text{H}_2\text{S} = 9,9$) и температура в недрах ($t = 270^\circ\text{C}$) большие, чем на Паужетке ($\text{CO}_2/\text{H}_2\text{S} = 7,4-58,3$; $T < 200^\circ\text{C}$). Температура 270°C , соответствующая низкотемпературной пропиловитизации, является максимальной для гидротермальных систем Камчатки и установлена прямыми замерами в скв. 4 на Мутновском (Дачном) геотермальном месторождении [96]. Именно там в зоне гидротермальной аргиллизации туфов встречен современный алунит в ассоциации с галлуазитом и каолинитом [103]. Схожий комплекс минералов присутствует и на Вайракей. На Паужетском же месторождении, вступившем в стадию гидротермальной аргиллизации, современные алунит, опалиты и монокварциты не отмечены. Описываемые [149] в скв. К-21 алунит и опал, скорее всего, являются реликтовыми.

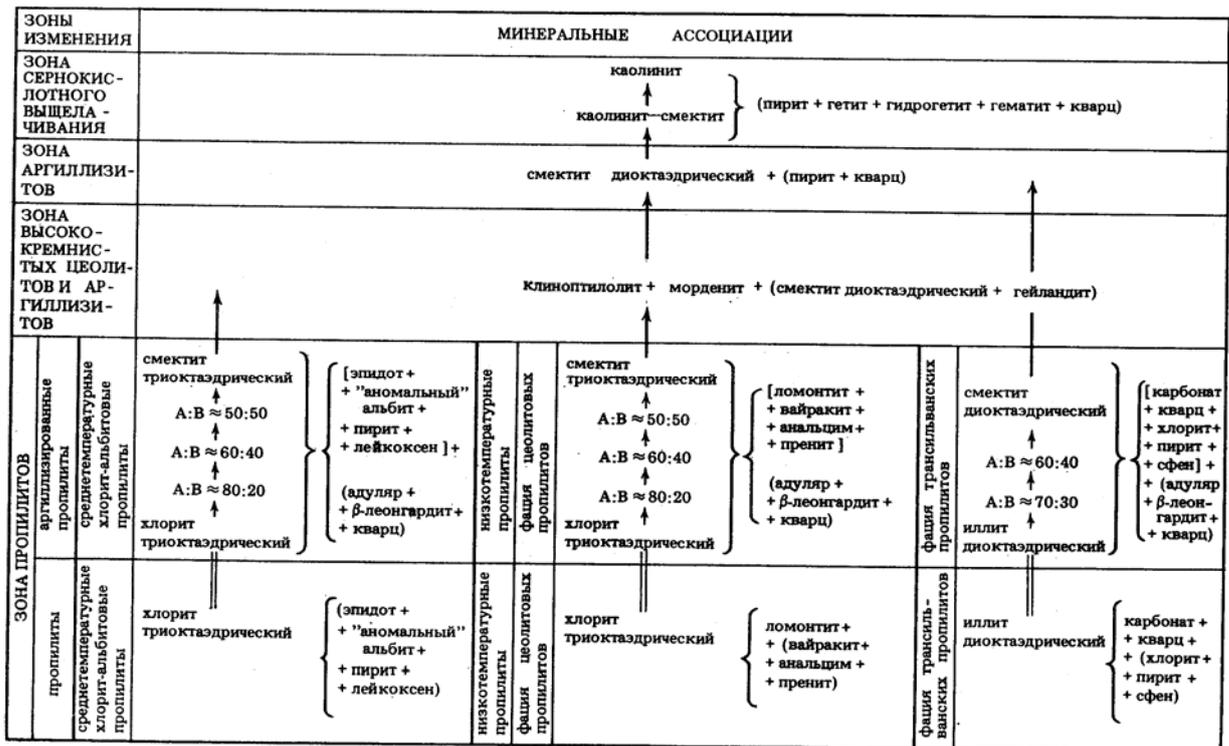


Рис. 35. Схема зональности гидротермально измененных пород Паужетской гидротермальной системы

Вышеизложенное позволяет предполагать, что на регрессивном этапе с переходом гидротермальной системы из пропилитовой стадии в стадию аргиллизации в генетически ассоциирующихся с пропилитами продуктах сернокислотного выщелачивания вторичные кварциты уступают место гидротермально-метасоматическим глинам. Доминирующее развитие смешанослоиных хлорит-сметтитовых (реже иллит-сметтитовых) образований в недрах гидротермальной системы сопряжено с широким распространением смешанослоиных смектит-каолинитовых и каолинит-сметтитовых минералов на поверхности земли. По мере того, как с падением температуры в глубинных зонах триоктаэдрический смектит идет на смену низкотемпературным пропилитам, на термальных полях все большее развитие получает смектит диоктаэдрический, сменяющий каолинит. Дальнейшее остывание растворов приводит к резорбции диоктаэдрическим смектитом (своеобразным "базисом" гидротермальной аргиллизации) всех более высокотемпературных метасоматитов, которые локализованы на глубине.

В заключение можно сделать определенные выводы. В процессе эволюции Паужетская гидротермальная система испытала последовательно сменявшие друг друга стадии изменения пород: а) среднетемпературную пропилитизацию (хлорит + "аномальный" альбит + эпидот + пирит + лейко-ксен), проходившую в интервале от 330 до 300-280°C; б) интенсивно проявленную цеолитовую (хлорит + ломонит + вайрацит + анальцим + + пренит) и ограниченно развитую трансильванскую (иллит + карбонат + кварц + хлорит + пирит + сфен) низкотемпературные пропилитизации (от 300-280 до 200°C); в) гидротермальную аргиллизацию пропилитов, протекающую в рамках триоктаэдрического (смешанослойные хлорит-сметтиты, корренсит) и диоктаэдрического (смешанослойные иллит-сметтиты) структурного мотива в интервале 200-150°C. При этих же температурах формируются адуляр, β-леонгардит и кварц.

На этапах низкотемпературной пропилитизации и гидро термально и аргиллизации в особых структурных зонах и на различных глубинах (см. раздел 2.4) образуются кварц-адуляровые, вайрацит-пренит-эпидот-кварц-адуляровые и эпидрт-кварц-адуляровые гидротермалиты при температурах от 300-330 до 170-150°C.

В близповерхностных условиях при температурах 150-80°C в кислых туфах, андезитах и дацитах развиваются высококремнистые цеолиты и диоктаэдрический смектит. В аномальных случаях, когда высокотемпературные изотермы благодаря интенсивной трещиноватости пород были приближены к дневной поверхности, в верхнем водоупорном горизонте образовывались цеолитовые пропилиты.

На термальных полях при температурах ниже 100° идут процессы глинообразования, обязанные хлоридно-углекислому (диоктаэдрический смектит) и сернокислотному (каолинит) выщелачиванию.

Последовательно сменявшие друг друга стадии метасоматического изменения привели к тому, что высокотемпературные минералы на Паужетке, как правило, обнаруживают пространственное сонахождение с низкотемпературными. Сказанное подтверждает вывод Д.С. Коржинского о том, что постмагматические гидротермально-метасоматические процессы носят регрессивную направленность и характеризуются наложением низкотемпературных процессов и минеральных ассоциаций на более высокотемпературные. Это заставляет пересмотреть существующие на сегодняшний день представления о минеральных ассоциациях (парагенезисах) в действующих гидротермальных системах.

Проведенные на гидротермальных системах Выченкия и Паужетка термобарогеохимические исследования показали, что гидротермальный процесс носил многостадийный характер. Минералообразование имело длительную историю "и протекало в обстановке снижения температуры от 330 до 200-150 и 100-50°C в отдельных блоках систем. При этом менялся солевой состав растворов в сторону уменьшения их концентрации.

Данные гомогенизации и декрепитации газовой-жидких включений позволили определить температуру кристаллизации минералов из горячих вод: актинолит (330-300°C), гранат (320-300°C), альбит (310-290°C), эпидот (320-280°C), ломонтит (275-190°C), вайрацит (230-190°C), хлорит (245-200°C), адуляр (195-175°C), 0-леонгардит (180-170°C), морденит (135-90°C), клиноптилолит (110-80°C).

На Паужетском месторождении наиболее распространены низкотемпературные цеолитовые пропилиты, выделенные в самостоятельную цеолитовую фацию. Ломонтит и хлорит являются главными минералами этой фации. Из минералов группы ломонтита установлены его высокотемпературная (собственно ломонтит) и низкотемпературная (β -леонгардит) разновидности, а также выявлен высокотемпературный анальцит (260°C). Ломонтит является гидротермально-метасоматическим образованием (выполняет поры), а β -леонгардит - гидротермальным (выполняет трещины).

К типоморфным минералам трансильванских пропилитов относятся карбонат и гидрослюда, в меньшей степени кварц, хлорит, пирит и сфен.

Основные пути движения гидротермальных растворов в недрах Паужетской системы на стадии низкотемпературной пропилитизации отмечены интенсивным развитием гидротермально-метасоматического ломонтита, т.е. наиболее глубоко проявленной цеолитовой пропилитизацией. Резкое уменьшение скорости фильтрации и расходов гидротерм (в водоупорах) вызывает смену ломонитового парагенезиса кальцитовым и усиление гидрослюдизации вулканитов. В породах, которые служат водоупорами, развиваются пропилиты трансильванского типа.

Эпидот, а также "аномальный" альбит, гранат и актинолит развиваются в наиболее проницаемых и гидротермально проработанных участках пород, где ассоциируют с кварцем, кальцитом, реже с хлоритом. Эти минералы являются реликтовыми. Их присутствие в метасоматитах свидетельствует о том, что породы претерпели среднетемпературную пропилитовую стадию перерождения.

Пренит, высокотемпературные ломонтит и анальцит, вайрацит, иллит и хлорит и ассоциирующий с вайрацитом и пренитом адуляр также не являются современными. Их

развитие указывает на то, что породы испытали низкотемпературную пропилитизацию цеолитового или трансильванского типа.

Переход цеолитовых пропилитов в вышележащую зону высококремнистых цеолитов и аргиллизитов происходит постепенно (?), иногда носит мозаичный характер и сопровождается сменой ломонтита (вайракита) через анальцит морденитом и клиноптилолитом. При этом меняется общий структурный мотив глинистых минералов: триоктаэдрический сменяется диоктаэдрическим через промежуточные хлорит-сметитовые смешанослойные фазы и дитриоктаэдрическим смектитом.

Минералообразование на Северо-Камбальном термальном поле обусловлено хлоридно-углекислым выщелачиванием пород, выражающимся в их гидротермальной аргиллизации с формированием монтмориллонита. При этом наблюдается переход триоктаэдрического структурного мотива глинистых минералов в диоктаэдрический, т.е. смена условий аргиллизации пропилитов (исключая трансильванские), протекающих в недрах Паужетского месторождения, обстановкой аргиллизации пород термальных площадок. Граница перехода одних условий минералообразования в другие фиксируется в глинистых метасоматитах с коэффициентом окисленности 0,73-0,75. Минералообразование на Центрально-Камбальном термальном поле происходит в обстановке сернокислотного выщелачивания и проявляется в замещении смектита каолинитом. Также обнаружен ярозит. Термальные поля и паровые струи носят мигрирующий (блуждающий) характер.

В измененных среднетемпературных и цеолитовых пропилитах широко распространены упорядоченные триоктаэдрические хлорит-сметитовые смешанослойные минералы, образующие соответствующий генетический ряд: хлорит $A : B \approx 80 : 20 \rightarrow A : B \approx 60 : 40 \rightarrow A : B \approx 50 : 50 \rightarrow \dots \rightarrow$ смектит. Хлориты, как правило, гидратированы и обладают дефектной решеткой.

В толще измененных трансильванских пропилитов установлены иллит и диоктаэдрические иллит-сметитовые смешанослойные минералы, образующие следующий генетический ряд: иллит $\rightarrow A : B \approx 70 : 30 \rightarrow A : B \approx 60 : 40 \rightarrow \dots \rightarrow$ смектит. Появление смешанослойных образований обусловлено процессами гидротермальной аргиллизации регрессивной стадии.

Сегодня в недрах Паужетской гидротермальной системы образуются смешанослойные хлорит-сметитовые и иллит-сметитовые минералы. Их возникновение обусловлено воздействием современных растворов с температурой ниже 200°C на хлориты и иллиты предшествующих стадий пропилитизации. Те участки месторождения, на которых отсутствуют смешанослойные образования, скорее всего, не переработаны современными гидротермами.

С переходом гидротермальной системы из пропилитовой стадии в ста- даю аргиллизации в генетически ассоциирующих с пропилитами продуктах кислотного выщелачивания вторичные кварциты уступают место гидротермальным глинам. Это приводит к широкомасштабному развитию диоктаэдрического смектита, характеризующего состояние своеобразного базиса гидротермальной аргиллизации.

2.2. Петрофизические свойства пород гидротермальной системы.

Под петрофизическими свойствами мы понимаем комплекс показателей физико-механических свойств пород, определяемый лабораторными методами: объемную и минеральную плотности (Δ и ρ , г/см^3), водо-поглощение ($W, \%$), скорость продольных волн (V'_p , км/с) в сухом и водо-насыщенном состоянии, прочность на сжатие и растяжение ($R_{сж}$ и R_p , МПа) в сухом и водонасыщенном состоянии, магнитную восприимчивость ($k \cdot 10^{-3}$ СИ). Вычисляются общая пористость (η , %), коэффициент Пауссона (μ), модуль Юнга (E , МПа) и другие показатели.

Петрофизические свойства пород, слагающих гидротермальные системы (геотермальные и эпитептермальные месторождения) Камчатки, до настоящего времени изучались эпизодически при решении геофизических, инженерно-геологических и некоторых других задач. Вместе с тем любое изменение структуры и состава пород под воздействием тектономагматических и гидротермальных процессов приводит к изменению того или иного (или целого ряда) петрофизических показателей. Петрофизические свойства, таким образом, могут служить критерием оценки интенсивности и характера переработки вулканогенных пород. Полученные количественные параметры (9 независимых и 3-5 вычисленных) коррелируются между собой и дают качественно иную информацию о строении геологических разрезов, нежели петрографические, минералогические и геохимические данные. В то же время совместный анализ петрофизических свойств пород, минералогических и геохимических особенностей их состава, а также геологической структуры разрезов, поможет выявить основные факторы, влияющие на свойства пород, и тенденции изменения свойств в структуре гидротермальных систем.

В связи с актуальностью данного направления были поставлены следующие основные задачи.

1. Оценка интенсивности и направленности гидротермальных, а также наложенных тектономагматических преобразований пород по изменению петрофизических параметров.

Таблица 15

Петрофизические свойства пирокластических и эффузивных пород
Паужетской гидротермальной системы

Порода	Δ , г/см ³	W, %	V_p , км/с		$R_{сж}$, МПа		$\chi \cdot 10^{-3}$ СИ
			в сухом	в водонасыщенном	в сухом	в водонасыщенном	
			состоянии		состоянии		
Туф	1,86	16,1	2,55	2,60	30	—	5,1
Эффузив	2,60	2,3	4,50	4,70	123	92	11,3

2. С помощью анализа изменения показателей петрофизических свойств пород провести изучение геологической структуры гидротермальной системы. выделение пород-коллекторов, верхних и нижних водрупоров, зон предполагаемого перетока вод, участков перехода жидкость—пар, контактовых зон субинтрузивных (экструзивных) тел, которые во многих случаях являются участками конвективного водообмена, и др. Вторая задача является частью крупной научной программы, в настоящей работе ее решение можно лишь обозначить.

Петрофизические исследования выполнены на образцах восьми скважин центральной части Паужетской гидротермальной системы (геотермального месторождения), глубоких скважин в районе Первых Горячих Ключей ("Пионерлагерь") и пос. Озерковского (скв. 1 и 2). Проанализировано 300 проб-штуфов из керна, а также 20 образцов с Нижнекошелевско-го месторождения парогидротерм и Южно-Камбальнсі о термального поля.

Методики, применяемые для определения петрофизических параметров, стандартны [61, 132]. Определения велись на цилиндрических образцах с соотношением высоты и диаметра, равным единице, $H = D = 40$ мм. Величина водопоглощения измерялась после семи дней замачивания. Скорости продольных и поперечных волн определены прибором ДУК-6В с частотой 700 кГц на образцах с плотностью более 1,8—2,0 г/см³. Измерения проводились также на приборе УКБ-1М с частотой 100 кГц для

большой группы туфов плотностью менее $1,8 \text{ г/см}^3$ вследствие их большой пористости и значительного поглощения упругих волн. Поочность пород измерялась на прессах ПСУ-125 и ЦДМ-10/91, а магнитная восприимчивость — на чешском капометре типа КТ-5. Поскольку в массиве породы могут быть как сухими, так и водонасыщенными, измерение V_p и $R_{сж}$ сделано в этих двух состояниях. С целью изучения причин изменчивости параметров в однотипных и различных породах использованы минералогический и петрографический анализы, рентгеноструктурные и термогравиметрические исследования; многие образцы просмотрены в сканирующем электронном микроскопе, все работы проводились на кафедре инженерной геологии МГУ, а также в НИИ геологии Саратовского университета и в Институте вулканологии.

Предлагаемая ниже интерпретация результатов приводит к необходимости дальнейшего более детального комплексного изучения физико-механических свойств пород гидротермальных систем в связи со следующим: эффузивы разнообразны по химическому и минералогическому составу и структуре; туфы отличаются крупностью слагающих их обломков, составом цемента и обломков; породы подверглись сложному химическому и тепловому воздействию в зависимости от залегания в определенных геолого-структурных зонах, что привело к неоднородному их изменению. В итоге в разрезе не наблюдается постепенного перехода одних зон гидротермально-метасоматического преобразования в другие, скорее это "слоеный пирог" из многих в различной степени измененных пород, причем картина меняется от одной геологической структуры к другой, а также и в пределах каждой структуры.

Первичный анализ физико-механических вулканитов ГТажетской гидротермальной системы [113] показал резкое различие свойств эффузив¹ вОВ (потоков, даек, экструзивных и субинтрузивных тел) и пирокластических пород (табл. 15).

В связи с этим выделим две группы пород и несколько подгрупп.

2.2.1 Пирокластические породы

Псефитовые и агломератовые туфы. Псефитовые и агломератовые туфы слагают нижнепаужетскую подсвету и частично среднепаужетскую, голыгинский горизонт, а также мощную алнейскую толщу, занимая не менее 30% объема всех вулканитов в пределах месторождения и в конкретных геолого-гидрогеологических структурах. В связи с тем, что размеры обломков в агломератовых туфах достигают 200 мм, а исследуемый образец — 40 мм, для изучения породы отбирались образцы с величиной обломков не более 20 мм. Это обстоятельство, во-первых, заставило изучать отдельно свойства обломков и цемента наиболее грубообломочных туфов, во-вторых, не позволило получить полную картину распределения свойств. Эта картина, по-видимому, будет еще более дробной и сложной в пределах отмеченных выше толщ. В то же время петрофизические исследования имеют в данном случае свои преимущества перед другими методами (петрографическим, рентгене структурным, термо гравиметрическим), которые в процесс исследования вовлекают еще меньший объем материала.

Не противопоставляя эти методы, воспользуемся преимуществами каждого из них. Агломератовые и псефитовые туфы являются плотными крепкими породами за счет преобладания среди обломков эффузивных пород с большими величинами ($2,15-2,57 \text{ г/см}^3$) объемного веса. Это в основном литовитрокристаллокластические туфы. Среди грубообломочных туфов преобладают литокластические разности. Они сложены обломками эффузивов, туфов и терригенных пород, в различной степени гидротермально переработанных. Количество обломков преобладает над цементирующей массой. Цемент пористый, интенсивно измененный; лов-, семестно развиты гидрослюды, хлориты, цеолиты, хлорит-сметитовые; образования, фрагментарно — кальцит, кварц.

Все свойства пород колеблются в относительно небольших пределах (табл. 16). Показатели свойств иногда резко отличаются от среднестатистических. На таких

участках обьино нарушается прямая зависимость] между плотностью и прочностью, плотностью и во до поглощением, плот--костью и магнитной восприимчивостью. Плотные породы могут обладать;

Таблица 16

Петрофизические свойства псефитовых и агломератовых туфов									
Номер сква- жины	Номер об- разца	Глубина отбора, м	Δ , г/см ³	W, %	V_p , км/с		$R_{сж}$, МПа	$\kappa \cdot 10^{-3}$ СИ	Порода
					в сухом	в водонасы- щенном			
					состоянии				
1	35	490	2,57	1,7	4,0	4,2	41	13,4	Литокристалло- кlastический туф
K-21	23	371	2,45	4,2	4,6	4,6	100	11,3	То же
R-130	35	580	2,23	5,3	4,1	4,3	73	4,4	"
R-130	39	605	2,24	—	3,8	3,8	65	1,0	"
I	46	700	2,31	4,9	4,0	4,2	54	3,8	Кристаллолиг- кlastический туф
1	47	705	2,34	5,0	4,0	4,1	57	10,3	То же
1	49	780	2,50	3,5	3,6	4,0	51	7,0	"
1	50	784	2,38	4,5	3,4	4,2	38	9,8	"
K-6	40	268	2,50	2,5	3,6	3,7	56	2,0	"
K-6	43	277	2,47	3,0	3,4	3,7	40	5,9	"
K-21	23	370	2,17	9,7	3,7	4,0	27	5,0	"
K-21	25	388	2,32	6,4	3,9	4,2	36	11,0	"
K-21	24	381	2,29	5,9	3,2	3,6	32	10,7	"
K-21	26-2	400	2,20	6,1	3,4	3,7	45	1,0	"
K-21	26-1	395	2,41	4,2	2,80	4,7	20	15,3	"
R-102	39	77	2,15	6,2	2,0	3,8	73	4,6	"
R-102	40	78	2,38	2,6	4,6	4,6	149	3,5	"

высокой ($R_{сж}$ - 149 МПа) и низкой ($R_{сж}$ до 20 МПа) прочностью, скорости упругих волн колеблются от 2,8 до 4,6 км/с. В данном случае высокая плотность пород при низких $R_{сж}$ и V_p обусловлена наличием большого количества рудных, в том числе магнитных, минералов ($\kappa = 15,3 \cdot 10^{-3}$ СИ) Наибольшая прочность туфов возникает в результате их окварцевания (в зонах кварц-адуляровых метасоматитов). Но при окварцевании образуется также полосчатая текстура метасоматитов, вызывающая резкую анизотропию упругих волн. В таких породах другие новообразованные минералы находятся в подчиненном положении: гидрослюды — до 10%, смешанослойные образования — до 5%.

Как уже отмечено, крупные обломки в агломератовых туфах имеют размер исследуемого образца. Соответственно полученные данные характеризуют эти обломки, а не всю породу. С целью изучения характера гидротермально-метасоматической переработки обломков и влияния этого изменения на показатели свойств всей породы отобрано шесть образцов из обломков эффузивов с различной структурой (табл. 17).

В большинстве своем породы массивные, два образца (обр. 30 и 44) пористые. Все эффузивы имеют порфириковую структуру примерно одинаковое количество фенокристаллов: плагиоклазов 25-30%, моноклинных пироксенов 0,5-5%. Пироксены частично замещены агрегатом кальцита и реже хлорита. Плагиоклазы в обр. 51 полностью замещены кальцитом, в обр. 44 и 47 — на 50% агрегатом хлорита—кальцита—соссюрита, в обр. 30 не изменены, как и основная масса породы. Для последней по- . роды характерна микрофитовая структура с содержанием стекла до 5%. По стеклу развиты цеолиты, гидрослюды (серицит), хлориты, смектиты. Минералогическими методами трудно количественно оценить степень преобразования породы, в определенной степени здесь помогают методы петрофизические. Наивысшие показатели плотности и скорости упругих волн имеют полностью раскристаллизованные разности, наименее гидро-термально измененные. В других эффузивах усиление степени переработки пород сопровождается уменьшением плотности (от 2,67 до 2,34 г/см³) и увеличением водопоглощения (до 6,4%). Скорость упругих волн постепенно уменьшается до 3,5 км/с. Прочность пород колеблется от 50 до 80 МПа. При водонасыщении V_p не увеличивается, а

$R_{сж}$ снижается значительно (см. табл. 17). Величины магнитной восприимчивости различаются на порядок, что может быть связано и со степенью и с характером изменений, и с первичным неравномерным содержанием минералов магнитной фракции.

Таким образом, псефитовые и агломератовые туфы обладают относительно высокими показателями петрофизических параметров за счет большого количества (до 50% и выше) обломков эффузивов, измененных различно, но в меньшей степени, чем цемент породы. Цемент туфов подвергается интенсивному фрагментарному гидротермально-метасоматическому изменению на фоне в целом равномерной пропилитизации пород.

Псаммитовые-мелкопсефитовые туфы. Эти породы также широко распространены в структуре Паужетской гидротермальной системы. Туфы разнородны по составу и текстурно-структурным характеристикам, по интенсивности вторичных изменений. Преобладают кристаллолитокластические разности среднего, реже кислого состава. Обломки имеют раз

таблица 17

Петрофизические свойства обломков эффузивов из агломератовых туфов

Номер скважины	Номер образца	Глубина отбора, м	Δ , г/см ³	W, %	V_p , км/с		$R_{сж}$, МПа		$R_{раст}$, МПа	$\kappa \cdot 10^{-3}$ СИ
					в сухом	в водонасыщенном	в сухом	в водонасыщенном		
					состоянии		состоянии			
К-6	30	240	2,67	1,8	4,85	4,80	64	—	7,7	14,2
К 6	44	275–281	2,50	6,4	3,80	3,80	65	35	3,5	22,0
К 6	47	281–303	2,34	6,0	3,50	3,40	60	45	6,8	19,7
К-6	51	308	2,59	1,2	4,35	4,30	81	—	—	0,3
К-20	34	256	2,36	5,4	4,05	4,20	50	52	6,0	0,4
К-20	36	285	2,34	5,2	3,50	3,50	63	26	8,0	0,2

Таблица 18

Петрофизические свойства пестроцветных окварцованных псаммито-мелкопсефитовых туфов

Порода	Особенности гидротермального изменения	Количество образцов	Δ , г/см ³	W, %	V_p , км/с		$R_{сж}$, МПа	$\kappa \cdot 10^{-3}$ СИ
					в су- хом	в водо- насы- щенном		
					состоянии			
Витрокристаллокластический туф с порово-базальным цементом	Фрагментарное окварцевание основной массы	8	1,9	11,3	3,4	3,3	34	4,8
		3	2,05	6,8	4,1	4,1	34	6,7
Кварц-адуляровый метасоматит	Равномерное окварцевание	3	2,22	3,8	4,7	4,5	125	2,7
Первичная структура туфов утрачена	Неравномерное окварцевание с редкими литокластами	9	2,10	6,9	4,3	4,1	60	3,1

мер до 1 см, представлены литокластами андезито-базальта, андезита, андезито-дацитаидацита, кристаллами плагиоклазов и пироксенов. Туфы, как правило, слабо

цементированы порово-базальным пепловым цементом, хорошо проницаемым для гидротермальных растворов и поэтому интенсивно измененным, особенно вблизи зон тектонических нарушений. В зонах влияния тектонических нарушений породы приобретают вторичную, брекчиевидную структуру: трещинки вокруг изометричных слабо измененных фрагментов породы пропитаны агрегатом цеолит-хлорит-гидро-слиудистого состава с кальцитом, монтмориллонитом, часто с кварцем и адуляром.

Перечисленные особенности пород приводят к широкому разбросу значений физико-механических показателей: плотность = $1,37-2,38 \text{ г/см}^3$, $W = 3,3-47\%$, $V_p = 0,6-5,0 \text{ км/с}$, V_p в водонасыщенной породе равна $0,5-4,95 \text{ км/с}$, $R_{сж} = 1-144 \text{ МПа}$, $R_p = 0,1-8,4 \text{ МПа}$, $\kappa = 0,4-23 \cdot 10^{-3} \text{ СИ}$. Средние значения свойств приведены в табл. 18.

Для рассматриваемой группы туфов изменчивость петрофизических параметров обусловлена вариациями состава новообразованных минеральных ассоциаций, что определяется, в свою очередь, структурным положением пород и развитием температурного режима конкретного участка парогидротермального месторождения. Выделен ряд подгрупп псам-момелкопсефитовых туфов, различающихся петрофизическими свойствами.

1. Пестроцветные витрокристаллолитокластические туфы. Они состав- ляют в основном среднепаужетскую подсви́ту. По порово-базальной ос-1 новной массе хлорит-сметитового состава развит кварц-адуляровый, микроагрегат. Неравномерность новейшего замещения основной массы j (фрагментами — в виде пятен, лин, полос) привела к значительному раз- бросу свойств: $\Delta = 1,69-2,28 \text{ г/см}^3$, $W = 2,6-16\%$, $V_p - 2,75-5,0 \text{ км/с}$, V_p в водонасыщенной породе равна $2,05-4,95 \text{ км/с}$, $K_{сж} - 25-149 \text{ МПа}$, $\kappa - 0,4-11 \cdot 10^{-3} \text{ СИ}$.

Литокласты лавы хлоритизированы, иногда незначительно окварцо-ваны. Кристаллы плагиоклазов замещены адуляром. На месте выщелоченных кристаллов плагиоклазов нередко развивается вайрацит. Вследствие структурной неоднородности, обусловленной фрагментарным окварцеванием, выщелачиванием и замещением плагиоклазов, туфы имеют наименьшие показатели петрофизических свойств.

Тончайшее (по микротрещинкам) окварцевание цемента приводит к уплотнению туфов до $2,05 \text{ г/см}^3$ и возрастанию скорости продольных волн, но упрочения породы не происходит ($K_{сж} = 31-36 \text{ МПа}$); резко снижается водопоглощение.

Интенсивное окварцевание превращает туфы в метасоматит кварц* адулярового состава тонкозернистой структуры, с редкими фенокрис-, таллами адуляра размером до 2-3 мм. В порах и трещинах развит г бенчатый кварц последней генерации. Это наиболее прочные ($R_c = 125 \text{ МПа}$) и плотные ($\Delta = 2,22 \text{ г/см}^3$) разновидности окварцованных туфов с высокими скоростями продольных волн ($4,7 \text{ км/с}$) и низкой магнитной восприимчивостью ($2,7 \cdot 10^{-3} \text{ СИ}$). Как уже отмечалось, окварце* вание происходит неравномерно. Наличие реликвов литокластов, участков тонкого окварцевания, а также крупных пустот (за счет выщелачивания и механического вымывания слабого цемента туфа при интенсивной циркуляции парогидротерм и, по-видимому, метеорных вод) резко снижает показатели свойств пород, водопоглощение возрастает (см. табл. 18).

Таблица 19

Петрофизические свойства псефопсаммитовых туфов с гидрослюдистым цементом

Подгруппа пород	Δ , г/см ³	W, %	V_p , км/с		$R_{сж}$, МПа		$\kappa \cdot 10^{-3}$ СИ
			в сухом	в водонасыщенном	в сухом	в водонасыщенном	
			состоянии		состоянии		
а	2,01	11,2	1,5	2,0	25	—	6,5
б	2,0	9,3	3,6	3,6	53	—	5,7

Таблица 20

Петрофизические свойства кристаллолитокластических туфов с цеолитовым порово-базальным цементом

Подгруппа пород	Гидротермальные изменения	Количество образцов	Δ , г/см ³	W, %	V_p , км/с		$R_{сж}$, МПа		$\kappa \cdot 10^{-3}$ СИ
					в сухом	в водонасыщенном	в сухом	в водонасыщенном	
					состоянии		состоянии		
а	Цеолитизация основной массы	7	2,03	9,4	2,8	2,9	25	13	7,9
	Аргиллизация цеолитизированной основной массы	10	1,82	12,7	2,10	2,10	14	4	10,4
б	Цеолитизация цемента и порфиробластов	24	1,58	17,5	0,9	0,8	5	2,1	7,8
	Смектитизация. Потеря первичной структуры	2	1,18	40	1,5	1,25	3	2	0,9

2. Псефопсаммитовые туфы с гидрослюдистым цементом. В цементе содержатся кальцит, кварц, хлорит. Туфы развиты в пределах средне-паужетской подсветы, линзами - в нижнепаужетской подсвете, а также слагают голыгинский горизонт. По петрографическому составу и характеру новообразований цемента выделены две разновидности туфов.

а. Кристаллолитокластические туфы среднего состава, плотные. Лито-класты представлены андезитом-базальтами с интерсертально-гиалопилитовой структурой основной массы. Микролиты плагиоклазов изменены слабо. Стекло хлоритизировано и аргиллизировано.

Цементирующая масса замещена смешанослойными глинистыми образованиями типа иллит-смектита (40% разбухающих пакетов). Породы плотные, но влагоемкие (11,2%), с очень низкими скоростями распространения продольных волн (1,2-1,7 км/с). При водонасыщении происходит повышение V_p на 30%, что является следствием высокого содержания в иллит-смектите разбухающих пакетов. С этим же связано и падение прочности в 2 раза при водонасыщении.

б. Туфы дацитового состава, плотные. Структура литокристаллокластическая. Обломки представлены кристаллами кварца размером до 2—3 мм, редки осколки лав андезитом-базальтов и терригенных пород величиной до 1-2 см по удлинению. Породы слагают толщу голыгинских туфов.

Плагиоклазы частично выщелочены и замещены кальцитом и серицитом. Редкие кристаллы пироксенов разбиты трещинками, выполненными также кальцитом и гидрослюдой. Цемент в различной степени замещен хлоритом, иллит-смектитом. Кальцит и тонкокристаллический кварц образуют в нем мелкие скопления. На изменчивость свойств породы наиболее существенное влияние оказывает карбонатизация. С увеличением содержания кальцита Δ возрастает от 1,88 до 2,23 г/см³, V_p — от 3,4 до 4,1 км/с, $R_{сж}$ — от 38 до 73 МПа; κ меняется слабо - от 5,7 до 6,5 $\cdot 10^{-3}$ СИ (табл. 19).

3. Кристаллолитокластические туфы с порово-базальным цементом цеолитового, хлорит-цеолитового состава, часто аргиллизированным. Выделены две подгруппы по степени преобразования основной массы породы.

а. Туфы, основная масса которых замещена тонким хлорит-цеолито-вым агрегатом, частично глинистыми минералами типа хлорит-сметита, Литокласты изменены незначительно. Темноцветные минералы трещиноваты и хлоритизированы. Фенокристаллы плагиоклазов ломонтитизиро-, ваны. Микролиты имеют неясные, по-видимому, за счет вторичных изменений, очертания. Показатели основных свойств приведены в табл. 20. Появление хлорит-сметитовых образований заметно сказывается на свойствах породы: D уменьшается от 2,03 до 1,82 г/см³, величина, V_p - на 0,7 км/с, R - в 2 раза. Увлажнение туфов, содержащих глинистые минералы, снижает прочность в 3 раза.

б. Туфы рыхлые, гигроскопические. Первичная структура полностью утрачена. Порода представляет собой глинисто-цеолитовый тонкокristаллический агрегат (табл. IX, а, б; табл. X, а) с отдельными обломками андезитов и андезито-базальтов. Кристаллокласты плагиоклазов, темноцветных и большая часть литокластов замещены цеолитами. Цеолиты, в свою очередь, смектитизированы. Туфы легкие (1,58-1,18 г/см³), пористые и влагоемкие ($W = 17-40\%$); характеризуются наименьшими на месторождении значениями скоростей продольных волн (0,9 км/с). Причем значительное изменение плотности породы (от 1,37 до 2,0 г/см³) не влияет на показатель V_p (0,6-1,0 км/с).

Полная гидротермально-метасоматическая переработка делает породы рыхлыми, непрочными (1,5—8 МПа), образцы разламываются в руках. Тем не менее, при водонасыщении туфы не размокают, частицы, по-видимому, в достаточной степени связаны вторичным цементом. Средние значения петрофизических показателей приведены в табл. 20.

4. Литокристалло- и витролитокристаллокластические туфы среднего состава с порово-базальным цементом. Цемент замещается клиноптило-литом, морденитом и монтмориллонитом. Отдельные крупные пустоты и поры выполнены кальцитом. Обломки стекла полностью замещены смектитом, литокласты и кристаллы плагиоклаза изменениями почти не затронуты.

С увеличением количества глинистых минералов понижается плотность породы от 1,70 до 1,43 г/см³; V_p падает от 2,3 до 1,9 км/с, увеличивается разница между значениями скоростей продольных волн в сухом и водо-насыщенном состоянии — от 0,4 км/с при незначительном содержании смектитов, до 0,75 км/с у интенсивно смектитизированных туфов. Рост содержания глинистого материала несколько разупрочняет породу (с 19 до 12 МПа).

Таким образом, среди псаммитовых и мелкоцефитовых туфов, широко распространенных на месторождении, выделяется ряд пород с различными петрофизическими свойствами — от плотных и прочных (группа 26) до рыхлых гигроскопических (группа 36). Первые служат водоупорами, вторые — водоносными горизонтами. Детальное картирование туфов с различными свойствами поможет выявить всю систему водоупоров и водоносных горизонтов в структуре гидротермальной системы.

Пепловые туфы. Пепловые туфы слагают в основном толщу верхнепаужетской подсвиты, отдельные прослои и линзы туфов картируются в разрезе среднепаужетской подсвиты. Сложены они тонкими и мелкими осколками стекла, неплотно упакованными. Благодаря большой поверхности обломков, непрочности структуры и преобладанию стекла порода глубоко гидротермально переработана. Вместе с тем эти туфы традиционно относятся к верхнему водоупору Паужетского месторождения. Попытаемся выяснить, есть или нет здесь противоречия с точки зрения распределения петрофизических параметров и состава новообразований.

При внешней однородности выделяются две разновидности туфов,

1. Пепловые туфы без примеси мелких и средних обломков. Размер наиболее крупных осколков, представленных кристаллокластами кварца, не превышает 0,03 мм при

содержании их до 5-7% объема породы. Кварц, а также единичные кристаллы плагиоклазов и роговой обманки

Таблица 21

Номер образца	Анализируемый субстрат	Пористость, %	Общая площадь пор, мкм ²	Общий периметр пор, мкм	Количество пор	Средние			Увеличение
						диаметр пор, мкм	площадь пор, мкм ²	периметр пор, мкм	
К-20-6	Монтмориллонит	38,5	29,13	183	41	0,95	0,71	4,46	10 000
К-20-6	Хлорит	29,9	22,61	471	173	0,40	0,13	2,72	10 000
К-20-6	Основная масса	33,2	10,664	17,806	3071	0,78	0,48	2,47	500
К-20-16	То же	36,1	11517	14646	3198	0,41	0,13	1,61	500

Таблица 22

Порода	Количество образцов	Δ , г/см ³	W, %	V_p , км/с		$R_{сж}$, МПа		$\kappa \cdot 10^{-3}$ СИ
				в сухом	в водонасыщенном	в сухом	в водонасыщенном	
				состоянии		состоянии		
Пепловые туфы	16	1,34	30,5	1,55	1,3	10	5,2	1,3
Псаммопесчистые туфы	100	1,83	12,5	2,45	2,40	30	19	6,4
Агломеративные туфы	17	2,15—2,57	1,7—9,7	2,8—4,6	3,6—4,7	20—149	—	1,0—13,4
Среднее	17	2,32	5,2	3,70	4,10	49	—	7,5
Обломки андезитов из агломеративных туфов	8	2,34	5,8	3,9	3,9	60	34	10,4

изменены слабо. Основная масса породы тонкодисперсная, изотропная, в скрещенных николях темная, при одном никеле серая. При увеличениях до 2000 раз это также однородная масса с редкими кристаллическими формами (табл. X, б). Пепловая основная масса полностью замещена высококремнистыми цеолитами (клиноптилолитом) и монтмориллонитом с различным содержанием разбухающих пакетов. Разброс петрофизических свойств невелик: $\Delta = 1,27-1,30$ г/см³, $W = 29-30\%$, $V_p = 2,0$ км/с, V_p в водонасыщенной породе равна 1,45-1,5 км/с, $R_{сж} = 18-25$ МПа, $R_{сж}$ в водонасыщенном состоянии равна 9—11 МПа, $R_p = 4,2-4,7$ МПа, $\kappa = 1 \cdot 10^{-3}$ СИ. Заметно уменьшение прочности и скорости продольных волн при водонасыщении, но при этом порода не разваливается, структура ее сохраняется, проницаемость не увеличивается, а даже падает. По-видимому, хлорит-сметитовые образования, разбухания, заполняют наиболее крупные трещинки и одновременно создают сеть новых микротрещин.

Для изучения внутренней структуры проведен анализ пористости породы (табл. 21). Суммарная пористость составляет 33,2% (см. табл. X, б). В породе встречаются отдельные мелкие участки, целиком сложенные агрегатами хлорита (табл. XI, а) и монтмориллонита (табл. XI, б). Количество, морфология, размеры и другие параметры пор агрегатов хлорита и монтмориллонита резко различны. Таким образом, минеральный состав измененного цемента пеплового туфа определяет проницаемость породы, ее отдельных участков. Для пепловых туфов, в основной массе которых, помимо хлорит-сметитовых образований, преобладают ломонтит, анальцим и кварц, отмечается некоторая разуплотненность породы: Δ снижается до 1,07—1,26 г/см³, увеличивается W (35-49%), уменьшаются величины V_p (1,4-1,7 км/с) и $R_{сж}$ (7-15 МПа). Не меняются значения κ (0,6-0,7 $\cdot 10^{-3}$ СИ).

2. Пепловые туфы с примесью мелких и средних (0,03—2,0 мм) обломков кварца и плагиоклазов. Объем обломочной фракции составляет до 5%. Туфы более плотные, но слябые. Для породы характерно наличие большого количества бласт размером до 1 — 1,5 мм таблитчато-призматического цеолита (группы клиноптилолита-морденита), возникших при перекристаллизации тонкозернистого агрегата ломонтита

(табл. XII, а). Цеолиты основной массы замещаются монтмориллонитом (табл. XII, б) и хлорит-сметтитом. При больших увеличениях (табл. XIII, а, б) видно, что кристаллы кварца и цеолитов скреплены спутанно-волоконистым агрегатом, иглками иллита (?). Благодаря такой ажурной структуре порода малопрочная ($R_{сж} = 5$ МПа). При водонасыщении $R_{сж}$ уменьшается до 3 МПа. Также очень низки V_P (1,0 км/с), падающие при водонасыщении породы до 0,75 км/с.

В целом показатели петрофизических свойств для всей верхнепау-жетской подсвиты близки между собой, но в сравнении заметно, что туфы верхней части разреза чуть более скоростные (1,07 против 0,87 км/с), более прочные (5,5 и 4,5 МПа), менее пористые (25 и 26,5%), Морфологический анализ пористости (см. табл. 21, обр. К-20-16) основной массы пепловых туфов нижнего подгоризонта показал, что при большем количестве пор их размеры и средняя площадь вдвое меньше. В случае окварцевания основной массы в трещинных и околотрещинных зонах эти туфы становятся плотнее и прочнее.

Таким образом, среди туфов выделяется ряд пород с различными петрофизическими свойствами. Свойства туфов определяются первичным составом и структурой, а также составом и структурой минеральных новообразований. Наиболее глубоко переработаны пепловые туфы, соответственно у них очень низкие параметры Δ , V_P , $R_{сж}$ (табл. 22). По мере появления в породе крупных обломков значения показателей свойств увеличиваются. Наблюдается определенное перекрытие свойств туфов в различных группах, но разница между ними заметна. Так, количество образцов пепловых туфов с плотностью до 1,5 г/см³ составляет 82%, у псаммопсефитовых туфов - 5%, а у агломератовых туфов плотность не опускается ниже 2,15 г/см³. Дифференцированы породы и по другим показателям.

Псаммопсефитовые туфы имеют наибольший разброс значений всех показателей. Это обусловлено большим количеством разновидностей вулканогенных пород — они представлены во всех геолого-гидрогеологических структурах и на всех горизонтах. Существенное влияние на свойства оказывает состав обломков, слагающих псефитовые и агло-мератовые туфы. Наличие кристаллокластов плагиоклазов и кварца, обломков эффузивов вызывает заметное увеличение всех показателей, в особенности плотности, скорости продольных волн и магнитной восприимчивости. Современное гидротермально-метасоматическое преобразование туфов (аргиллизация пропилитов) обычно разуплотняет породу и снижает другие петрофизические показатели. Заметное уплотнение и упрочнение туфов происходит в случае окварцевания основной массы. Но при окварцевании туфов в зонах перехода жидкость—пар (см. раздел 2.4) некоторые петрофизические параметры уменьшаются за счет высокой пористости вследствие выщелачивания и механического выноса компонентов.

2.2.2. Эффузивные породы.

Потоки лав, дайки, экструзивные и субинтрузивные тела дацитового, андезитового и андезито-базальтового состава широко представлены в структуре Паужетской гидротермальной системы. В целом это небольшие по мощности тела (0,5—5 м). Потоки четвертичного возраста достигают мощности 40—45 м. Исходя из того, что в эффузивах наиболее податливо к гидротермальным воздействиям вулканическое стекло, все исследованные породы разбиты на три группы: с гиалопилитовой, интерсертальной и микрофитовой структурой.

Андезиты и андезито-базальты с гиалопилитовой структурой. Анализ петрофизических свойств показал, что мощность стекловатых эффузивов мало сказывается на степени преобразования пород. Так, андезито-базальты одного из наиболее крупных тел (скв. К-20, интервал 392—403 м, табл. 23) обладают наименьшими показателями плотности (2,25 г/см³), скоростей продольных волн (3,0—3,2 км/с),

прочности (28—38 МПа). Очень низки значения магнитной восприимчивости ($0,1-0,2 \cdot 10^{-3}$ СИ). Близки к ним по свойствам андезиты разреза скв. К-13 и R-102 (табл. 23), Основная масса пород полностью замещена ломонтитом, кли-ноптилолитом и морденитом. Плагноклазы вкрапленников кальцитизи-рованы и серитизированы. По кальциту и гидрослюдам, в свою очередь,

Петрофизические свойства эффузивов гиалопилитовой структуры

Таблица 23

Номер скважины	Номер образца	Глубина отбора, м	Δ , г/см ³	W, %	V_p , км/с		$R_{сж}$, МПа		$k \cdot 10^{-3}$ СИ
					в сухом	в водонасыщенном	в сухом	в водонасыщенном	
					состоянии		состоянии		
К-13	19-21	358-400	2,38	3,7	3,4	3,5	66	49	0,1
К-20	38	392	2,25	6,1	3,0	3,2	35	—	0,2
К-20	39	403	2,25	6,0	3,2	3,2	28	25	0,1
R-102	47	172	2,35	4,3	3,9	4,3	92	71	7
I	19	277	2,70	0,6	5,5	5,8	99	—	1,2
I	52	833	2,56	2,3	4,2	4,6	97	—	22
I	44	666	2,41	6,9	4,0	4,4	110	—	16
I	16	274	2,37	4,9	2,9	4,0	54	—	8
R-102	1	10-15	2,70	1,1	4,7	4,9	155	115	8
R-102	3	10-15	2,70	0,9	5,0	5,0	141	—	7
R-102	4	10-15	2,69	1,0	4,6	4,9	150	—	13
R-102	5	10-15	2,68	1,0	4,7	4,7	163	—	16
R-102	13	26-30	2,65	1,1	4,5	4,7	115	90	15
R-102	18	40	2,76	0,5	5,2	5,3	151	121	12
R-102	23	53	2,65	1,5	4,7	5,0	128	94	12
R-102	23а	53	1,93	8,0	3,3	3,5	48	23	4

развиты хлорит и смешанослойные образования типа хлорит-сметита и иллит-сметита, породы трещиноваты и брекчированы. Трещины выполнены кальцитом и кварцем.

Четвертичные андезиты-базальты с гиалопилитовой основной массой, перекрывающие верхнепаужетскую подсвиту, как правило, гидротермально слабо изменены, в связи с чем они могут быть приняты за эталон андезитов-базальтов подобной структуры. Некоторое уменьшение показателей петрофизических свойств пород верхних 10-15 м мощности потоков связано с процессами выветривания. В подошвах потоков, представляющих собой глыбовую лавобрекчию, значения петрофизических свойств минимальны для эффузивов: $\Delta = 1,93$ г/см³, $W = 8\%$, $V_p = 3,25$ км/с, $R_{сж} = 48$ МПа. Близкие свойства имеют андезиты с гиалопилитовой структурой основной массы, вскрытые вне зоны влияния Паужетской гидротермальной системы (скв. 1 пос. Озерновского). Породы этого разреза подверглись региональному зеленокаменному изменению и поэтому представляют практический интерес как исходные для гидротермальной системы.

Выявлены три разновидности андезитов.

1. С неизменными порфировыми вкрапленниками и стеклом основной массы. Породы трещиноваты, трещины выполнены кальцитом. Сильное (участками) снижение прочности андезитов связано с фрагментарной трещиноватостью. Возможно, эти породы сингенетичны среднечет-вертичным андезитам Паужетского месторождения.

2. Андезиты, карбонатизированные по основной массе. В них наблюдается снижение всех показателей: Δ до 2,56 г/см³, W до 2,3%, V_p до 4,2 км/с.

3. Андезиты миндалекаменные. Породы интенсивно метасоматически изменены благодаря высокой начальной пористости. Вкрапленники и основная масса карбонатизированы и аргиллизированы. Миндалины сложены цеолитами, кальцитом, кварцем и хлоритом. Показатели петрофизических свойств андезитов этой подгруппы пород наименьшие, среди эффузивов с гиалопилитовой структурой, но в целом высокие (см. табл.23),

Таким образом, андезиты и андезиты-базальты с гиалопилитовой структурой основной массы обладают высокими значениями петрофизических показателей, по-видимому, вследствие слабой гидротермально-метасоматической переработки пород. Это

обстоятельство косвенно свидетельствует в пользу отнесения данных эффузивов к молодым, средне-верхнечетвертичным образованиям.

Андезиты с интерсертальной структурой. Это наиболее распространенные эффузивы. Породы порфировые, темно-серые. Вкрапленники представлены плагиоклазами и реже пироксенами; почти полностью изменены. Плагиоклазы частично выщелочены, альбитизированы и аргиллизированы. Кальцит и хлорит замещают темноцветные минералы. Стекло основной массы нацело преобразовано в гидрослюды и хлорит-сметтит (табл. XIV, а; табл. XV, а, б). Микролиты изменены частично (табл. XIV, а, б). Андезиты трещиноваты, по трещинам развиты кальцит и кварц. Для пород характерны средние значения показателей петрофизических свойств: $\Delta = 2,25-2,67 \text{ г/см}^3$, $W = 1-7\%$, $V_p = 3,7-4,8 \text{ км/с}$, $R_{сж} = 46-99 \text{ МПа}$, $\kappa = 3-25 \cdot 10^{-3} \text{ СИ}$ (табл. 24). Отмечается прямая зависимость между плот-

Петрофизические свойства андезитов с интерсертальной структурой

Таблица 24

Номер скважины	Номер образца	Глубина отбора, м	Δ , г/см ³	W, %	V_p , км/с		$R_{сж}$, МПа		$\kappa \cdot 10^{-3}$ СИ
					в сухом	в водонасыщенном	в сухом	в водонасыщенном	
					состоянии		состоянии		
2	18	530	2,62	1,0	4,3	4,7	116	—	13
K-20	14	380	2,57	1,3	4,1	4,5	97	94	20
R-130	22	334	2,52	2,4	4,1	4,3	195	175	3
R-130	40	606	2,44	2,6	4,4	4,4	91	—	9
R-130	13	200	2,37	6,0	4,0	4,1	83	—	3
K-6	45	284	2,67	1,0	4,8	4,7	99	99	18
K-6	61	349	2,57	3,1	4,0	3,8	66	49	19
K-6	63	350	2,46	3,7	4,1	4,1	52	42	18
K-6	50	305	2,29	6,3	3,7	3,7	—	35	25
K-6	57	340	2,30	6,6	4,2	4,7	90	108	6
K-6	48	295	2,31	6,3	3,7	3,7	46	48	14
K-6	54	328	2,25	6,9	4,0	4,0	93	—	5
K-6	25	203,5	2,02	8,7	2,8	3,2	50	42	4

Таблица 25

Петрофизические свойства андезито-базальтов с микрофитовой структурой

136

Номер скважины	Номер образца	Глубина отбора, м	Δ , г/см ³	W, %	V_p , км/с		$R_{сж}$, МПа		$\kappa \cdot 10^{-3}$ СИ
					в сухом	в водонасыщенном	в сухом	в водонасыщенном	
					состоянии		состоянии		
2	3	177	2,78	0,2	4,8	5,6	153	—	14
2	4	235	2,75	0,4	5,8	5,8	120	159	7
2	11	349	2,73	0,3	5,4	5,4	122	—	8
2	17	500	2,89	0,2	5,7	5,9	173	—	32
R-130	14	202	2,83	0,8	5,0	5,2	161	—	10
R-130	16	202,3	2,70	1,2	4,8	5,0	129	113	8
R-130	43	643-644	2,82	0,4	5,0	5,4	225	—	11
K-6	24	201,5	2,82	0,4	5,4	5,6	178	147	18

Таблица 26

Петрофизические свойства метасоматитов, средние значения по зонам

Метасоматическая зона	Количество образцов	Δ , г/см ³	W, %	V_p , км/с		$R_{сж}$, МПа		R_p , МПа	$\kappa \cdot 10^{-3}$ СИ
				в сухом	в водонасыщенном	в сухом	в водонасыщенном		
				состоянии		состоянии			
ТП	18	2,17	8,0	3,05	3,35	41	30	49	6,4
ЦП	9	1,84	16,2	2,45	2,55	20	15	—	6,3
АЦП	12	1,65	19,5	2,0	1,95	14	4,8	1,4	8,1
АЦП	30	1,56	19	0,9	0,8	5	2,3	0,3	6,9
КА	28	2,04	8,4	3,95	3,65	61	42	4,7	3,7
АВКЦП	12	1,46	24	2,0	1,75	11	7	0,6	1,8

ностью и скоростью продольных волн: при Δ больше $2,35 \text{ г/см}^3$ V_p всегда больше $4,0 \text{ км/с}$. Лишь в краевых частях потоков, претерпевших тектоническое дробление и последующее интенсивное гидротермальное изменение основной массы породы (образование хлорит-

сметитов до 25-30% массы породы) (табл. XVI, а, б), резко уменьшаются плотность, скорости волн, прочность (см. табл. 24, обр. К-6-25).

Андезито-базальты с микрофитовой структурой. Породы плотные, массивные. Стекло встречается фрагментарно в количестве до 1% объема. Порфиновые вкрапленники и микролиты плагиоклазов и пироксенов слабо серицитизированы и хлоритизированы, по трещинкам развиты хлорит и кальцит. Плотность пород не опускается ниже $2,7 \text{ г/см}^3$, водопоглощение незначительно (до 1%), скорость продольных волн и прочность высокие (табл. 25). Таким образом, породы этой группы практически неводопроницаемые, с жесткими прочными связями. Судя по положению в разрезе, взаимоотношению с вмещающими породами, структуре, степени и характеру гидротермальных изменений, андезито-базальты являются субинтрузивными образованиями.

2.2.3. Петрофизические свойства метасоматитов.

Породы, слагающие Паужетское месторождение парогидротерм, изменены гидротермально-метасоматическими процессами в зависимости от состава, структуры, положения в разрезе. Попытаемся выяснить, каковы особенности распределения показателей петрофизических свойств пород в пределах следующих, согласно разделу 2.1, метасоматических зон: пропилитов трансильванского типа (ТП), цеолитовых пропилитов (ЦП), аргиллизированных цеолитовых и трансильванских пропилитов (АЦП и ДТП), аргиллизированных высококремнистых цеолитовых пропилитов (АВКЦП) и кварцадуляровых метасоматитов (КА).

Метасоматиты выделенных зон различаются по ряду параметров (табл.26).

Плотность туфов уменьшается в ряду ТП-КА-ЦП—АЦП—АВКЦП, соответственно в обратном порядке снижается водонасыщение. Максимальны скорости упругих волн у пород зоны КА, минимальны - у пород зон АВКЦП и АЦП, та же тенденция характерна для показателя прочности. По магнитной восприимчивости выделяются породы зон АВКЦП и КА. Мы отметили общий характер распределения петрофизических параметров в зависимости от состава минеральных новообразований. В пределах каждой зоны степень изменения пород характеризуется крайней неоднородностью. Соответственно значительны вариации петрофизических параметров.

Пропилит трансильванского типа. Изменения этого типа присущи начально слабопроницаемым породам — агломератовым литокластическим и продносцементированным псефитовым туфам нижнепаужетской подсвиты и голыгинского горизонта, а также лавам и экструзивно-суб-вулканическим образованиям. Степень гидротермально-метасоматических преобразований пород невелика, величины петрофизических показателей в основном определяются их начальными составом и структурно- текстурными особенностями (табл. 27). Изменчивость петрофизических параметров пропилитов трансильванского типа в пределах отдельных литологических горизонтов обычно невелика, что объясняется "чисто метасоматическим" характером преобразования пород. Так, увеличение степени кальцитизации плагиоклазов и цементирующей массы дацитовых и литокристаллокластических туфов приводит к постепенному возрастанию плотности пород, снижению влагоемкости, повышению прочности и жесткости (скоростей упругих волн). Появление в большом количестве смешанослойных хлорит-сметитовых и иллит-сметитовых образований резко снижает прочностные свойства породы и свидетельствует о наличии здесь участка тектонического дробления или о приближении к нему: V_p падает до 1,45 км/с, $R_{сж}$ — до 25 МПа (а при увлажнении образцов и до 12 МПа), плотность остается достаточно высокой ($2,01 \text{ г/см}^3$).

Петрофизические свойства метасоматитов с учетом начального состава пород и интенсивности изменения

Метасоматическая зона	Порода	Δ , г/см ³	W, %	V_p , км/с		$R_{сж}$, МПа		R_p , МПа	$\kappa \cdot 10^{-3}$ СИ
				в сухом	в водонасыщенном	в сухом	в водонасыщенном		
				состоянии		состоянии			
ТП	Псефитовые литокристаллокластические дацитовые туфы	2,01	9,3	3,65	3,5	52	35	6,8	5,7
	Крупнопсефитовые туфы среднего состава	2,3	6,3	3,55	3,9	43	33	5,2	6,8
	Туффиты алевропсаммитовые	2,02	11,8	1,10	1,10	29	—	—	5,2
	Псефитовые литокристаллокластические туфы среднего состава	2,01	11	1,5	2,0	25	12	12	6,5
ЦП, цеолитизация основной массы	Псаммитовые туфы	1,18	40	1,5	1,30	3,1	2	0,1	0,9
	Псаммопсефитовые туфы	2,03	9,4	2,80	2,9	25	13	—	7,9
АЩП, типичная цеолитизация и аргиллизация обломков и цемента	Пепловые туфы	1,41	25	0,90	0,80	5	3	0,7	2,4
	Псаммопсефитовые туфы	1,58	17,5	0,90	0,90	5	2,1	0,25	7,8
АЩП, полностью переработанные породы	Пепловые туфы	1,14	43,3	1,6	1,7	12	7	1,5	1,0
	Псаммопсефитовые туфы	1,82	12,7	2,1	2,10	14	4,1	1,3	10,4
КА	Пепловые туфы	1,7	19,2	2,6	2,0	30	9,9	—	0,3
	Псаммопсефитовые туфы	2,05	8,0	4,0	3,7	62	43	4,7	3,8
АВКЩП	Пепловые туфы	1,45	24	2,0	1,6	15	10	—	0,8
	Псаммопсефитовые туфы	1,6	20,6	2,1	2,4	19	11	—	3,0

Эффузивы вследствие меньшей начальной проницаемости изменены еще слабее, чем туфы. Практически свежими являются андезиты и ан-дезито-базальты центральных частей лавовых потоков и субинтрузивных тел. Петрофизические параметры пород высокие. Значения их резко меняются в краевых (брекчированных) частях потоков, даек и субинтрузий и в отдельных интенсивно трещиноватых телах (табл. 28).

Цеолитовые пропилиты. Метасоматиты этого типа наиболее широко представлены в структуре гидротермальной системы. Распределение петрофизических параметров крайне неравномерно. По простиранию и в разрезе ломонтитизированные (базисная цеолитизация) туфы неоднократно меняются на полностью переработанные цеолит-сметит-гидрослюдистые породы с очень низкими значениями параметров. На начальных этапах изменения существенна разница в петрофизических свойствах пепловых и псефопсаммитовых, псефопсаммитовых и агломератовых туфов. При полном гидротермально-метасоматическом изменении петрофизические свойства всех туфов становятся одинаково низкими. Для разреза однородных литологических горизонтов характерны следующие изменения петрофизических свойств: центральные части представлены обычно плотными и прочными породами, краевые зоны интенсивно гидротермально переработаны и имеют соответственно резко пониженные значения петрофизических параметров (табл. 29). Эти данные подтверждают сделанный нами (см. разделы 1.3, 2.6, 2.7) вывод о высокой степени неоднородности, первичной и вторичной нарушенности контактовых частей геологических тел, в том числе и литологических горизонтов.

Кварц-адуляровые метасоматиты. Для метасоматитов еще более, чем для цеолитовых пропилитов и пропилитов трансильванского типа, типична неоднородность распределения петрофизических параметров. В качестве примера рассмотрим хорошо изученную 100-метровую зону кварц-адуляровых пород в разрезе скв. К-13. В строении зоны по комплексу петрофизических параметров (интенсивности вторичных преобразований) выделяется ряд подзон.

1. Интервал 48-83 м. Толща пестроцветных псаммопсефитовых туфов. Основная масса замещена тонким агрегатом кварца. Плагноклазы частично выщелочены,

пустоты выполнены адуляром. Характерен невысокий разброс значений плотности ($2,03—2,21 \text{ г/см}^3$) и водопоглощения (5-8%).

Таблица 28

Петрофизические свойства эффузивов зоны трансильванских пропилитов									
Порода	Степень изменения	Количество образцов	Δ , г/см ³	W, %	V_p , км/с		$R_{сж}$, МПа		$\kappa \cdot 10^{-3}$ СИ
					в сухом	в водонасыщенном	в сухом	в водонасыщенном	
					состоянии		состоянии		
Андезито-базальт	Неизменный	3	2,80	0,4	5,2	5,45	185	134	14
	Изменный	3	2,75	1,0	4,9	5,10	146	110	10
Андезит	Интенсивно измененный	3	2,29	5,3	3,20	3,30	43	37	0,2

Таблица 29

Изменение петрофизических свойств псаммопсефитового туфа в пределах отдельных литологических горизонтов по скв. К-21						
Мощность литологического горизонта (от — до), м	Глубина отбора, м	Δ , г/см ³	W, %	V_p , км/с		$\kappa \cdot 10^{-3}$ СИ
				в сухом	в водонасыщенном	
				состоянии		
145—216	151	1,31	32,1	1,3	1,05	3,5
	186	2,01	9,4	3,5	3,4	26
	196	1,70	17,0	0,9	0,9	2,0
216—254	220	1,53	21,3	0,9	1,2	3,0
	230	1,97	10,1	2,6	2,7	22
	250	1,62	22,9	0,9	0,8	4,0

Прочность породы в целом невелика — 31—36 МПа. В пределах слоя выделяется прослой (интервал 64—66 м) с очень большими значениями $R_{сж}$ (144 МПа), несмотря на среднюю плотность $2,10 \text{ г/см}^3$. Также повышенную прочность имеет прослой на нижней границе зоны. Повышение прочности связано с более тонким и сплошным окварцеванием, с новообразованием кварца и в микротрещинах и в порах. Порода здесь приобретает яшмовидный облик.

2. Интервал 83—110 м. Участок полного окварцевания псаммопсефитовых туфов, однородная тонкозернистая кварц-адуляровая порода с редкими фенокристаллами адуляра на месте выщелоченного плагиоклаза. Пустоты и трещины выполнены гребенчатым кварцем. Породы плотные ($2,0—2,3 \text{ г/см}^3$), водопоглощение составляет 3,3-9,8%, очень прочные (56—125 МПа), с жесткой структурой ($V_p = 4—5,3 \text{ км/с}$). Магнитная фракция в них практически отсутствует ($\kappa = 0,4—3,8 \cdot 10^{-3}$ СИ). Некоторые колебания значений физико-механических свойств обусловлены неравномерностью окварцевания, а также наличием крупных (0,5—1,0 см) пустот выщелачивания.

3. Интервал 110—125 м. На интервале интенсивность окварцевания падает, восстанавливается первичная структура псаммопсефитовых туфов. Окварцевание туфов неравномерное, более тонкое, чем на предыдущем интервале. Кристаллы плагиоклазов частично выщелочены и замещены адуляром. Цементирующая масса туфов аргиллизирована отдельными фрагментами-пятнами. Все перечисленные особенности гидротермально-метасоматического изменения приводят к снижению плотности (до $1,69—1,85 \text{ г/см}^3$), скорости продольных волн (до 3,2-3,7 км/с), прочности (до 25—38 МПа) и к увеличению водопоглощения (до 13—16%).

4. Интервал 125-150 м. Породы интервала по петрографическим свойствам и комплексу петрофизических характеристик схожи с таковыми верхней подзоны. На отдельных участках-блоках мощностью 1—5 м происходит упрочнение и повышение жесткости метасоматитов за счет большей интенсивности окварцевания. Близкие по петрофизическим свойствам кварц-адуляровые метасоматиты вскрыты в разрезах других

скважин Паужетского геотермального месторождения. Изменение состава метасоматитов (появление пренита, вайракита, эпидота) приводит к снижению показателей петрофизических свойств пород.

Отмеченные особенности кварц-адуляровых (а также эпидот-кварц-адуляровых и вайрацит-пренит-эпидот-кварц-адуляровых) метасоматитов, в частности высокая степень изменчивости петрофизических параметров пород в разрезе и по латерали, свидетельствуют об образовании этих пород в открытых трещинно-брекчиевых зонах и отдельных трещинах различной мощности. Уплотненные яшмовидные слои, вероятно, фиксируют геохимические барьеры в зонах перехода жидкость-пар (см. раздел 2.4), часто приуроченные к границам литологических горизонтов.

Аргиллизированные высококремнистые цеолитовые пропилит. Изменениям этого типа подверглись пепловые и псефопсаммитовые туфы и туффиты верхнепаужетской подсвиты, а также среднечетвертичные лавы дацитов и андезитов. Степень гидротермально-метасоматической переработки пород высокая. Изменения заключаются в цеолитизации (клиноптило-лит, морденит, гейландит) и смектитизации цементирующей пепловой массы туфов и витрокластов. Обломки лав и кристаллы не изменены. Поэтому наиболее переработанными в этой метасоматической зоне являются пепловые туфы. По данным термогравиметрического анализа, степень замещения пеплового материала клиноптилолитом достигает 75%. Цеолитизация настолько тонкая, что кристаллическая структура цеолитов проявляется лишь при увеличениях более чем в 2000 раз. Аргиллизация пород также не равномерная, фрагментарная: хлорит-смектитовые и иллит-смектитовые образования развиваются на участках дробления и трещиноватости, в отдельных трещинах. Таким образом, породы этой гидротермально-метасоматической зоны неплотные, влагоемкие, непрочные. Прочность пород определяется количеством глинистых минералов и снижается с увеличением их содержания. Увлажнение способствует падению прочности до 70—80%. Вместе с тем эти породы составляют верхний водоупор Паужетского месторождения, т.е. на практике являются слабопроницаемыми для гидротерм. Это противоречие объясняется тем, что в условиях интенсивного водонасыщения пород горизонта (вследствие подтока гидротерм снизу по системе трещин и пор водоносной толщи и имеющего место обильного просачивания метеорных вод снизу) глинистые минералы, разбухая, закрывают поры и трещины и тем самым создается неплотный и нежесткий, но вязкий и пластичный, а потому непроницаемый приповерхностный слой (водоупор). Гидротермы и метеорные воды циркулируют здесь по системе крупных неотектонических трещин и брекчиевых зон.

Рассмотренный материал свидетельствует о разнонаправленном влиянии гидротермального процесса на петрофизические свойства пород. Цеолитизация и последующая аргиллизация вулканитов приводят к частичной или полной потере структуры исходных пород, их разуплотнению и разрушению. Рыхлые неоднородные агрегаты цеолитовых пропилитов, развивающихся в основном по псаммитовым, псефитовым и агломератовым туфам, являются самыми непрочными породами в структуре гидротермальной системы. В зоне ТП полной переработки пород не происходит, изменчивость физико-механических параметров обуславливается петрографическими особенностями начальных пород. В пределах одной петрографической разновидности пород заметно упрочнение их при кальцитизации, а снижение $R_{сж}$ и V_p связано с увеличением количества гидрослюда и монтмориллонита. В зоне АВКЦП тонкая базисная цеолитизация слабо влияет на петрофизические свойства, тогда как интенсивная смектитизация стекловатого цемента разупрочняет туфы, что особенно проявляется при увлажнении. Окварцевание и адуляризация туфов начинаются с выполнения кварцем тончайших пор и трещин, с фрагментарного замещения пород кварц-адуляровым микроагрегатом. При усилении процесса породы превращаются в кварц-адуляровый тонкозернистый однородный агрегат, постепенно растут значения физико-

механических параметров, в первую очередь показатель V_p . Кварц-адуляровые породы являются наиболее прочными на месторождении, характеризуются максимальными скоростями продольных волн и почти полным отсутствием намагниченности.

Таким образом, каждая метасоматическая зона характеризуется определенным набором петрофизических показателей. Динамика изменения свойств видна на графике V_p — Δ (рис. 36), где метасоматическим зонам соответствуют определенные области или несколько областей. Зона АВКЦП

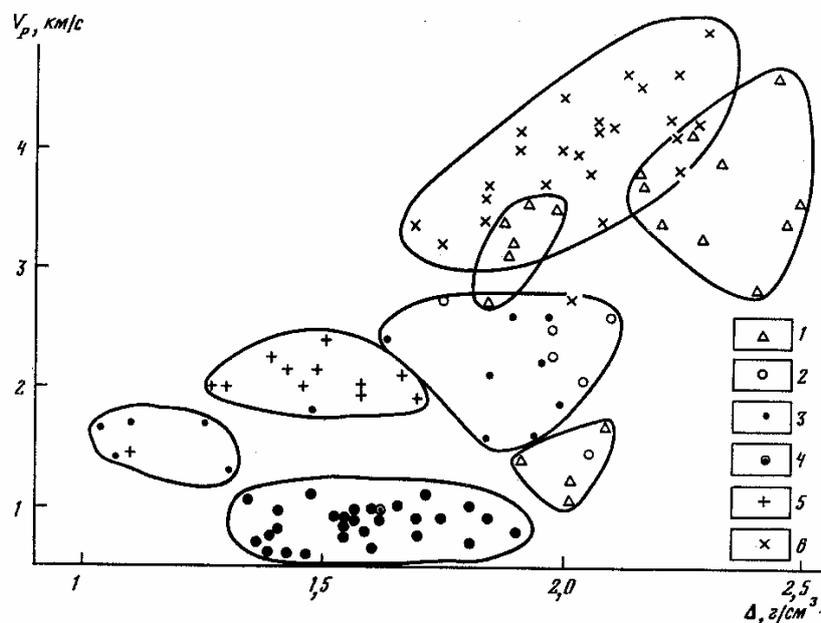


Рис. 36. График зависимости объемной плотности (Δ) от скорости продольных волн (V_p) для всех типов гидротермально измененных пород Паужетского гидротермального месторождения.

Условные обозначения к рис. 36, 37

1-5- пропилиты: 1 - трансильванского типа, 2 - цеолитовые, 3,4- аргиллизированные цеолитовые (3 - частично переработанные, 4 - полностью измененные), 5 - аргиллизированные высококремнистые цеолитовые; 6 - кварц-адуляровые метасоматиты

представлена единым облаком независимо от литологических особенностей пород. ЦП и АЦП ограничены тремя областями. К первой относятся в средней степени измененные пепловые туфы, ко второй - слабо цеолитизированные и аргиллизированные псаммопсефитовые туфы. Эти области с разных сторон перекрывают зону существования пород АВКЦП. Третью самостоятельную область образуют полностью переработанные туфы независимо от принадлежности к пепловым или псаммопсефитовым разностям.

Также три области на графике образуют и трансильванские пропилиты. Одна характеризует слабо измененные крупнопсефитовые и агломератовые литокластические туфы, другая отвечает гидрослюдизированным и в различной степени карбонатизированным и окварцованным псефитовым туфам дацитового состава, последняя - интенсивно глинизированным псефитовым кристаллолитокластическим туфам основного состава. Зоне окварцевания-адуляризации соответствует единая область, несколько перекрывающая зону распространения трансильванских пропилитов.

На графике зависимости Δ и W (рис. 37) четких областей распространения метасоматических разностей не выделяется, но тем не менее место

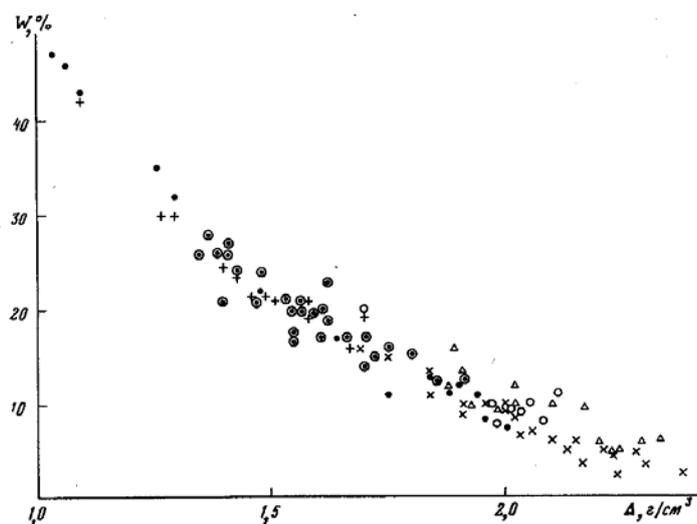


Рис. 37. График зависимости объемной плотности (Δ) отводопоглощения (W) для всех типов гидротермально измененных пород Паужетского геотермального месторождения. Условные обозначения см. на рис. 36.

каждой из них достаточно определено. ТП и кварц-адуляровые породы сосредоточены в нижней части графика, выше расположены слабо цеолитизированные псаммопсефитовые туфы. В средней части кривой преобладают пробы, отвечающие типичным аргиллизированным цеолитовым пропили-там, в верхней - туфы из зоны АВКЦП.

В итоге можно отметить, что комплекс показателей петрофизических свойств пород гидротермальной системы позволяет получить критерии оценки характера и интенсивности гидротермально-метасоматического изменения вулканитов.

2.2.4. Петрофизические свойства пород основных геологических и гидрогеологических структур.

К основным геологическим структурам центральной части Паужетской гидротермальной системы (геотермального месторождения) отнесены (см. раздел 1.4) следующие: тектоническое изометричное поднятие верхнечетвертичного—современного возраста в районе Верхнего и Восточного термальных полей; Паужетский грабен того же возраста; устойчивый слабо нарушенный блок (блоки) на склоне Камбального поднятия. Из гидрогеологических структур рассмотрена открытая трещинно-брекчиевая зона в пределах тектонического поднятия, по которой происходит поступление к поверхности гидротерм с отделением на определенной стадии парогазового флюида. Выделим основные особенности распределения показателей петрофизических свойств пород в этих структурах.

Тектоническое поднятие (на примере разреза Верхнего термального поля). В целом наблюдается устойчивая тенденция к изменению показателей петрофизических свойств вверх по разрезу. Заметно уменьшение плотности пород и от толщи к толще, и внутри одного литологического горизонта. В пределах паужетской свиты выделяется пять пачек-слоев: 334-270 м (нижнепаужетская подсвита, рау₁), 196-125 и 125-98 м (рау₂), 98-72 и 72-60 м (рау₃). Первые три слоя характеризуются равномерным изменением плотности и водопоглощения от подошвы к кровле (1,81—1,91; 1,51—1,75; 1,35—1,48 г/см³ соответственно). Два верхних слоя отличаются неравномерным изменением плотности пород: средние части слоев существенно более плотные (1,51—1,64 г/см³), краевые разуплотнены (1,04-1,1 г/см³) за счет дробления и последующего гидротермального изменения. Внутри слоев уплотненные микроучастки (0,5-1,0 м) чередуются с менее плотными блоками такого же и меньшего размера. Эти менее плотные участки являются

зонами дробления и интенсивной трещиноватости, выполненными аргиллизированными породами, и, по-видимому, представляют собой систему перетока гидротерм и метеорных вод в пределах слоев. Падение зон меняется от субгоризонтального до субвертикального. Вероятно, подводными для парогидротерм каналами являются контактовые зоны слоев, кроме основного водоносного горизонта, который также имеет и проницаемые и непроницаемые участки.

Паужетский грабен. В разрезе, вскрытом скв. К-6, R-130, R-132, выделяются две мощные толщи (табл. 30), каждая из которых в целом однородна по вертикали и простиранию. Верхняя сложена рыхлыми слоистыми породами - аргиллизированными цеолитовыми пропилитами. Нижняя толща более плотная и прочная, но также влагоемкая, т.е. может служить водоносным горизонтом. Между толщами имеет место горизонт мощностью более 10м очень плотных жестких и прочных пород, которые являются нижним водоупором для верхней водоносной толщи и верхним водоупором для нижней водоносной толщи.

Жесткий блок на склоне Камбального поднятия. Разрез блока (по скв. R-102) представлен рядом слоев, группирующихся в две толщи, соответствующие верхне- и нижнепаужетской подсветам (табл. 31).

В целом показатели петрофизических свойств пород разреза высокие вследствие слабого гидротермально-метасомагического изменения, менее интенсивного, чем в других геологических структурах. Исключение составляют 10-метровый слой пепловых туфов, расположенный под потоком андезитов, и подошва самого потока. Подошва потока андезитов представляет собой тектоническую брекчию и является водопроводящим слоем. В нижней толще показатели петрофизических свойств ступенчато растут, соответствуя усилению степени прокварцевания пород. Присутствие в зоне окварцевания других новообразованных минералов (эпидота, вайракита, пренита, а также реликтовых хлорита, гидрослюд) снижает плотность и прочностные свойства пород в сравнении с собственно кварц-адюляровыми гидротермалитами, описанными нами для условий открытого тектонического нарушения, ограничивающего тектоническое поднятие или пересекающего его. Петрофизические свойства кварц-адуляровых пород, степень изменчивости свойств и возможные причины их изменчивости обсуждались выше.

Таким образом, изучение петрофизических свойств позволило оценить характер изменения пород гидротермальной системы в зависимости от особенностей их первичного состава и структуры. Выделены группы пород по интенсивности и направленности гидротермально-метасомагического процесса. Каждая геологическая структура характеризуется своим изменением петрофизических параметров, а также определенными величинами средних значений параметров в зависимости от принадлежности вмещающих пород к той или толще. В пределах отложений верхнепаужетской подсветы геологические структуры отличаются по всем петрофизическим показателям (табл. 32).

Породы структуры неогекгонического поднятия максимально разуплотнены и влагоемки, но достаточно прочные и жесткие. Породы слабо нарушенного блока склона Камбального хребта выделяются максимальными значениями всех параметров (водопоглощение минимально) в пределах верхнепаужетской подсветы. Меньше различий в величинах петрофизических показателей между геологическими структурами в пределах среднепаужетской подсветы (по блоку III определений пег). И практически идентичны значения показателей петрофизических свойств пород в разрезе нижнепаужетской подсветы. Здесь несколько выделяется жесткий блок Камбального хребта, но в целом нижнепаужетские отложения всех блоков плотные и прочные.

Типична высокая степень неоднородности распределения значений петрофизических свойств пород в пределах всех геологических структур. По этому показателю особо выделяются структуры новейших неотектонических поднятий. Петрофизические данные помогают количественно оценить неоднородность геологической структуры гидротермальной системы.

Таблица 30

Изменение петрофизических свойств пород
в разрезе Паужетского грабена

Толща	Глубина отбора, м	Δ , г/см ³	V_P , км/с		$R_{сж}$, МПа	$\kappa \cdot 10^{-3}$ СИ
			в сухом	в водонасыщенном		
			состоянии			
раи ₃	110	1,39	0,6	0,5	2	3
	131	1,47	0,6	0,5	2	7
	199	1,37	0,7	0,6	3	5
раи ₂	201	1,70	0,7	0,8	3	8
	212	1,43	0,6	0,6	2	3
	268	2,50	3,5	3,7	56	2
раи ₁	277	2,47	3,4	3,7	40	6
	302	2,02	1,2	1,4	14	8
	342	1,91	1,4	2,7	31	5
	358	2,10	1,7	1,9	29	6
	gol	373	1,94	1,6	2,1	25

Таблица 31

Изменение петрофизических свойств пород
в разрезе жесткого блока Камбального поднятия

Номер образца	Глубина отбора, м	Δ , г/см ³	W, %	V_P , км/с		$R_{сж}$, МПа	$\kappa \cdot 10^{-3}$ СИ
				в сухом	в водонасыщенном		
				состоянии			
R-102-26	56	1,56	19	1,90	1,40	6	0,5
R-102-28	61	1,67	16	2,10	1,80	11	0,6
R-102-30	64	2,28	5	4,20	4,20	79	3,0
R-102-31	65	2,08	7	3,40	3,25	36	8,1
R-102-34	69	1,96	10	3,70	3,50	38	7,0
R-102-35	71	2,02	9	2,75	3,40	35	8
R-102-39	77	2,15	6	1,85	3,75	73	5
R-102-40	77	2,38	3	4,55	4,15	149	4
R-102-45	144	1,75	19	2,40	3,35	21	0,1
R-102-52	337	1,76	16	1,9	2,3	18	5
R-102-54	360	1,77	15	1,6	1,7	15	5
R-102-58	434	1,89	11	3,1	3,1	31	3
R-102-59	455	1,85	11	2,8	3,2	25	3
R-102-61	467	2,16	7	3,8	3,8	66	4
R-102-62	497	2,20	4	4,2	4,3	95	9

Таблица 32

**Средние значения показателей петрофизических свойств пород
паужетской свиты в пределах основных геологических структур месторождения**

Петрофизические параметры	Верхнепаужетская подсвита			Среднепаужетская подсвита			Нижнепаужетская подсвита		
	I	II	III	I	II	III	I	II	III
Δ , г/см ³	1,28	1,38	1,99	1,57	1,49	—	2,22	2,24	1,94
W, %	33,9	28	10,4	19,6	15	—	6,7	6,0	10,7
V_P , км/с	1,85	0,7	3,0	1,15	0,65	—	2,88	2,93	2,9
V_P^* , км/с	1,61	0,6	3,2	1,0	0,63	—	3,26	3,2	3,1
$R_{сж}$, МПа	13,8	3	50	5,9	2,5	—	61,7	56	42
$\kappa \cdot 10^{-3}$ СИ	2,1	3	4	5,4	5,8	—	8,0	5,3	4,8

*В водонасыщенном состоянии.

Примечание. I – тектоническое поднятие, II – Паужетский грабен, III – жесткий блок Камбального поднятия.

Установлены участки плотные, прочные и разуплотненные в пределах отдельных толщ и слоев (как водоупоров, так и водоносных горизонтов). Это может позволить в дальнейшем откартировать всю иерархическую систему зон перетока парогидротерм и метеорных вод. Также с помощью комплекса петрофизических и петрографических данных возможно в будущем решить проблему распознавания зон восходящего теплового потока и зон нисходящего движения метеорных и охлажденных термальных вод.

2.3. Петромагнитные свойства метасоматитов.

Магнитные характеристики горных пород традиционно рассматриваются в комплексе с другими физическими свойствами, при этом в физико-геологических моделях используется, как правило, лишь один параметр — магнитная восприимчивость горных пород (κ). На Камчатке изучение магнитных свойств гидротермально измененных пород в пределах месторождений современных парогидротерм осуществлялось эпизодически, в комплексе с другими петрофизическими характеристиками, и ограничивалось выборочной канпаметрией ограниченного числа образцов. В то же время специализированные исследования на рудных месторождениях различных областей свидетельствуют о высокой геологической информативности петромагнитных характеристик, которые четко реагируют на структурно-вещественные изменения пород в зонах гидротермально-мета-соматической деятельности и могут служить надежным индикатором масштабов, направленности и интенсивности процессов.

Авторы раздела в 1987-1989 гг. с помощью С.Н. Рычагова провели петромагнитные исследования на Паужетском геотермальном месторождении (скв. К-6, К-13, К-20) и в бассейне р. Выченкия. Для сравнительного изучения использованы керн скв. 1 и 2 (Озерновские), коллекции образцов, отобранных С.Н. Рычаговым по профилю через Южно-Камбальное термальное поле, и образцы И.Н. Биндемана (МГУ) с построек вулкана Дикий Гребень. Работы носили комплексный характер и включали массовые измерения магнитной восприимчивости с интервалом в 1—2 м по разрезам скважин, выборочные измерения естественной остаточной намагниченности (I_n), вычисление параметра Кенигсбергера ($Q = I_n/I_i = I_n/kH$), определение точек Кюри (T_c) ферромагнетиков, анализ кривых нормального намагничивания ($I_r(H)$), разрушающих полей намагниченности насыщения ($H_c's$), микроскопическое изучение ферромагнитных минералов. Магнитные измерения проводились на серийных приборах ИОН-1 и ИМВ-2,

дифференциальный термомагнитный анализ (ДТМА) и определение параметров I_{rs} и H'_{cs} — на оригинальных лабораторных установках. Минералогические определения выполнены А.Ф. Черняевой. В качестве геолого-геохимической основы для магнитометрических построений использованы данные раздела 2.1.

2.3.1. Магнитные характеристики вулканитов.

Для оценки регионального петромагнитного фона изучена коллекция образцов неизмененных базальтов, андезитов, андезито-дацитов, липаритов и их туфов. Вулканиты из различных разрезов (р. Выченкия, Дикий Гребень, Паужетка, Озерная) отмечены широким спектром изменения скалярных магнитных характеристик, но в целом они относятся к разряду сильномагнитных пород. Вариации I_n и κ по основным петрографическим группам составляют: 1) дациты и липарито-дациты - $I_n = (150-1800) \cdot 10^{-3}$ А/м, $\kappa = (400-1200) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ; 2) андезиты - $I_n = (800-2000) \cdot 10^{-3}$ А/м, $\kappa = (600-1500) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ; 3) андезито-базальты и базальты - $I_n = (1000-2500) \cdot 10^{-3}$ А/м, $\kappa = (120-1500) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ.

Взаимосвязь между главными магнитными параметрами в различных вулканических постройках неоднозначна. В ряде случаев наблюдается прямая корреляционная связь между I_n и κ , что характерно для неизменных пород, когда эти параметры функционально связаны с концентрацией ферромагнитного материала. В частности, для эффузивов скв. 1 (Озерновской) $r(I_n \cdot \kappa) = 0,8$, для пород обнажений руч. Прямого (бассейн р. Выченкия) — 0,71. Фактор Q в свежих вулканитах значителен и, как правило, превышает 1 ($1,5 < Q < 60$). Ферромагнитная серия, согласно данным ДТМА, представлена титаномагнетитами с $T_c = 375, 420, 500$ и 550°C , магнетитом с $T_c = 575^\circ\text{C}$ и гематитом с $T_c = 675^\circ\text{C}$.

2.3.2. Магнитные характеристики гидротермально измененных пород.

Зона кислотного выщелачивания. Магнитные измерения, выполненные на Верхнем и Восточном термальных полях Паужетского месторождения, свидетельствуют о чрезвычайно низкой магнитности каолиновых глин, магнитная восприимчивость которых не превышает значений $(3-15) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Иногда за счет заражения глин тонко дисперсным обломочным магнетитом, привнесенным поверхностными водами, κ повышается до $(200-600) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. В более глубоких горизонтах (0,5—1,5 м) дресва и гидротермально измененные обломки эффузивов зоны дезинтеграции сохраняют относительно высокий уровень магнитности ($\kappa = (200-500) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ). Фактор Q в пределах термальных площадок в зависимости от степени измененности пород меняется от 0,6 до 1,3.

Материалы профиля через Южно-Камбальное термальное поле дают достаточно полное представление о пространственном распределении магнитных параметров вулканогенных пород в зависимости от степени их современной гидротермально-метасоматической переработки (рис. 38). За пределами термальных площадок распространены сильномагнитные лавы и туфолавы андезитов и базальтов, не затронутые метасоматическими процессами. Магнитная восприимчивость пород на флангах термального поля меняется от 1000 до $1600 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, остаточная намагниченность — от 1000 до $5200 \cdot 10^{-3}$ А/м. Фактор Q , как правило, превышает 1, достигая значений 30-60.

Ферромагнитные минералы, согласно данным ДТМА, представлены на этих участках магнетитом и титаномагнетитами с $T_c = 375$ и 500°C , которые отвечают по составу сериям $0,6 \text{ Fe}_3\text{O}_4 - 0,35 \text{ Ti-Fe}_2\text{O}_4$ и $0,85 \text{ Fe}_3\text{O}_4 \cdot 0,15 \text{ TiFe}_2\text{O}_4$ соответственно (см. рис. 38, точки наблюдения 220, 229, 230). С приближением к термальным площадкам уровень

магнитности пород быстро уменьшается. Градиент спада λ , более значителен, нежели κ , и, как следствие, фактор Q становится близким к 1.

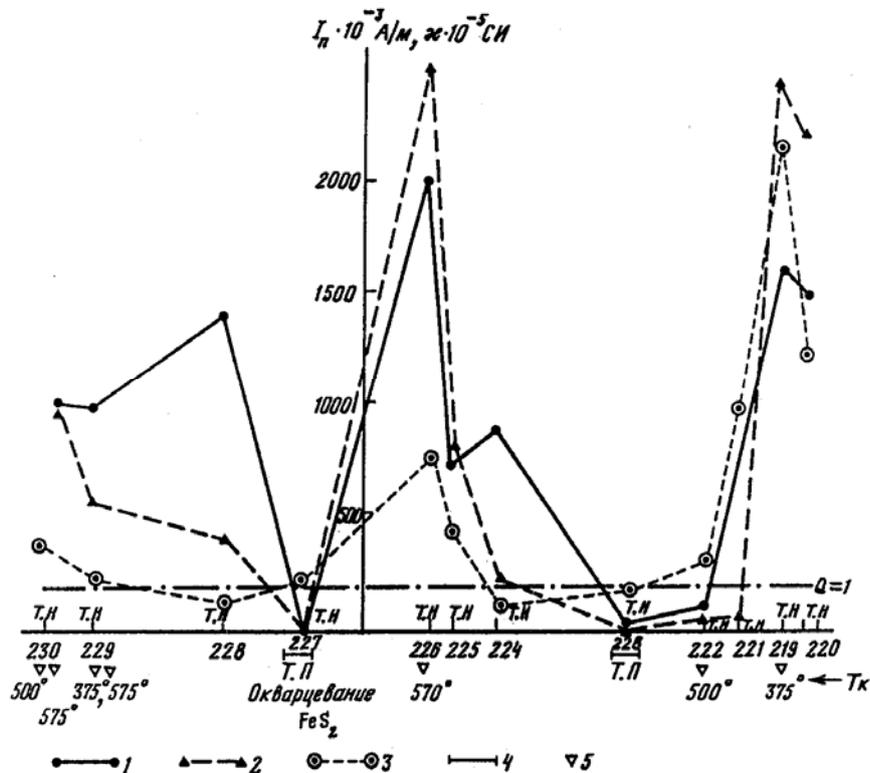


Рис. 38. Пегромагнитный профиль через Южно-Камбальное термальное поле
 1 - магнитная восприимчивость (ν); 2 - естественная остаточная намагниченность (I_n); 3 - параметр Кенигсбергера (Q); 4 - термальные площадки (Т.П); 5 - точка Кюри (Тк); Т.Н - точки наблюдения 219—230

Непосредственно на термальных площадках (точки наблюдения 223, 227) окварцванные эффузивы и каолиновые глины практически теряют исходную магнитность ($I_n = (2-2,5) \cdot 10^{-3}$ А/м, $\kappa = (3-5) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, $Q < 1$). Окремнение резко снижает или полностью уничтожает намагниченность пород, даже при самом локальном развитии процесса. В частности, свежие базальты в скв. 1 с $\kappa = (2000-2700) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ в тонких (1-2 см) зонах окварцевания имеют магнитную восприимчивость $(120-300) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ (обр. 1/18-1/19). Вторичные кварциты по сильномагнитным ($\kappa = (300-500) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ) туфам Выченкия повсеместно отмечены крайне низкой магнитной восприимчивостью ($\kappa = (7-23) \cdot 10^{-5}$ ед.СИ).

Цеолитовые пропилит. Цеолитовые пропилиты пользуются широким распространением в разрезе и слагают значительные интервалы в пределах паужетской свиты и голыгинского горизонта. Магнитная восприимчивость туфов в зоне пропилитизации крайне неоднородна, причем изменение κ в различных интервалах разреза во многом зависит от интенсивности гидротермального процесса. Не маловажную роль при этом играют структурно-текстурные особенности пород: пористость, проницаемость, объемные соотношения связующей пепловой массы и эффузивных обломков, размерность и уровень вторичных изменений последних, наличие зон повышенной трещиноватости и др. Петрографический состав пород не оказывает существенного влияния на их магнитную восприимчивость; пропилитизированные туфы кислого, среднего и основного состава мало отличаются по уровню магнитности. В целом

пропилитизированные туфы сохраняют относительно высокую магнитность, хотя вариации магнитных параметров в зависимости от перечисленных выше факторов велики. Наиболее однородной магнитностью отмечены витро- и кристаллокластические псаммитовые туфы риодацитов, относящиеся к голыгинскому горизонту. Значения k в цеолитизированных и аргиллизированных пропилитах данной толщи варьируют в пределах $(500-1600) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ при $k_{mod} = (800-900) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Естественная остаточная намагниченность по единичным измерениям колеблется от 1500 до $1800 \cdot 10^{-3}$ А/м. Конфигурация магнитограммы не позволяет подметить сколь-нибудь выраженное влияние наложенной аргиллизации на магнитность цеолитовых пропилитов (скв. К-6, интервал 372-470 м, рис. 39).

Более дифференцированы по магнитной восприимчивости пропилитизированные туфы паужетской свиты. Мелкообломочные псаммитовые и псефитовые туфы и туффиты с разложенным кластическим материалом из верхов свиты (скв. К-6, интервал 45-80 м) отличаются сравнительно низкой и однородной магнитностью: $I_n = (50-100) \cdot 10^{-3}$ А/м, $k = (150-700) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, $k_{cp} = 450 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. По данным минералогического анализа, этот интервал разреза относится к зоне интенсивной цеолитовой пропилитизации с наложенной аргиллизацией. Сходные по составу, но менее измененные подстилающие туфы (мощность 100—135 м) характеризуются более высокими значениями магнитных характеристик: $I_n = (80-120) \cdot 10^{-3}$ А/м, $k = (550-950) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, $k_{cp} = 800 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ.

Сходство в соотношениях между магнитностью пород, интенсивностью гидротермально-метасоматических изменений и структурно-текстурными особенностями субстрата намечается и в колонке скв. К-20 (рис. 40). Мощная толща псаммитовых и псефитовых туфов кислого и среднего состава (30—373 м) по петрографическим данным относится к зоне интенсивной цеолитовой пропилитизации с интервально наложенной аргиллизацией. По вариациям магнитной восприимчивости метасоматическая колонка делится на несколько фрагментов, фиксирующих уровень гидротермально-метасоматической проработки различных частей разреза. Судя по данным магнитометрии, максимальное изменение субстрата приурочено к верхам паужетской свиты, где пропилитизированные и аргиллизированные туфы риодацитов отличаются равномерной слабой магнитностью: в интервале 77-105 м $k = (70-150) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ; в интервале 105-115 м k возрастает до значений $(220-250) \cdot 10^{-5}$ СИ.

В пропилитизированных туфах андезитов и риодацитов с локальной наложенной аргиллизацией магнитная восприимчивость возрастает в 2—2,5 раза по сравнению с верхними интервалами, одновременно резко увеличивается магнитная неоднородность субстрата (в интервале 117—180 м k варьирует от 250 до $(900-1000) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ при $k_{cp} = 600 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ).

В более глубоких частях метасоматической колонки (180—230 м, 260-360 м) цеолитовые пропилиты сохраняют повышенную магнитную восприимчивость, в среднем по интервалам k равна 400 и $800 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ соответственно. Однако породы здесь характеризуются незначительным разбросом величин k .

В целом на магнитную гомогенность субстрата большое влияние оказывают размерность и сохранность эффузивных обломков, с их наличием в основном и связана дисперсность величин I_n и k . Это наглядно иллюстрирует каппаграмма пачки агломератовых туфов андезитов (интервал 222—262 м), где k варьирует от 120-150 до $(1100-1300) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ; все "всплески" магнитности связаны, как правило, со слабо измененными литокластами.

Сходная картина наблюдается и в аргиллизированных пропилитах по агломератовым туфам андезитов в скв. К-13 (интервал 50—92 м), где колебания k лежат в пределах значений $(50-1100) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ (рис. 41). На фоне относительно сильно магнитных цеолитовых пропилитов по резкому спаду k до значений $(200-300) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ выделяется зона наложенной калишпатизации и ферроксидной минерализации (интервал 92-125 м). Структурно пачка слабомагнитных туфов связана с проницаемой

зоной вскипания, ощелачивания и быстрого охлаждения термальных вод. Почти полная потеря магнитности ($k_{\text{ср}} = 19 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ) зафиксирована в 15-метровой пачке дацитовых туфов (интервал 366—381 м), которые, судя по минералогическим данным, испытали последовательное воздействие среднетемпературной пропилитизации, низкотемпературной цеолито-вой пропилитизации и аргиллизации.

Пропилиты трансильванского типа. Петромагнитное изучение продуктов трансильванской пропилитизации проводилось в скв. К-6 и К-20, где изменениям этого типа подверглись агломератовые туфы андезитового и андезитово-базальтового состава. Наименее изменены крупные обломки плотных базальтов и андезитов. Обилие кластогенного материала и его преобладание над цементирующим относительно рыхлым субстратом определяют поведение магнитных свойств пород в зоне трансильванской пропилитизации. Толщи трансильванских пропилитов (см. рис. 39, 40) выделяются на общем фоне интенсивным разбросом значений магнитных характеристик. Максимальной магнитностью обладают, как правило, крупные обломки средних и основных эффузивов, где $I_n = (1000—1500) \cdot 10^{-3}$ А/м,

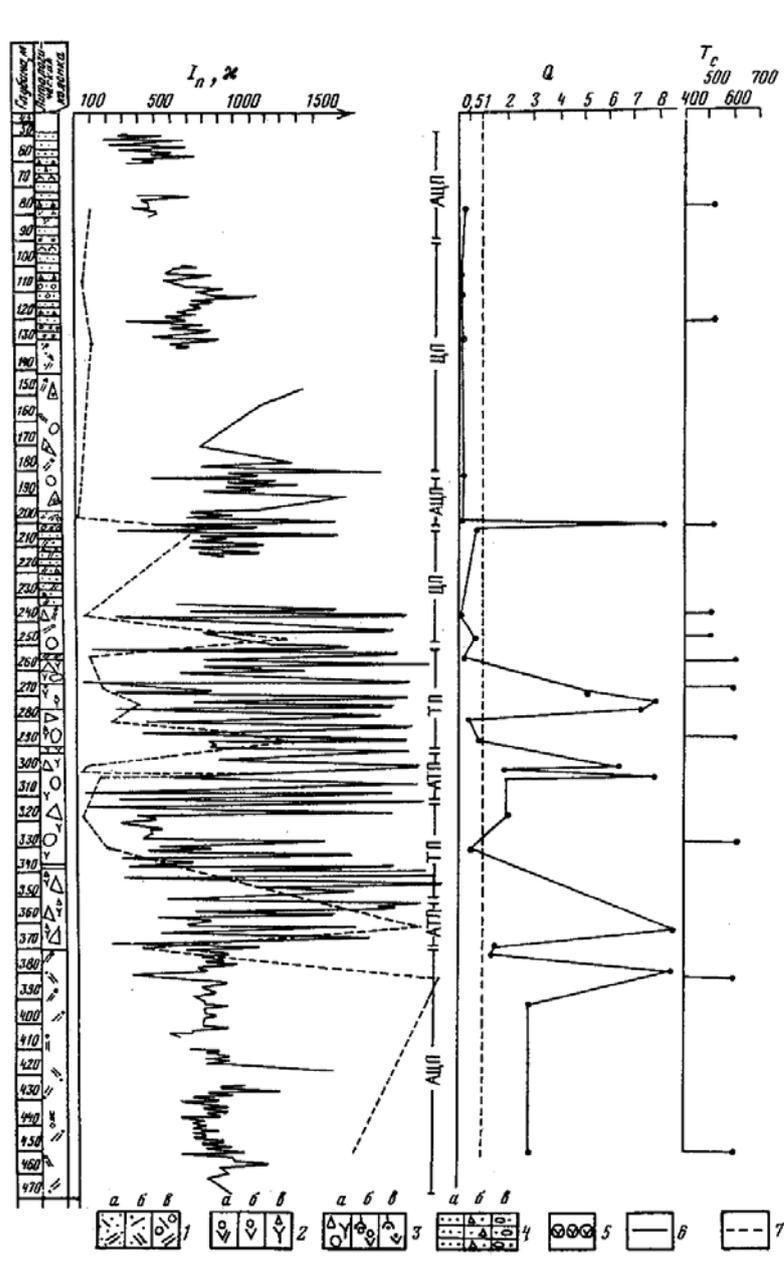


Рис. 39. Петромагнитный разрез скв. К-6 Паужетского месторождения

Условные обозначения к рис. 39-41

1 — туфы дацитового и липарятового состава, пепловые (а), псефопсаммитовые (б) и псефитовые (в); 2 — туфы псефитовые андезито-дацитового состава (а), агломератовые андезитового состава (б) и агломератовые андезито-базальтового состава (в); 3 — туффиты и туфоконгломераты, грубообломочные андезито-базальтового состава (а), псефитовые дацитового и андезитового состава (б), псаммитовые дацитового и андезитового состава (в); 4 — вулканомиктовые песчаники (а), гра-велиты (б), мелкогалечные конгломераты (в); 5 — валунные отложения андезитового и смешанного состава; $6 - \tau \cdot 10^{-5}$ СИ; 7 — $I_n \cdot 10^{-3}$ А/м

ТП — пропилиты трансильванского типа; АТП — аргиллизированные пропилиты трансильванского типа; ЦП - цеолитовые пропилиты; АЦП — аргиллизированные цеолитовые пропилиты; АВКЦП — аргиллизированные высококремнистые цеолитовые пропилиты; КА—кварц-ауляровые метасоматиты,

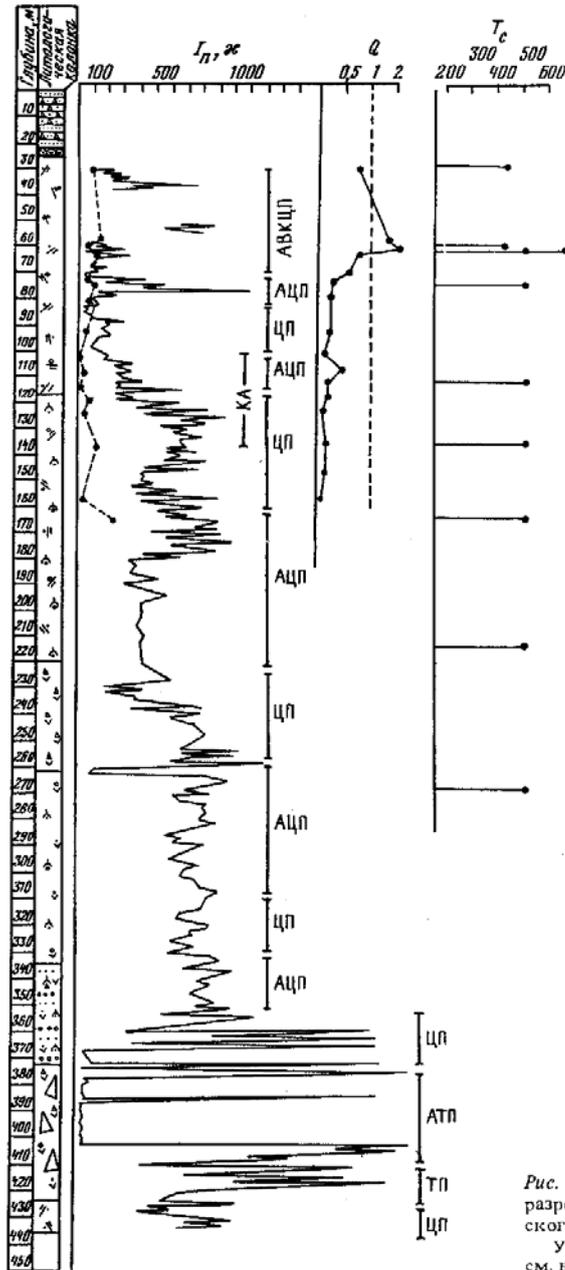


Рис. 40. Петромагнитный разрез скв. К-20 Паужетского месторождения. Условные обозначения см. на рис. 39

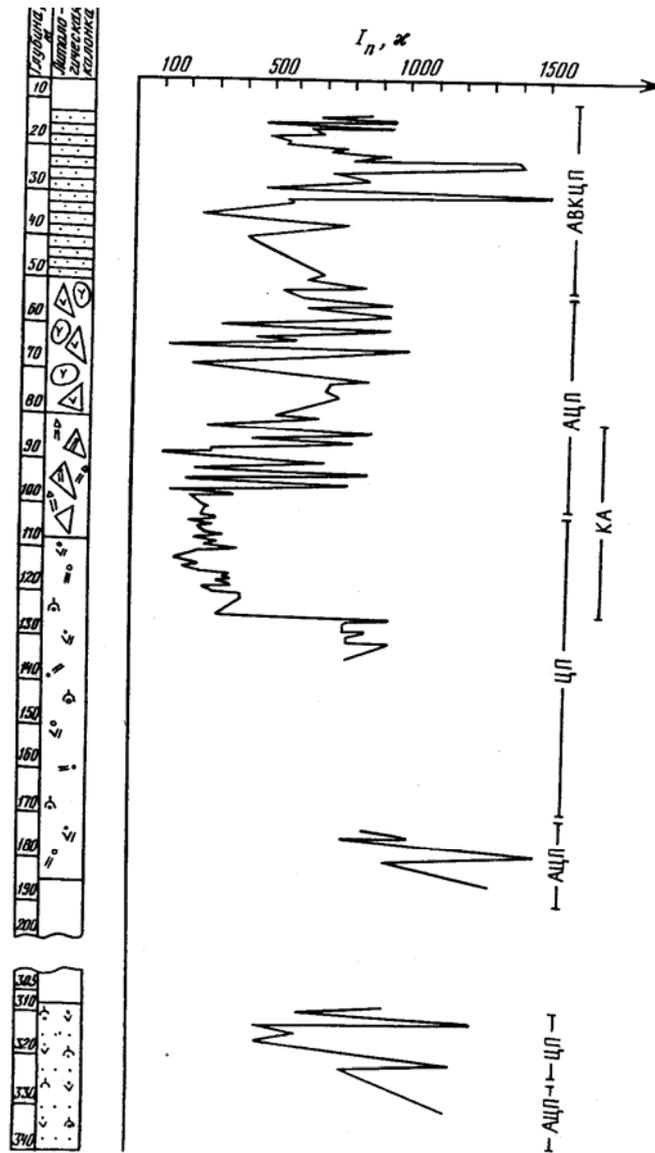


Рис. 41. Петромагнитный разрез скв. К-13 Паужетского месторождения
Условные обозначения см. на рис. 39

а k имеет значения от 2000 до 8000 – 10^{-5} ед СИ В связующей массе общий уровень магнитности ниже ($I_n = (100-400) \cdot 10^{-3}$ А/м, $k = (800-1200) \cdot 10^{-5}$ ед СИ) и основной вклад в ее образование вносит мелкий класто-генный материал. На участках интенсивной гидротермальной переработки магнитная восприимчивость туфов не превышает значения $(500-700) \cdot 10^{-5}$ ед СИ в зонах окисления красноцветные и пестроцветные туфы имеют $k = (150-300) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, а на отдельных участках магнитная восприимчивость снижается до $(50-70) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Ярко выраженная магнитная контрастность туфов в зоне трансильванской пропилитизации не может однозначно интерпретироваться как характерная особенность наложенного процесса, поскольку в данном случае., капаметрия, вероятно, в большей степени фиксирует изначальное магнитное состояние субстрата. Большой интерес для магнитной диагностики низкотемпературного процесса пропилитизации трансильванского типа представляют результаты измерений в интервале 370-405 м (скв К-20), где эта стадия процесса получила наиболее полное выражение. Здесь в чередовании с сильномагнитными блоками темных метасоматитов распространены отдельные зоны, где субстрат почти утратил свою магнитность ($k = (5-40) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ). Микроскопически на этих участках установлены интенсивное окварцевание, серицитизация и пиритизация связующей массы туфов.

Зона высококремнистых цеолитов и аргиллизитов. Эта зона изучена в скв К-20 (интервал 30-77 м). Здесь распространены светлые псаммитовые и псефитовые туфы дацитов с пониженной магнитностью. Фоновые значения k составляют $(140-200) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, $I_n = (90-140) \cdot 10^{-3}$ А/м. В единичных образцах наблюдается повышение k до 800-1000, иногда и до $8000 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Эти отдельные локальные блоки сильномагнитных пород отвечают, по-видимому, тeneвым метасоматитам.

2.3.3. Петромагнитные индикаторы степени гидротермально-метасоматических преобразований пород.

Таким образом, магнитная восприимчивость метасоматитов отражает стадийность и интенсивность гидротермально-метасоматических процессов. На распределение этого параметра также влияет исходная магнитная восприимчивость пород, степень сохранности которой прямо зависит от структурно-текстурных особенностей субстрата.

Более чутким индикатором изменения физико-химической обстановки является ряд других магнитных параметров, функционально не связанных с магнитной восприимчивостью. В частности, в пределах всех гидротермально-метасоматических зон происходит резкий, на порядок и более, спад, естественной остаточной намагниченности пород даже в интервалах с относительно высокой магнитной восприимчивостью. Исключением в данном случае являются лишь крупные кластические включения, не затронутые вторичными изменениями. В зонах спада естественной остаточной намагниченности соответственно отмечается и резкое снижение параметра Кенигсбергера значения которого для основной массы метасоматитов не превышают 0,1-0,7. В неизмененных вуканитах района фактор Q обычно выше 1, зачастую составляя 5-10 и более.

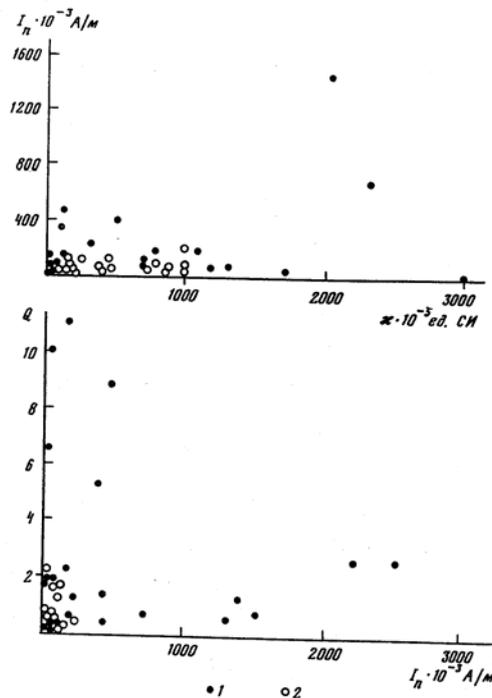


Рис. 42. Взаимосвязь петромагнитных параметров I_n - Q
1 - скв. К-6; 2 - скв. К-20

При изучении взаимного поведения естественной остаточной намагниченности и магнитной восприимчивости образцов пород из зон гидротермальных изменений

создается впечатление о значительно более глубоких и быстрых изменениях естественной остаточной намагниченности по сравнению с магнитной восприимчивостью под действием метасоматических процессов. В результате исчезает линейная корреляционная связь между 4 и k , характерная для неизменных вулканогенных пород (рис. 42). Эта тенденция в совокупности с резким уменьшением фактора Q свидетельствует о существенных сдвигах в начальном магнитном состоянии породы, о потере значительной части первичной термостаточной намагниченности.

Сложная картина возникает и при анализе химического состава магнитных фаз. В разрезе скв. К-20 ферромагнетики повсеместно представлены титаномагнетитами с точкой Кюри (T_c) в 500°C , что соответствует по составу твердому раствору $0,85 \text{ Fe}_3\text{O}_4 - 0,15 \text{ TiFe}_2\text{O}_4$ [151]. В верхних же горизонтах разреза, помимо этой фазы, установлены титаномагнетиты с $T_c = 420^\circ\text{C}$ ($0,65 \text{ Fe}_3\text{O}_4 \cdot 0,35 \text{ TiFe}_2\text{O}_4$), что, возможно, связано с образованием новых ферромагнетиков. Данное предположение в известной мере подтверждается результатами минералогического анализа метасоматитов, в которых диагностированы две модификации ферромагнитных минералов. Первая представлена немногочисленными неправильной формы коррелированными зернами со следами поверхностного окисления. Морфологическое сходство с ферромагнетитами неизменных пород района позволяет считать первую модификацию реликтом начальных магнитных фаз, Вторая модификация ферромагнетиков является новообразованной. Она доминирует в интенсивно измененных породах и представлена чрезвычайно свежими, зачастую октаэдрическими и удлиненными кристаллами титане магнетита со стекляннм блеском и прекрасной огранкой. В отдельных зернах удается фиксировать разные стадии замещения первичных ферромагнетиков минералами второй модификации.

Наблюдаемые соотношения рудных минералов, равно как и поведение петромагнитных характеристик пород, свидетельствуют, скорее всего, о формировании новой ферромагнитной генерации за счет эпитаксиальной перекристаллизации первичных магнитных минералов. В этом случае неизбежно изменение магнитного состояния породы в связи с разрушением (TRM) и возникновением метакристаллизационной (химической) намагниченности (CRM) на исходной магнитной матрице при ее трансформации в процессе изохимического метаморфизма. Теоретические и экспериментальные исследования процесса образования CRM показывают, что $\text{CRM} < \text{TRM}$ как в однодоменных, так и в многодоменных зернах [246]. Физически это неравенство обусловлено, видимо, перестройкой первичной доменной структуры зерен первой модификации в условиях тесного магнитостатического взаимодействия новообразованной и материнской фаз. В этом процессе неизбежна разориентация магнитных моментов, что, в свою очередь, должно сопровождаться спадом естественной остаточной намагниченности при относительной сохранности магнитной восприимчивости пород.

Одним из ключевых в петромагнетизме метасоматитов является вопрос о температурах эпитаксиальной перекристаллизации в ферромагнетиках и соответственно формирования метакристаллизационной намагниченности. Б.П. Петров и Э.И. Супруненко [172] полагают, что в метасоматитах любого формационного типа магнетит кристаллизуется при температурах не ниже 400°C . Не исключено, что в магнитных характеристиках метасоматитов Паужетской гидротермальной системы запечатлены начальные высокотемпературные стадии термального процесса.

В плане дальнейших исследований несомненный интерес представляют эксперименты по сравнительному температурному разрушению I_n и искусственных парциальных намагниченностей, создаваемых при различных температурных режимах. Возможна также попытка гомогенизации первичных ферромагнетиков с последующим сопоставлением T_c искусственно гомогенизированных титаномагнетитов и титаномагнетитов второй генерации, что позволило бы судить о поведении ряда ферромагнитных компонентов в гидротермально-метасоматическом процессе.

Дополнительная информация о температурных условиях метасоматоза может быть получена и при анализе поведения вектора I_n при нагреве, с использованием диаграмм Зийдервильда.

Сопоставление петромагнитных и литолого-минералогических данных дает основание для ряда выводов.

1. Процессы гидротермального метаморфизма оказывают существенное влияние на магнитные свойства пород, трансформация которых определяется физико-химическими условиями среды и интенсивностью вторичных изменений.

2. В условиях кислотного выщелачивания активное разрушение ферромагнетиков ведет к значительной, подчас полной, потере намагниченности пород по всем основным параметрам. Градиент размагничивания является чутким индикатором степени кислотного выщелачивания. Влияние гидротерм обнаруживается магнитометрически и за пределами зоны, где еще не происходит существенных изменений в петрографии и химизме пород. Судя по публикациям [172, 237], эта закономерность имеет общий характер, что позволяет использовать магнитометрию для фиксации смещения геотермальных площадок во времени и обнаружения "слепых" гидро-термально-метасоматических полей.

3. В условиях восстановительной щелочной среды магнитные параметры метасоматитов испытывают сложные и неоднозначные изменения, подчиняясь такой тенденции: с интенсивностью гидротермально-метасоматической переработки субстрата закономерно снижается его намагниченность. Второе общее правило: метасоматоз вызывает петромагнитную гомогенизацию субстрата, уменьшает дисперсность значений I_n и k . Вывод подтверждается сопоставлением метасоматических разрезов, каппаметрических колонок и анализом петромагнитных диаграмм, отражающих взаимосвязь параметров I_n/k и Q/I_n . На участках интенсивных гидротермальных изменений пород (см. рис. 39 - 41) вариации значений k незначительны, соответственно на петромагнитных диаграммах (см. рис. 42) наблюдается компактное распределение основных петромагнитных параметров. Неравномерное, фрагментарное воздействие метасоматоза, характеризующееся наличием блоков слабо измененных пород, документируется высокой дисперсией магнитных параметров.

4. В пределах Паужетской гидротермальной системы зависимость петромагнитных характеристик пород от специфики гидротермально-метасоматического процесса подчинена определенной последовательности. Цеолитовая пропилитизация ведет к существенному спаду магнитности и петро-магнитной гомогенизации субстрата. Уменьшается дисперсия магнитных параметров, но в целом намагниченность пород еще высока. Фактор Q снижается до значений 0.3—0,5. Прогрессирующее размагничивание пород продолжается в ходе селективного метасоматоза за счет влияния его низкотемпературных стадий. Эта тенденция находит максимальное выражение в пропилитах трансильванского типа, где происходит активное разрушение магнитных фаз с переходом освобожденного железа в пиритную форму. Аналогичный магнитный эффект наблюдается в зонах перехода жидкость-пар и ощелачивания гидротермальных растворов, хотя на наблюдаемых объектах размагничивание в этом случае обуславливалось переходом ферромагнетиков в оксидные формы. Зоны слабомагнитных метасоматитов в изученных разрезах слагают до 7—10% объема вскрытой бурением толщи, их мощность варьирует от 15—17 до 45 м. Часть отмеченных закономерностей имеет, вероятно, универсальный характер.

Петромагнитные данные, таким образом, анализируются в двух аспектах.

Первая сторона заключается в том, что это комплексные петрофизические исследования гидротермальных систем с целью создания их физико-геологических моделей. Методически направление сводится к массовым измерениям магнитной восприимчивости пород различного петрографического состава и разной степени изменений. Оцениваются корреляционные зависимости между магнитной восприимчивостью и другими петрофизическими характеристиками метасоматитов:

плотностью, пористостью, водопоглощением, трещиноватостью и пр. В совокупности эти параметры создают основу для разработки объемной петрофизической модели гидротермальной системы, адекватной ее геологической структуре и фиксирующей основные элементы структуры: блоки пород разной степени изменения, зоны повышенной трещиноватости и перехода жидкость-пар, геохимические барьеры. Метод капаметрии при его сравнительной дешевизне и способности к быстрой переработке крупных массивов данных является важным элементом петрофизических работ, помогающим судить о составе и интенсивности изменения пород уже на первых стадиях исследования. Вторая сторона петромагнитных исследований метасоматитов заключается в изучении общего магнитного состояния пород. По сути она близка к минералого-геохимическим методам и дает дополнительную информацию о минеральных преобразованиях в группе ферромагнетиков и о температурах процессов. Перспективность этого направления исследований не вызывает сомнений.

2.4. Пародоминирующая система и ее эволюция в недрах Паужетского месторождения

Возможность существования парогазовых флюидов в недрах гидротермальных систем обсуждается давно. Д. Уайт с соавторами [307] на основе исследования современных гидротермальных систем мира пришли к выводу о существовании зон сухого пара в разрезах некоторых из них. Такие зоны названы пародоминирующими системами (ПДС) в отличие от горячеводных, в которых флюид находится только в жидком состоянии. Горячеводные системы могут перейти в пародоминирующие, как считают цитируемые авторы, при превышении разгрузки над пополнением.

Формирование ПДС происходит вследствие того, что гидротермальный раствор оказывается в термодинамических условиях, соответствующих кривой кипения и, даже более того, в поле пара на Р-Г-диаграмме. Это обстоятельство обеспечивает значительную перегретость пара в некоторых ПДС. ПДС в разрезе представляют собой достаточно большую зону высоко проницаемые пород, заполненных парогазовым флюидом. На нижней границе зоны происходит кипение и испарение жидкого флюида, на верхней — его конденсация. Отмеченные процессы сопровождаются метасоматическими изменениями вмещающих пород.

Повышение солености гидротермального раствора удлиняет кривую равновесия жидкость—пар и обеспечивает возможность появления ПДС на больших глубинах [257]. Большинство исследователей полагают, что при глубинном кипении гидротермальных растворов в пар удаляются кислотные компоненты, вызывая серицитизацию и кислотное выщелачивание выше уровня кипения. Кипящий раствор при этом ошелачивается, и из него происходит отложение сульфидов, карбонатов и других минералов. Метасоматические изменения пород под воздействием кипящих гидротермальных растворов подробно изучены С.И. Набоко [144], которая отмечает окварцевание и интенсивный калиевый метасоматоз (адуляризация) в зонах максимального парообразования. По ее мнению, фильтрация к поверхности земли высоконагретых гидротерм с CO_2 и H_2S обуславливает образование вертикальной метасоматической зональности, проявляющейся в смене глубинной зоны пропилитизации зонами цеолитизации, адуляризации и приповерхностной зоной аргиллизации.

Химизм процессов, сопровождающих кипение природных гидротермальных растворов, исследовался методом математического моделирования С. Друммондом и Х. Омото [262], которые отмечают, что сильное влияние на химический состав кипящих растворов и осаждение минералов оказывает удаление из растворов CO_2 и H_2S . Выделение CO_2 вызывает резкие изменения рН, а выделение H_2S нарушает сульфидное

равновесие. Максимальное изменение химизма растворов происходит в начальные стадии кипения.

Д. Уайт с соавторами [307] указывают на связь с ПДС оруденения, считая, что некоторые месторождения ртути в гидротермальных системах с пародоминирующими резервуарами формируются в результате дистилляции Hg и отделения ее от других компонентов в процессе кипения раствора и осаждения вблизи поверхности. С глубинными зонами ПДС, по их предположениям, связано формирование медно-порфировых месторождений в условиях высоких концентраций и температур кипящих эндогенных растворов. Эту точку зрения развивает И.Н. Кигаи, считающий, что рудообразование почти на всех гидротермальных месторождениях происходит в субкритических условиях, отвечающих равновесному сосуществованию жидкой и газовой фаз [94]. Модель предполагает длительное существование горизонтальной поверхности раздела между двумя фазами флюида. Предрудные метасоматиты кислотного типа (грейзены, турмалиниты, бе-резиты и прочие серицитолиты) формируются при взаимодействии растворов, разбавленных по SiO₂ и хлоридам щелочей, образовавшихся в результате конденсации газовой фазы. Поднятие щелочных концентрированных растворов в область кислотного метасоматоза приводит к их нейтрализации и к собственно рудоотложению.

Таким образом, многостадийное рудообразование, по [94], предполагает обязательное наличие в гидротермальной системе области парогазовых флюидов ПДС, что обуславливает кислотно-щелочную дифференциацию, соответствующий метасоматоз породы и затем рудоотложение при нейтрализации растворов.

Кроме рудоотложения из кипящих глубинных гидротермальных растворов, по-видимому, возможно и рудообразование из газовой фазы легколетучих металлов. Так, в близповерхностных условиях современной рудообразующей системы кальдеры Узон на Камчатке наблюдалось отложение антимонита и реальгара из парогазовых дериватов хлоридных растворов [90].

Гидротермальные системы Камчатки в области развития современного вулканизма благоприятны для проявления пародоминирующего режима. Возможность существования зон парообразования на Паужетском месторождении обсуждалась С.И. Набоко [144]. Предполагается зона глубинного парогазового состояния флюида на Мутновском геотермальном месторождении [202]. Несомненным является наличие мощной ПДС на Верхне-кошелевском месторождении, где температуры естественных выходов пара на поверхность достигают 150° С, и на Нижнекошелевском месторождении, где температура паровых струй 110-117° С [32]. Выходы перегретого пара свидетельствуют о наличии на глубине пародоминирующего резервуара.

В отмеченных работах рассмотрены различные аспекты изучения зон парогазовых флюидов в гидротермальных системах. Предлагаемая вниманию читателей работа является попыткой анализа проблемы с нескольких позиций: термодинамических, структурных, геохимических и минералогопетрографических. Кроме того, экспериментально моделируются процессы минералообразования на геохимическом барьере, являющемся неотъемлемой частью пародоминирующих систем.

2.4.1. Физико-химические условия формирования и эволюции пародоминирующих систем с водным, водно-солевым и водно-газовым флюидами.

Поскольку в дальнейшем будем рассматривать пародоминирующие системы, в которых происходит кипение и конденсация, определим смысл термина "кипение", часто отождествляемого с "вскипанием". "Вскипание" обычно означает начало процесса кипения, однако мы под этим термином будем иметь в виду одноактный* адиабатический процесс перехода жидкости в газ, который сопровождается резким падением давления при образовании "вакуумированных" трещин и заполнение их гидротермальным флюидом.

"Кипение" - стационарно протекающий процесс перехода жидкости в пар в равновесных условиях на плоской границе при Р-Т-параметрах кривой насыщения. "Конденсация" - равновесный переход пара в жидкость на кривой насыщения. Гетерогенизацию флюида, происходящую вследствие выделения растворенного в жидкости газа (CO_2 , H_2S и др.) при понижении давления или в связи с изменением других физико-химических параметров, назовем дегазацией раствора.

Модели ПДС, формирующихся на кривой насыщения воды, были предложены одним из авторов раздела в работе [75]. Для пояснения принципов построения моделей пародоминирующих систем рассмотрим гидротермальную систему с чисто водным флюидом. Основой для построения моделей служит Р-Т-диаграмма равновесия воды жидкость-пар, построенная по таблицам М.П. Вукаловича [49], которая совмещена с кривыми распределения температуры по различным вертикальным сечениям модельных разрезов (рис. 43). Как показано на примере этих моделей, ПДС могут быть с замкнутым на некоторой глубине резервуаром пара и резервуаром, открытым на поверхность.

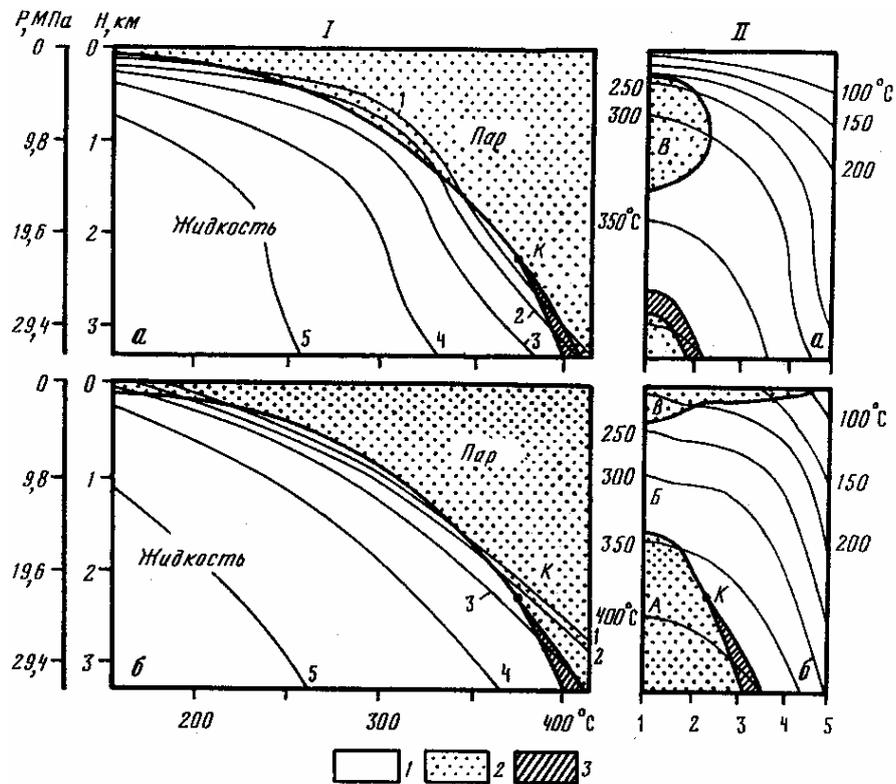


Рис. 43. Р—Т-диаграмма состояния воды (I) с нанесенными кривыми распределения температуры 1 -5 по соответствующим сечениям на моделях ПДС (II): а - для ПДС с замкнутым на глубине резервуаром пара, б - с открытым на поверхность резервуаром

1 — область жидкого состояния флюида; 2 — пар; 3 — зона переходного состояния между жидкостью и паром. К — критическая точка воды; А — зона эндогенного пара; В — зона жидких гидротерм; В — пародоминирующий резервуар

Состояние флюида в модельных системах определяется в основном кривыми распределения температуры 1—3 в осевых частях разреза. Для модели с замкнутым пародоминирующим резервуаром (рис. 43, а) отмечается следующий ход кривых, начиная от основания разреза. Кривая 3 полностью находится в поле жидкой воды на Р-Т-диаграмме, и соответствующее сечение на разрезе характеризуется только жидким состоянием гидротерм. Кривая 1 в нижней части диаграммы находится в поле пара, а кривая 2 — в "зоне перехода" между жидкостью и паром¹. По мере подъема первая кривая

пересекает "зону перехода" и входит в область жидкости, так же как и вторая. Выше они обе дважды пересекают моновариантную границу, на определенном отрезке уходя в поле пара и снова возвращаясь в область жидкости в верхней части. Проекция этих пересечений на модельный разрез показывает наличие в основании гидротермальной системы эндогенной зоны пара *A*, которая отделяется зоной перехода жидкость-пар от окружающих жидких растворов *B*. Выше по разрезу находится замкнутый резервуар пара *B*, ограниченный моновариантной кривой жидкость-пар. Нижняя граница парового резервуара является поверхностью кипения водного флюида. На верхней границе конденсируется пар. Центральная часть резервуара заполнена сухим паром.

Для модели с открытой на поверхность зоной пара (рис. 43, б) кривые распределения температуры также начинаются в поле пара в основании разреза. В отличие от предыдущего случая линии 1, 2 уходят в область жидкости выше критической точки, пересекая моновариантную границу, а 3 пересекает зону перехода. В верхней части все три графика уходят в область пара, не возвращаясь в поле жидкости. В результате проекция этих пересечений на разрез дает следующую картину. Так же как и в варианте с замкнутым резервуаром, имеется зона эндогенного пара *A*, которая в данном случае сверху ограничена кривой кипения, трансформирующейся по мере погружения в зону перехода жидкость—пар через критическую точку воды. Выше по разрезу находится зона жидких гидротермальных растворов *B*, отделяющая, зону эндогенного пара от открытого на поверхность пародоминирующего резервуара *B*. Кипение на нижней границе последнего приводит к испарению флюида в атмосферу, в то время как эндогенная зона характеризуется конденсацией флюида на верхней границе. Открытость и закрытость ПДС по отношению к дневной поверхности имеют важное значение для процессов дифференциации вещества и минера-лообразования в гидротермальной системе. В открытой ПДС происходит удаление из системы в первую очередь наиболее летучих компонентов, что приводит к обогащению системы менее летучими веществами. В условиях закрытого кипения жидкость испаряется таким образом, что масса не исчезает из системы и образовавшийся пар находится в равновесии с остаточной жидкостью [262].

В соответствии с этим находится и поведение растворенных породообразующих и рудных компонентов. Пародоминирующие системы развиваются из горячеводных и, как любые другие природные системы, имеют стадию зарождения, развития и отмирания. Причины их зарождения, а также длительность эволюции различны. Основными факторами, обуславливающими возникновение и эволюцию ПДС, являются такие, как изменение теплового поля и поля давлений в гидротермальной системе, начальная соленость и газонасыщенность растворов. Наиболее благоприятными структурами для локализации ПДС являются высокопроницаемые коллекторы, трещинные системы и зоны дробления с проточными условиями. Возможно возникновение и автоклавных систем, когда флюид локализуется в изолированной трещинной структуре либо в пережатых замках складок. Эволюция таких ПДС целиком зависит от изменения теплового поля.

Как полагают Д. Уайт с соавторами [307], превышение разгрузки над пополнением может привести к формированию ПДС из горячеводной системы. Причиной этого является снижение гидростатического давления с вы-

---¹ Состояние флюида в "зоне перехода" неоднократно обсуждалось в литературе [58, 207]. Термин "зона перехода" вводится для обозначения закритической области флюида, расположенной между полями жидкости и пара и характеризующейся постепенной сменой льдоподобной структуры мономерными частицами в направлении от жидкости к газу.

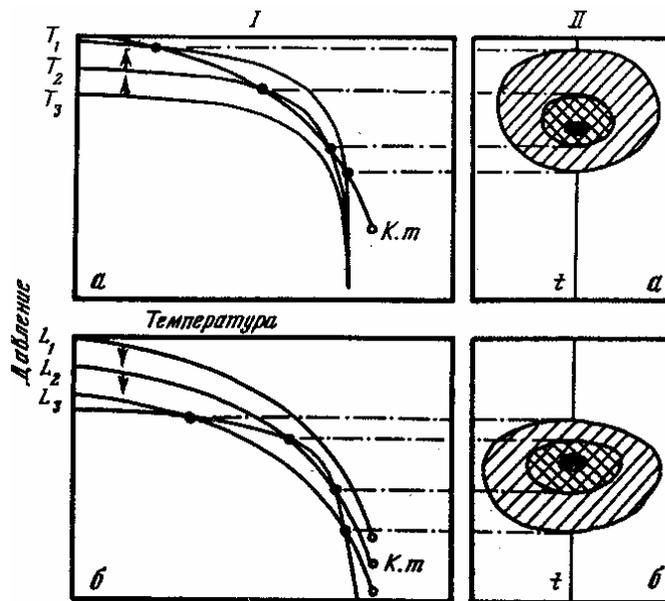


Рис. 44. Модели эволюции ПДС с водным флюидом при изменении температурного поля от T_3 к T_1 и обратно (а) и при изменении пьезометрического уровня от L_3 к L_1 , и обратно (б)

I - *P*-*T*-диаграмма состояния воды с кривыми температуры по оси *f* модельной системы на различных стадиях T_1 — T_3 и с кривыми насыщения L_1 — L_3 при различных положениях пьезометрического уровня и фиксированной температуре; *II* — эволюция объема ПДС при изменении указанных параметров (различная штриховка). К.т — критическая точка воды

ходом термодинамических параметров раствора на кривую кипения. Возможно и обратное явление, когда увеличение гидростатического давления приводит к закрытию ПДС, как это предполагается для гидротермальной системы Йеллоустонского национального парка [288], где ПДС переходила в водную систему в ледниковый период и обратно в период таяния ледников.

Возникновение ПДС также может произойти при прогрессивном изменении теплового поля, а при его деградации она перейдет в горячеводную систему. Эволюция ПДС в связи с изменением термодинамических параметров иллюстрируется рис. 44, где приведена модель возникновения парового резервуара при наступлении теплового фронта (рис. 44, а) и снижении гидростатического давления (рис. 44, б). В случае повышения температуры вдоль оси *T* гидротермальной системы от T_3 к T_1 кривая температуры в момент T_2 заходит в средней части в область пара и при движении к T_1 образовавшийся резервуар пара увеличивается в размере. Обратная эволюция температуры превращает ПДС в горячеводную. Очевидно, такая эволюция возможна при постоянстве всех остальных параметров системы.

Аналогичным образом ПДС формируется со снижением гидростатического давления (рис. 44, б), о чем сообщается в работах [288, 307]. Кривая температуры остается на месте в пространственных координатах, а координаты *P*-*T*-диаграммы состояния воды как бы мигрируют вниз.

В определенный момент моновариантная линия жидкость-пар вначале касается кривой температуры, а затем заходит средней частью за нее. На разрезе справа в точке возникает ПДС, и затем, по мере движения кривой насыщения вниз, объем ПДС возрастает. Обратная эволюция координат фазовой диаграммы приводит к ликвидации ПДС с переходом ее в водную. Именно такая эволюция предполагается для гидротермальной системы Йеллоустонского национального парка в периоды оледенения и после них [288].

Здесь мы показали эволюцию закрытых ПДС. Аналогичная эволюция возможна для систем с резервуаром пара, открытым на поверхность. Для них характерно возникновение резервуара пара от поверхности с миграцией границы кипения вниз на глубину и обратное движение ее как в связи с регрессом теплового поля, так и с повышением гидростатического давления. При близости к поверхности зоны эндогенного пара, генетически связанной с интрузией магмы, прогрессивная эволюция ПДС может привести к возникновению сплошной зоны пара, связывающей поверхность непосредственно с магматическим очагом. Деградация зоны пара, вероятно, приведет к появлению изолированной или приповерхностной ПДС. Такой процесс возможен на этапе завершения фумарольной деятельности, связанной с остыванием магматического очага. Область гетерогенного состояния флюида, при котором могут возникать ПДС, не ограничивается кривой кипения воды. На рис. 45 представлена схематическая сводная диаграмма состояния системы $H_2O-NaCl-CO_2$, построенная по данным [294, 299]. Она показывает, что солевой компонент и газ расширяют двухфазную область на все поле давлений и температур, за исключением заштрихованного участка, где флюид находится в газообразном состоянии в равновесии с твердым $NaCl$. Экстраполяция экспериментальных данных по этой системе предполагает возможность существования гетерогенных флюидов даже при температурах выше $900^\circ C$ и давлениях более 2 Кбар [303], соответствующих полю существования гранитного расплава.

Эволюция ПДС с водно-солевым флюидом существенно отличается от эволюции систем с чисто водным флюидом и может сопровождаться явлением периодического "схлопывания" парового резервуара при фиксированных температурах и давлениях. Границы резервуара испытывают поступательно-возвратную миграцию. Одним из необходимых для этого условий является непрерывный восходящий поток флюида с постоянной концентрацией солевых компонентов, который кипит на нижней границе паровой зоны. Такой поток вполне возможен в стволовой части гидротермальной системы и происходит вследствие конвекции флюида, возбуждаемой тепловым полем магматической камеры или тепловой аномалией иного происхождения. На верхней границе парового резервуара флюид конденсируется.

Для пояснения эволюции такой системы рассмотрим одномерную модель гидротермальной системы с паровой зоной, локализованной в вертикальной трещине (рис. 46). На фрагмент диаграммы состояния водно-солевого флюида нанесена кривая распределения температуры по оси гидротермальной системы, которая пересекает ряд кривых кипения раствора при различных его концентрациях. В данном случае кривые построены для

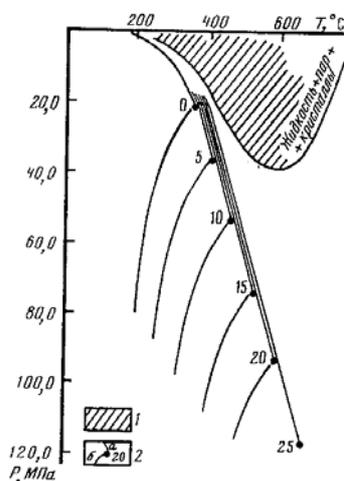


Рис. 45. Схематическая диаграмма состояния флюида в тройной системе вода-соль-газ

I — поле пара в равновесии с твердой солью (NaCl); 2 — критические точки флюида с соответствующей концентрацией соли (0 — 25); a — кривые кипения растворов с соответствующей концентрацией, b — кривые критических точек в тройной системе вода—соль—газ

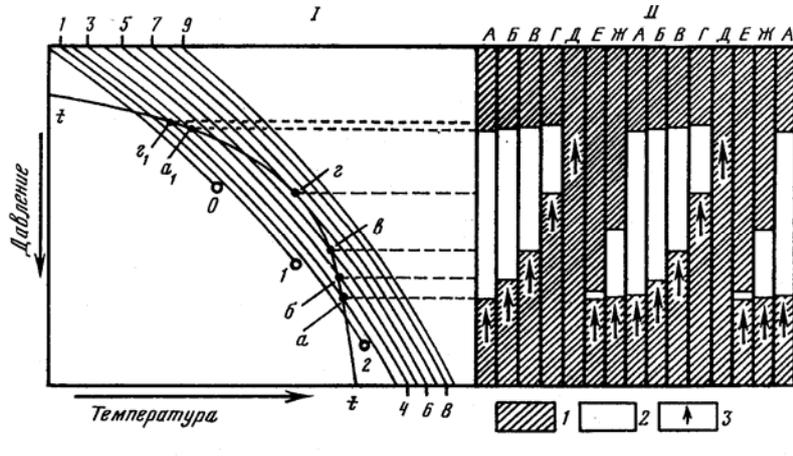


Рис. 46. Фрагмент схематической P — T -диаграммы водно-солевого флюида (I) и одномерная модель эволюции паровой зоны в гидротермальной системе (II)
 I — область жидкого флюида; 2 — зона парообразования; 3 — направление потока флюида. 0—9 — кривые кипения и критические точки растворов с соответствующей концентрацией от 0 до 9; t — t — температурная кривая по оси модельной системы; a , a_{ii} , b , v , z, z_1 — уровни кипения и конденсации растворов с соответствующей концентрацией на стадиях A — $Г$; A — $Ж$ — стадии развития системы

условных концентраций от 0 до 9. Для более высоких концентраций они были бы расположены субпараллельно имеющимся и заняли бы все поле выше их, вплоть до кривой трехфазного равновесия жидкость—пар—кристаллы. Для модели с нашим вариантом кривой температуры они не понадобятся.

В Правой части рисунка представлены различные стадии периодической эволюции модельной системы, охватывающей два с половиной цикла. Каждый цикл занимает семь стадий - от A до $Ж$. На стадии A имеем в системе движущийся снизу флюид с концентрацией 3, который в точке a на кривой температуры начинает кипеть, превращаясь в пар. Поскольку перераспределение труднолетучих компонентов (как NaCl) всегда в пользу жидкости, то концентрация раствора в процессе кипения нарастает. Увеличение ее до 4 и далее до 5 приводит к миграции поверхности кипения до точек b и v , что на модели отражено стадиями B и B . Допустим, что в результате повышения плотности раствора, связанного с возрастанием концентрации, в кипящей жидкости возбуждается дополнительно конвекция, которая постепенно распростирает шлейф повышения концентрации вниз по разрезу. На верхней границе паровой зоны в течение этих трех стадий происходит конденсация пара, которая приводит к разбавлению раствора, за счет чего граница конденсации отодвигается вверх по разрезу. Это движение может продолжаться по температурной кривой до моновариантной границы жидкость—пар раствора с концентрацией соли, близкой к нулю. Здесь смещение границы конденсации прекратится.

Дальнейшее увеличение солёности раствора на нижней границе паровой зоны ведет к перемещению фронта кипения от точки v до точки z , что соответствует стадии $Г$ на модели. В этой точке происходит инверсионный перегиб температурной кривой, которая далее вверх по разрезу пересекает те же кривые кипения, но только в обратном порядке, т.е. от более высоких концентраций к низким. Гидротермальный раствор, достигший в точке $г$ солёности 6, без кипения сплошным потоком устремляется вверх по трещине, заполняя ее. Это соответствует стадии Дна модели. Поток жидкого флюида существует до тех пор, пока из канала трещины вымывается весь шлейф повышенной концентрации,

образованный в результате кипения на нижней границе ПДС. Полный цикл эволюции системы заключается в том, что раствор с первично низким содержанием соли под зоной пара концентрируется из-за выкипания воды, а над зоной опресняется за счет ее конденсации. Одновременно с этим происходит миграция границ паровой зоны, что приводит к "схлопыванию" ПДС. Образовавшаяся в потоке неоднородность выталкивается вверх, в низкотемпературную область. Дальнейшее изменение этой системы таково, что по мере ухода шлейфа высококонцентрированного раствора из рассматриваемой зоны паровой резервуар возрождается в нижней части и, разрастаясь, достигает прежних размеров. Цикл повторяется.

Таким образом, эволюция ПДС с водно-солевым флюидом преобразует непрерывный поток с постоянной концентрацией в дискретный, с пульсационно меняющейся соленостью от низких до высоких значений. Величина концентрации раствора в максимуме зависит от $P-T$ - условий кипения раствора, т.е. от положения кривой вертикального распределения температуры в ПДС. Сам паровой резервуар при этом испытывает периодическое "схлопывание" и возрождение. Периодичность этого процесса подчиняется также положению кривой распределения температуры, наклону ее по отношению к кривым кипения солевого раствора и его начальной концентрации.

Интерпретация эмпирических данных в свете рассмотренной нами модели, возможно, позволит объяснить периодичность и пульсационность минерал ообразования, наблюдаемые на геотермальных месторождениях.

До сих пор мы рассматривали эволюцию пародоминирующих систем как зон парогазового флюида в гидротермальной системе, преимущественно состоящих из водяного пара с незначительной примесью газов и солевых компонентов. Область существования таких систем находится на $P-T$ -диаграмме выше кривой критических точек водно-солевых растворов (см. рис. 45). Однако двухфазные флюиды, как упоминалось выше, могут существовать практически на всем поле $P-T$ - диаграммы, за исключением области равновесия пара с кристаллической солью. Двухфазные флюиды, формирующиеся ниже кривых кипения воды и критических точек водно-солевых растворов, обязаны существованием газам, растворенным в водно-солевых растворах, которые при дегазации отделяются в пузыри. Такие гетерогенные флюиды не могут формировать пародоминирующие резервуары наподобии рассмотренных выше, поскольку образующиеся пузыри в силу их меньшей плотности по отношению к раствору всплывают в потоке гидротерм вплоть до поверхности земли. Для формирования резервуаров, подобных пародоминирующим, из таких гетерогенных флюидов с преобладанием газа в пузырях необходимы дополнительные условия в виде газонепроницаемых экранов и крышек. По преобладанию газового компонента в парогазовом флюиде такие системы назовем газодоминирующими, поскольку содержание газа иногда близко к 100%. Газодоминирующие резервуары в отличие от пародоминирующих могут формироваться в слаботермальных и даже холодных системах в условиях нормального геотермического градиента. Вероятно, газодоминирующими системами являются месторождения природного газа в купольных структурах над нефтяными залежами либо над горизонтами подземных вод.

По аналогии с такими месторождениями мы предполагаем возможность существования газодоминирующих резервуаров в гидротермальных системах. Рассмотрим модель их образования (рис. 47). Газодоминирующая система формируется в трещинно-жильной полости, частично перекрытой газонепроницаемым экраном. Допустим, что и стенки трещин, в которых локализована система, также непроницаемы. По аналогии с предыдущими моделями для пояснения формирования газодоминирующих систем используем фазовую диаграмму бинарной смеси H_2O-CO_2 [298], на которую накладывается кривая распределения температуры по оси трещинной системы с циркулирующим гидротермальным флюидом. Как видно из рисунка, три пересекающиеся трещины, расположенные субвертикально, сообщаются между собой и составляют единую

гидродинамическую систему. Две из них перекрыты лавовым покровом, а одна открыта на поверхность.

Представим, что в трещинах конвектирует гидротермальный раствор, стартовавший с основания разреза, с начальной концентрацией CO_2 , равной 4 мае. %. - Раствор поднимается вдоль по температурной кривой t на P - T -диаграмме и находится в гомогенном жидком состоянии, пока не доходит до точки пересечения с кривой 4%-ной концентрации CO_2 в растворе. Здесь начинается дегазация раствора и возникают парогазовые пузырьки с концентрацией CO_2 , равной 50%. Явление начала дегазации показано на модели в правой части рис. 47 в виде появления пузырьков на глубине A_2 от поверхности. Часть пузырей поднимается по трещинам, перекрытым лавовым покровом, а часть по трещине, открытой на поверхность. Те пор-

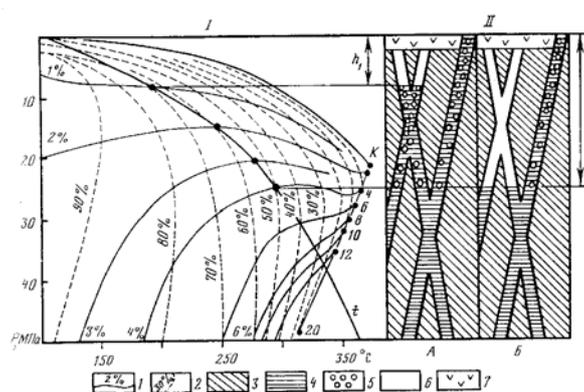


Рис. 47. Фрагмент P – T -диаграммы системы $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ (I) и модель эволюции газодоминирующей системы (II)

K — критическая точка и кривая насыщения воды

I — изоконцентраты растворенного в жидкости CO_2 (4, 6, 8, 10, 12, 20 — критические точки растворов CO_2 с соответствующей концентрацией в воде); 2 — концентрация CO_2 в паре; f — температурная кривая по оси модельной системы; A и B — стадии эволюции системы: 3 — вмещающие породы, 4 — жидкий гидротермальный раствор в трещине, 5 — область дегазации с выделением CO_2 в пузыри; 6 — зона паро-газового флюида, 7 — газонепроницаемый покров; L_1 и L_2 — уровни парогазовой зоны в трещине на различных стадиях эволюции системы

ции газа, которые пошли по перекрытым трещинам, накапливаются под экраном. При дальнейшем подъеме раствор пересекает изоконцентрату 3%, и на этом пути он теряет около 1% газа, который в виде пузырей с концентрацией CO_2 около 55% продолжает подниматься вверх.

По мере движения вверх раствор дегазурует. Выделившийся газ, собираясь под экраном, формирует резервуар, который со временем увеличивается и постепенно отжимает гидротермальный раствор вниз по разрезу. При высоте образовавшегося газового резервуара h_1 (стадия A) раствор на границе жидкость-газ будет содержать 1% CO_2 .

По мере дальнейшего отражения раствора вниз за счет дегазации равновесная концентрация газа в нем растет, пока высота столба газа не достигнет h_1 . Здесь концентрация CO_2 в растворе станет равной исходной (4%) и дегазация прекратится, так же как и рост размера газодоминирующей системы (стадия B). Если же в резервуаре происходит утечка газа, то она сразу компенсируется началом газоотделения из раствора, подпирающего колонну. В верхней части колонны под экраном при этом существует аномально высокое давление, величина которого пропорциональна высоте столба газа. Такое явление объясняется тем, что наша модельная система представляет собой сообщающиеся сосуды, находящиеся в поле гидростатического давления. Поэтому в основании колонны газа гидростатическое давление соответствует давлению столба воды такой же высоты, как столб газа h_2 .

Поскольку давление в газе распространяется во все стороны, то в верхней части газодоминирующей системы существует такое же давление, как и у основания, за вычетом веса самого газового столба. Так как удельный вес газа при невысоких давлениях и при повышенных температурах существенно ниже такового для водного раствора, то и давление в верхней части газодоминирующей системы выше пропорциональной разности удельных весов. Таким образом, давление под кровлей превышает гидростатическое и в некоторых случаях и литостатическое. Величина превышения соответствует высоте столба газа и разности удельных весов газа и раствора. При достаточно больших объемах резервуара и большой высоте столба газа давление его может превысить прочность перекрывающих пород, что приведет к взрывному разрушению кровли и ликвидации газодоминирующей системы. Подобным образом, вероятно, происходят фреатические взрывы на паре гидротермальных месторождениях, гидроразрыв пород.

В настоящем разделе рассмотрено несколько вариантов формирования и эволюции пародоминирующих и газодоминирующих систем. Однако мы должны признать, что в природе не часто образуются чисто водные, водно-солевые или водно-газовые системы. Реальные гидротермальные системы являются их комбинацией, а эволюция более сложна, чем можно представить на модели. Возникновение и развитие таких систем будут зависеть от многих факторов, которые в некоторых случаях взаимно нейтрализуют или, наоборот, усиливают друг друга. Так, снятие давления и наступление теплового фронта стимулируют ускоренное прогрессивное развитие ПДС, а уменьшение давления и отступление тепловой аномалии нейтрализуют друг друга. В последнем случае ПДС сохранит тот же объем и лишь значения термодинамических параметров сместятся вверх по кривой кипения водного раствора. Естественно, изменяются соотношения компонентов в растворе и паре, плотность этих субстанций, а также соответственно растворяющие способности флюида, равновесие раствор-порода, эффективность геохимического барьера на границе жидкости и пара и, по-видимому, другие параметры.

2.4.2. Геохимический барьер жидкость-пар в пародоминирующих гидротермальных системах (экспериментальное исследование)

Геохимическим барьером называются участки земной коры, где на коротком расстоянии происходит резкое уменьшение интенсивности миграции химических элементов и, как следствие, изменение их концентрации [171]. В цитируемой работе барьеры, обусловленные изменением температуры и давления, именуется термодинамическими. Описываются барьеры кислотные, щелочные, выделенные на принципе контрастного изменения рН, а также испарительный. В основном действие барьеров изучено применительно к гипергенным процессам. Относительно их наличия в недрах гидротермальных систем данных значительно меньше. Кроме барьеров со специфичным действием в земной коре, выделяются комплексные, когда концентрация химических элементов обусловлена несколькими процессами.

Комплексным, на наш взгляд, является и геохимический барьер жидкость-пар, формирующийся на границах ПДС. Эффективность его обусловлена рядом факторов. Во-первых, это резкое изменение плотности и структуры раствора на границе жидкость—пар, что обуславливает различную растворяющую способность флюида по разные стороны барьера. Вероятно, при наличии потока флюида это является одним из наиболее эффективных факторов осаждения вещества. Во-вторых, кипение раствора, сопровождающееся отделением кислотных газовых компонентов в пар, приводят к возрастанию щелочности раствора. Происходит дифференциация флюида по кислотности-щелочности. И, в-третьих, возрастание концентрации растворов за счет испарения (кипения) на границе способствует более интенсивной дегазации из-за высаливания. В определенной мере этот

барьер также можно отнести и к испарительному, обычно реализующемуся в гипергенных условиях.

Необходимо различать барьеры жидкость—пар, формирующиеся при кипении раствора на нижней границе ПДС, при конденсации пара на верхней границе и на боковых границах, где, по-видимому, кипение и конденсация равнозначны [75]. Исследование же явлений на границе раздела фаз флюида в гидротермальных системах практически не проводилось. Динамика перемещения самой границы и массообмен на ней изучались методом математического моделирования [57, 238]. В связи с изложенным, мы предлагаем экспериментальную модель геохимического барьера жидкость—пар.

Эндогенные процессы протекают при тех или иных значениях градиентов температуры и давления. Воспроизведение в экспериментальных моделях градиентов давления на сегодня связано с почти неразрешимыми трудностями. Однако градиенты температуры получать достаточно легко. Создана термоградиентная колонка в изобарических условиях, в разрезе которой реализуется геохимический барьер жидкость—пар. Для этого использовался реактор с охлаждаемым затвором сверху и нагреваемым нижним концом. Вдоль него создавалось распределение температуры, аппроксимируемое уравнением параболы с двумя коэффициентами. Перепад температуры вдоль колонки составлял 300°C при максимальной температуре 500°C внизу и минимальной 200°C сверху.

Для формирования геохимического барьера жидкость—пар в исследуемой колонке с водным флюидом необходимо, чтобы на определенной высоте создавались термодинамические условия, соответствующие кривой кипения воды. Это достигалось тем, что в системе задавалось давление 19,2 МПа. При заданном термоградиенте на изотерме 364° С образуется фазовый переход жидкость—пар. Исследуемая шихта в виде порошка гранитного стекла с составом SiO_2 75,3 мас.%, Al_2O_3 12,85, K_2O 8,74, Na_2O 1,54, ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$) 0,49, п.п.п. 0,56 мас.% запресовывалась в платиновую ампулу и заливалась либо водой-бидистиллятом, либо 10%-ным раствором HCl . После этого ампула заваривалась и помещалась в реактор, в котором сначала поднималось давление, а затем температура. В отдельных опытах с чисто водным флюидом шихта активировалась изотопом ^{110}Ag и ^{195}Au

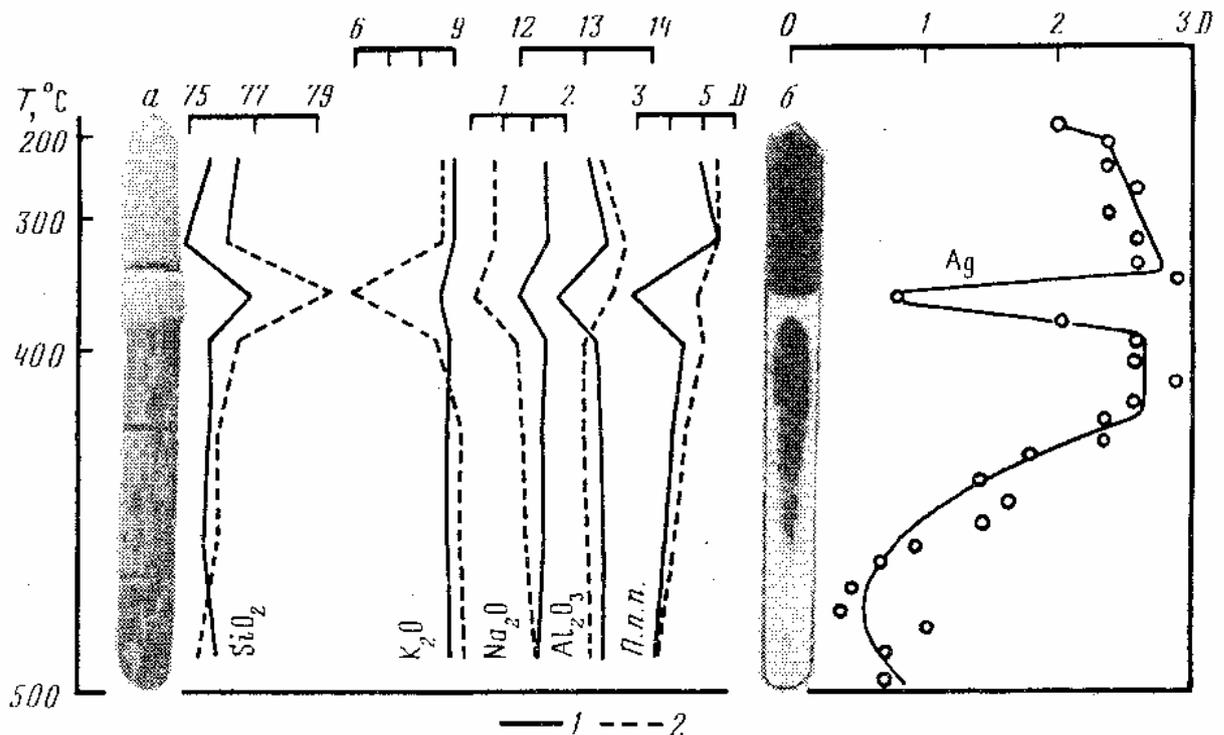


Рис. 48. Распределение компонентов в экспериментальной термоградиентной колонке с геохимическим барьером жидкость-пар (*a* - внешний вид колонки после опыта, *б* - автордиография с образца, содержащего ^{110}Ag)

1, 2 — графики содержаний компонентов вдоль колонки: *1* — с водным и *2* — с водно-хлоридным кислым флюидом; *D* — относительная концентрация изотопа серебра

Al_2O_3 и щелочей, что, вероятно, объясняется не их выносом, а привносом SiO_2 . Поэтому снижение их доли в породе относительно. Для серебра отмечается общая тенденция к выносу из высокотемпературных зон и отложение в низкотемпературных. Зона геохимического барьера отличается глубоким минимумом содержания Ag , что видно на второрадиографии. Вероятно, серебро, вынесенное из зоны геохимического барьера, осаждается непосредственно за ним в области жидкой воды.

Оценка содержания воды в колонке с помощью измерения потерь при прокаливании показывает общую тенденцию к увеличению ее количества в алюмосиликатной матрице в низкотемпературных зонах, которая обычно усиливается с увеличением длительности эксперимента. Зона же геохимического барьера характеризуется резким минимумом содержания H_2O в системе с водным флюидом и слабо выраженным минимумом в системе с водно-хлоридным флюидом. Объясняется это тем, что на геохимическом барьере кристаллизуются такие безводные минералы, как кварц и адуляр; но в системе с водным флюидом раскристаллизация привнесенного кремнезема идет интенсивнее, а в системе с водно-хлоридным кислым раствором большая часть SiO_2 остается в аморфной водосодержащей форме. Вся остальная часть колонки практически нераскристаллизована, за исключением самой высокотемпературной. Здесь фиксируется метастабильная фаза, названная гидросанидином [291]. Изучение распределения золота с помощью радиоизотопов показало его индифферентность в условиях термоградиентного эксперимента. Видимо, продолжительность этих опытов недостаточна. Для изучения перераспределения Au необходимы длительные эксперименты с достижением полной перекристаллизации исходного материала.

Проведены аналогичные опыты в термоградиентной колонке без геохимического барьера, что достигалось путем увеличения давления до 50 и 100 МПа. В этом случае чисто водная гидротермальная система находится по давлению в закритической области и переход от зоны жидкой воды к зоне закритического пара происходит постепенно, без скачкообразного изменения свойств флюида. Молекулярная структура воды характеризуется постепенным разрушением льдоподобных ассоциатов от низкотемпературных к высокотемпературным частям градиентной системы. Иллюстрацией такого перехода является двухмерная модель состояния воды в монографии Ф. Смита [207]. Распределение петрогенных компонентов при давлении 100 МПа абсолютно равномерно, что не означает отсутствие мас-сопереноса, который в данном случае происходит изохимически. Аморфная алюмосиликатная масса "конгруэнтно" растворяется во флюиде в высокотемпературной зоне и также без дифференциации осаждается при температурах 350-270°C: образуется множество аморфных шариков алюмо-силикатного вещества наподобие аллюфана с идентичным основной массе химическим составом. При давлении водного флюида 50 МПа наблюдается вынос кремнезема из зоны 400° С и отложение в наиболее высокотемпературной части колонки в виде кристобалитовой жилы. Это явление объясняется данными по растворимости кварца в воде [277], согласно которым максимум растворимости при 500 бар наблюдается при температурах около 400° С. Соседние низко- и высокотемпературные зоны характеризуются меньшей растворимостью SiO_2 . Изменение содержания кремнезема в матрице достигает 2 мас. % от исходного, как в сторону понижения, так и в сторону повышения, что при соотношении вода—порода, равном 1/10, может быть объяснено только наличием интенсивной конвекции.

Поведение серебра при отсутствии геохимического барьера подчиняется уже упомянутой тенденции выноса в низкотемпературные зоны, но без минимума, соответствующего зоне барьера. Золото в этих случаях ведет себя индифферентно.

Такое различие в поведении серебра и золота побудило поставить серию экспериментов по изучению возможности мобилизации этих элементов из породы флюидами различного состава. Для опытов использовались стекла из щелочного оливинового базальта с 47,55 мас.% SiO_2 , упомянутое выше гранитное стекло и стекло, приготовленное оглавлением этих стекол в соотношении 1:1. При плавлении в них внесены серебро и золото в кларковых количествах, меченные соответственно изотопами ^{110}Ag и ^{195}Au . Выпиленные из полученных образцов кубики с размерами приблизительно 6X6X6 мм помещались в платиновые ампулы, засыпались дробленой шихтой того же состава и заливались одним из следующих растворов: H_2O ; 10%-ный раствор HCl в воде; 3,2%-ный раствор NaCl в воде (модель морской воды по [254]); 1%-ный раствор NaOH и 2%-ный раствор H_2S в воде. Сероводород синтезировался непосредственно в ампуле в ходе опыта из стехиометрических количеств элементарной серы и металлического алюминия в реакции с водой. Соотношение твердой навески и раствора в опытах составляло 10 : 1. После такой подготовки ампула заваривалась и помещалась в автоклав с водой. Коэффициент заполнения составлял 0,52, давление в автоклаве при температуре опыта 500°C 100 МПа. При заданных условиях эксперимент выдерживался 100 ч, после чего производилась закалка.

После опытов в большинстве случаев кубик стекла оказывался почти полностью гидратированным, и лишь иногда, в кубиках несколько больших по размеру, в центральной части оставалось ядро неизменного стекла. В кислых и средних стеклах в результате гидратации практически не происходит минеральных преобразований, за исключением наиболее переработанной краевой части. Базальтовое стекло при гидратации почти полностью переходит в монтмориллонит. Также преобразуется и засыпка из порошка. В опытах с H_2S в базальтовом стекле отмечаются вкрапленность сульфида железа (пирит), гидробиотит, возможно, амфибол и примесь плагиоклаза. Мощность наиболее измененных краевых зон составляет доли миллиметра. Минеральный состав здесь не идентифицирован. Кислое стекло подвергается интенсивному изменению в краевых частях в растворах NaOH и HCl .

Во всех опытах независимо от состава силикатной матрицы и состава флюида серебро практически полностью выносится из гидратированной части (рис. 49). По автораддиографиям видно, что фронт гидратации, движущийся к центру, сильно обеднен серебром. Количественных данных по скорости диффузии серебра получить не удалось, но визуальная оценка по ширине обедненной зоны позволяет говорить о ее высоких значениях независимо от состава матрицы и степени переработки вещества.

Золото слабо реагирует на гидратацию силикатной матрицы и практически не выщелачивается из нее. Отмечается его вынос лишь из полностью переработанных и перекристаллизованных краевых частей образца (рис. 49). В массе гидратированного базальтового стекла отмечается частичное перераспределение золота, которое подчеркивает флюидалную текстуру стекла, приобретенную при плавлении и закалке. Формирование флюидалной текстуры обусловлено неравномерным окислением железа при течении расплава на воздухе и формированием микрослоев с различной степенью окисленности. Вероятно, золото в процессе гидротермальной обработки стекла декорирует эти микрослои, подчеркивая флюидалность. В негидратированных частях образца золото более или менее распределено равномерно (рис. 49). Декорирование микрослоев стекла с различной степенью окисленности позволяет предполагать чувствительность золота к активности кислорода в таких системах.

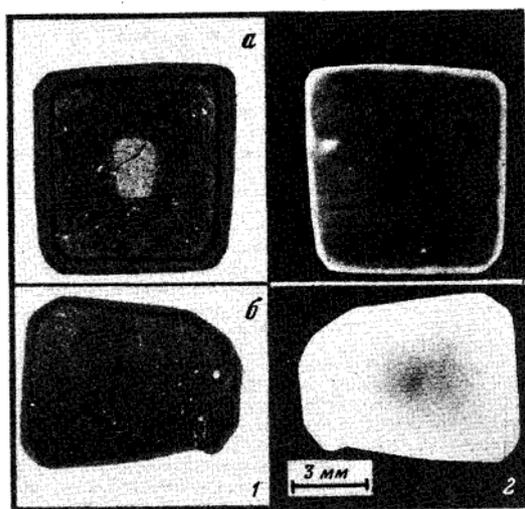


Рис. 49. Выщелачивание Au (а) и Ag (б) гидротермальным флюидом при гидратации в автоклаве образцов базальтовых стекол
1 — фотографии аншлифов; 2 — автордиографии с них (пояснения см. в тексте)

Такое различие в выщелачиваемости серебра и золота в гидротермальных условиях из горных пород, вероятно, и объясняет их неодинаковое распределение в опытах в термоградиентных условиях и в опытах по моделированию геохимического барьера жидкость—пар. Вероятно, в природных условиях подвижность Au и Ag при гидротермальном изменении вулканогенных пород, содержащих большое количество природных стекол, также неодинакова. В первую очередь из пород будет выщелачиваться и мобилизовываться серебро, даже при слабых изменениях породы. Золото перейдет в гидротермальный раствор при полной переработке и перекристаллизации исходной породы.

Таким образом, геохимический барьер жидкость-пар в кислых вулканогенных породах осаждает кремнезем, отличается аномальным поведением серебра и, возможно, щелочей. Серебро выщелачивается непосредственно с фазовой границы флюида, накапливается в жидком растворе и осаждается в породе, по-видимому, вследствие пересыщения раствора. На барьере возможна кристаллизация ассоциации кварц-адуляр.

2.4.3. Пародоминирующая система Паужетского месторождения термальных вод.

Возможность существования зон кипения в недрах Паужетского месторождения на основе изучения метасоматических преобразований пород предполагала С.И. Набоко [144]. По нашим представлениям, в разрезе месторождения до начала его эксплуатации существовала современная ПДС. К этому выводу мы пришли, анализируя гидрогеотермический разрез района Верхнего термального поля, описанный в работе [170].

Профиль ПДС (рис. 50) построен с использованием графического метода, предложенного в работе [75]. Суть его заключается в следующем. Принимается, что давление в системе распределяется по гидростатическому закону и возрастает с глубиной на 0,1 кг/м. За точку отсчета берется пьезометрический уровень. Поскольку диаграммы состояния многокомпонентных систем, каковыми являются гидротермальные растворы, слабо изучены, то для построений использована P - T -диаграмма чистой воды, исходя из соображений, что минерализация Паужетских гидротерм низка. Имея P - T -диаграмму, наносим на нее кривые распределения температуры по различным вертикальным сечениям месторождения, которые пересекают на диаграмме кривую фазового равновесия

жидкость-пар. Проекция точек пересечения на разрез месторождения дает контур пародоминирующего резервуара, на границе которого находится жидкая вода в равновесии с насыщенным паром, а в центральных частях — перегретый пар. Естественно, что такой метод пригоден для построения моделей систем, гидродинамически открытых на поверхность. Для систем закрытых, где давление может возрастать в результате "автоклавного" эффекта либо определяться литостатическим давлением, такие модели неправомерны. Давление в замкнутых и протяженных на глубину системах будет также подчиняться гидростатическому закону, но абсолютная величина определяется температурой и литостатическим давлением.

Профиль ПДС на разрезе в районе Верхнего термального поля представляет собой удлиненную в горизонтальном направлении плоскость, нижняя граница которой находится на глубине 120—130 м от поверхности земли (см. рис. 50). Граница северо-западного фланга расположена почти вертикально в зоне разлома и проходит между скв. Р-1 и К-16. Приближаясь к поверхности, она приобретает почти горизонтальное положение и у скв. К-14 смыкается с изотермой 100°С и пьезометрическим уровнем термальных вод. Аналогичная точка смыкания имеется и на юго-восточном фланге разреза.

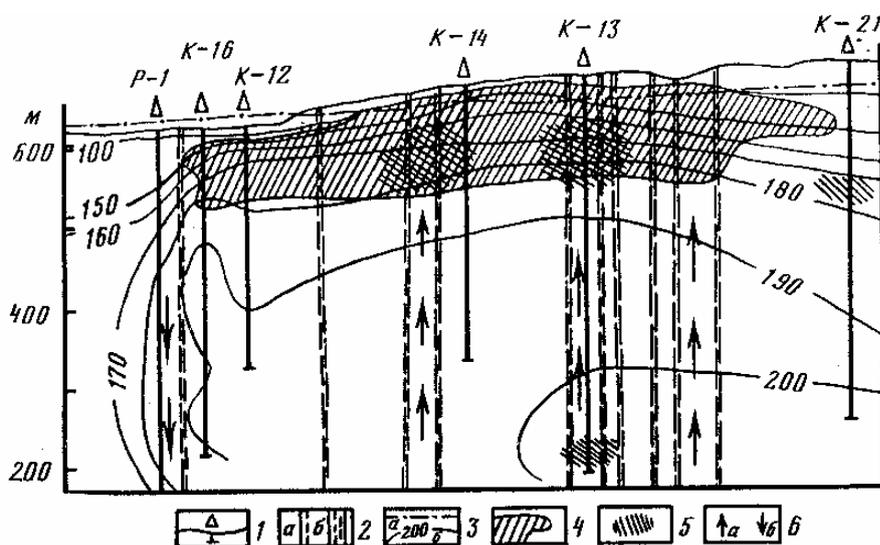


Рис. 50. Разрез через ПДС Верхнего термального поля в направлении СЗ-ЮВ
Условные обозначения к рис. 50, 51, 53

1 — скважины; 2 — разломы (д) и зоны разломов (б); 3 — пьезометрический уровень термальных вод (а) и изотермы, °С (б); 4 — пародоминирующие зоны; 5 — минералогические ассоциации, которые соответствуют зонам пародоминирующего режима, существовавшего ранее; 6 — направление восходящего потока гидротерм (а) и нисходящего потока метеорных и охлажденных термальных вод (б)

Между этими двумя точками верхняя граница ПДС проходит по изотерме 100° С, выше которой находится зона поровых конденсатных вод. Пьезометрический уровень термальных вод находится низко, углубляясь между скв. К-14 и К-13 ниже изотермы 150°С. Это обстоятельство свидетельствует о высокой степени перегретости пара в зоне ПДС и о его низкой плотности. Поперечный разрез через скв. К-6, -17, -16, -9 и -19 (рис. 51), построенный по гидрогеотермическим данным упоминаемой выше работы, показывает, что наиболее высокотемпературная зона на северо-западном фланге ПДС смещена в северо-восточном направлении. Это отражается в распространении зоны пара на несколько большую глубину и в выходе изотермы 100° С практически на поверхность в районе источника Парящего и скв. К-17. Профили ПДС на взаимопересекающихся разрезах, геолого-петрографические и геохимические данные по исследованным

скважинам позволили построить предполагаемый контур парового резервуара в плане (рис. 52), в центральной части которого располагается Верхнее термальное поле. Граница раздела двух фаз флюида, оконтуривающая ПДС, представляет собой геохимический барьер, на котором осаждается растворенное вещество. Наличие потока на барьере является необходимым условием для минералообразования. Минералообразование на барьере происходит вследствие выкипания растворителя и пересыщения раствора в относительно маломощной приграничной зоне. Геологические же процессы, рассмотренные ниже, охватывают толщу значительной мощности, что может являться следствием миграции граница жидкость—пар, обусловленной эволюцией теплового поля, поля давлений и концентрации раствора. Все эти параметры, в свою очередь, существенно зависят от эволюции геологической структуры.

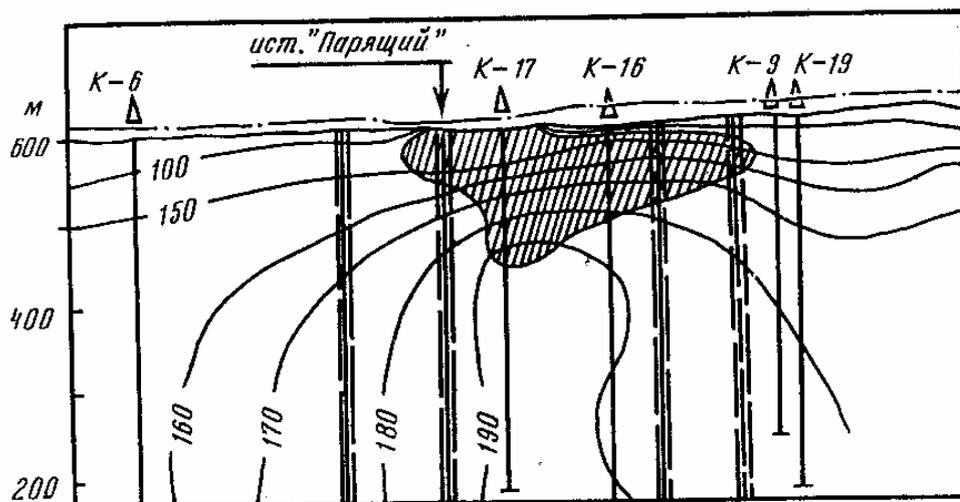


Рис. 51. Разрез через ПОДС Верхнего термального поля в направлении ЮЗ-СВ. Условные обозначения см. на рис. 50

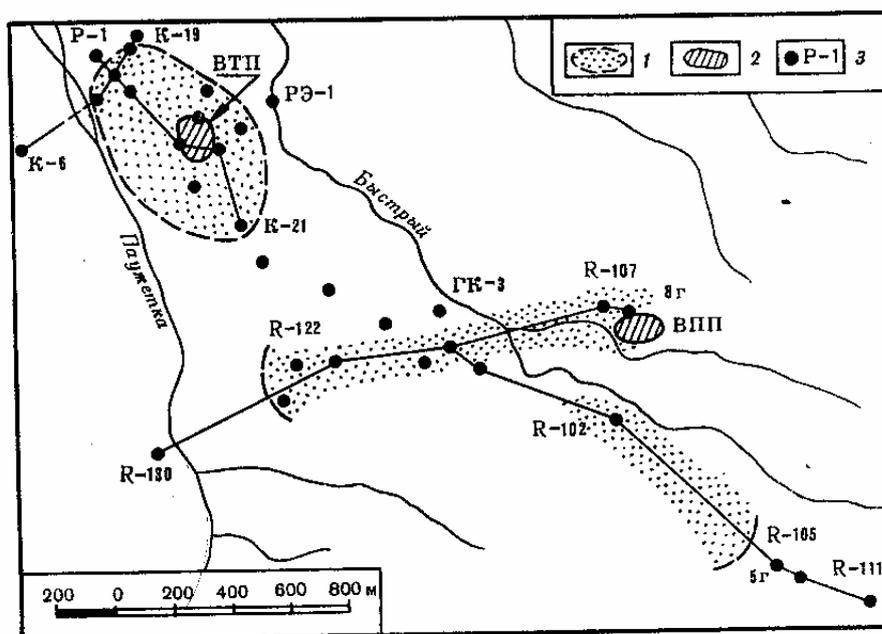


Рис. 52. План Паужетского месторождения парогидротерм
1 — площади предполагаемого распространения зон парового состояния флюида на глубине; 2 — термальные поля; 3 — скважины и их номера

Представленный разрез (см. рис. 50) пересекает центральную часть Паужетского месторождения в районе Верхнего термального поля, геоморфологически выраженного купольной структурой. Мы детально проанализировали данные по скв К-14, К-13, К-20 с выходом на фланги — к скв. К-21 и Р-1. Характеристика геологического строения, стратиграфии и литологии дана в гл. 1, поэтому здесь коснемся этих вопросов лишь в меру необходимости.

Прогнозируемая область кипения гидротермального раствора приурочена к глубинам 25—125 м от поверхности. Рассмотрим особенности геологического строения и состава вторичной минерализации, которые могут свидетельствовать о наличии здесь зоны кипения гидротерм, В скв. К-13 в интервале 80- 150м псефитовые и агломератовые туфы интенсивно окварцованы. Обломки туфов замещены тонкокристаллическим равномерном-зернистым (от 0,007—0,008 до 0,01 мм) кварцем.

В этом интервале выделяется подзона полного замещения всех обломков криптокристаллическим кварцем, вплоть до образования монокварцитов (80—120 м). Криптокристаллическая структура свидетельствует о быстром осаждении кремнезема из раствора в виде геля, что возможно при интенсивном кипении и быстром пересыщении гидротермального раствора. Гель в дальнейшем кристаллизуется в метаколлоидный кварц, Предполагается, что его образование происходит на границе жидкость—пар, являющейся геохимическим барьером.

Явление осаждения метаколлоидного кварца на границе ПДС, вероятно, способствует "самозапечиванию" системы и возрастанию давления в ней, что может привести впоследствии к взрывному разрушению образовавшейся пробки, резкому падению давления с интенсивной "продувкой" тектонического нарушения паровым флюидом. В интервале 120—150 м сохранились отдельные фрагменты плагиоклазов и сколков лав андезитов, а также некоторые вторичные минералы (альбит, кварц, халцедон). Окварцевание наблюдается и в интервале! 50-80 м. В интервале 80—120 м кварц ассоциирует лишь с адуляром в отдельных прожилках—линзах. Другие вторичные минералы выполняют исключительно мелкие пустоты выщелачивания, обрастают их стенки [170].

Для верхней подзоны окварцевания характерно механическое вымывание туфового материала в виде суспензии, а также выщелачивание. Общая пористость здесь достигает 35—40%. Возможно, диспергирование и вымывание туфового материала с низкой прочностью связаны именно с упомянутым здесь механизмом "продувки" при разрушении пробки samozапечиванной системы. Породы всего интервала окварцевания (50—150 м) представляют собой взрывные гидротермальные брекчии (слабо сглаженные обломки туфа размером до 100-150 мм заключены в гидротермальный цемент), а также испытали микробрекчирование: дробление фрагментов породы на остроугольные сколки с поворотом их относительно друг друга и перемещением. Участки дробления в целом изометричной формы диаметром 0,01-0,6 мм расположены цепочками, связаны между собой переходными зонами трещиноватости. Дробление происходило как в процессе окварцевания, так и после него, но, возможно, и предшествовало ему. Инициация гидротермального взрыва могла произойти в результате тектонической подвижки. Максимально брекчированы окварцованные туфы верхней подзоны (80-120 м). Здесь же отмечено псевдо-брекчирование — сглаживание и замещение обломков туфа за счет метасоматических процессов.

Таким образом, для зоны кипения гидротермальных растворов характерны: 1) выпадение метаколлоидного кварца и полное замещение им первичного субстрата; 2) механическое разрушение, вымывание и выщелачивание ранее образованных вторичных минералов, что приводит к формированию высокопористой кавернозной породы с общей пористостью более 10%; 3) взрывное гидротермальное, микро-и метасоматическое брекчирование.

В разрезе скв. К-14 также отмечаются отложение метколлоидного кварца, выщелачивание и микробрекчирование, но область интенсивного проявления этих процессов сдвинута в зону тектонического нарушения. В разрезах других соседних скважин эти процессы более локализованы (скв. К-20, К-21) — картируются отдельные прослои и линзы криптокрис-таллического кварца, цепочки микроструктур разрушения.

Участок Верхнего термального поля, по которому пробурены скв. К-13 и К-14, выделяется в отдельный блок, испытавший поднятие в новейшее время, что подтверждается морфометрическими, литологическими и структурными данными. В результате поднятия частично эродированы отложения верхнепаужетской подсвиты. Наличие двух четких подзон окварцевания свидетельствует либо о пульсационном характере протекания процессов, либо о тектоническом Поднятии блока за короткое время (в верхнепаужетский, и остверэнепаужетский периоды), либо, что вероятнее, о том и другом одновременно.

Таким образом, в новейшее время в районе Верхнего термального поля Паужетского месторождения парогидротерм в интервале 25—150 м предполагается наличие пародоминирующей зоны. Предположение сделано на основе гидрогеотермических данных и подтверждается геолого-петрографическими наблюдениями по керну скв. К-13 и К-14, вскрывших тектонический блок пород. Кроме того (по устному сообщению В.А. Ямпольского), при бурении скв. РЭ-5 на площади термального поля произошел сильный выброс сухого пара, что также в некоторой степени свидетельствует о наличии на глубине зоны парового флюида. По-видимому, активно действующая ПДС не имеет широкого площадного распространения и локализована в тектонически подвижном блоке — скорее всего, в Полосе трещинно-брекчиевого ограничения блока и во внутриблоковых разломах. Интенсивное кипение растворов идет и в бескерновой скважине РЭ-6, пройденной также в зоне ограничения тектонического блока.

Происходящие здесь процессы (выпадение кремнезема, выщелачивание, брекчирование) фиксируются и многократно усиливаются в данном блоке вследствие специфического структурного положения (центральная часть купольно-кольцевой структуры) и геодинамической активности. Вероятно, наличие незакольматированных ("живых") разломов обеспечивает поступление из глубин разогретых растворов, что, в свою очередь, определяет существование здесь положительной тепловой аномалии. Экзоконтактовые части тектонического блока разбурены скв. К-20, К-21 и Р-1. В кернах этих скважин отсутствуют такие яркие свидетельства наличия ПДС, как мощная зона дробления и криптокристаллического окварцевания, но отмечаются некоторые геохимические аномалии и минеральные новообразования, которые по аналогии с данными по скв. К-13, R-102, R-130 мы принимаем за свидетельство проявления пародоминирующего режима.

Аналогичная геологическая обстановка наблюдается в районе бурения

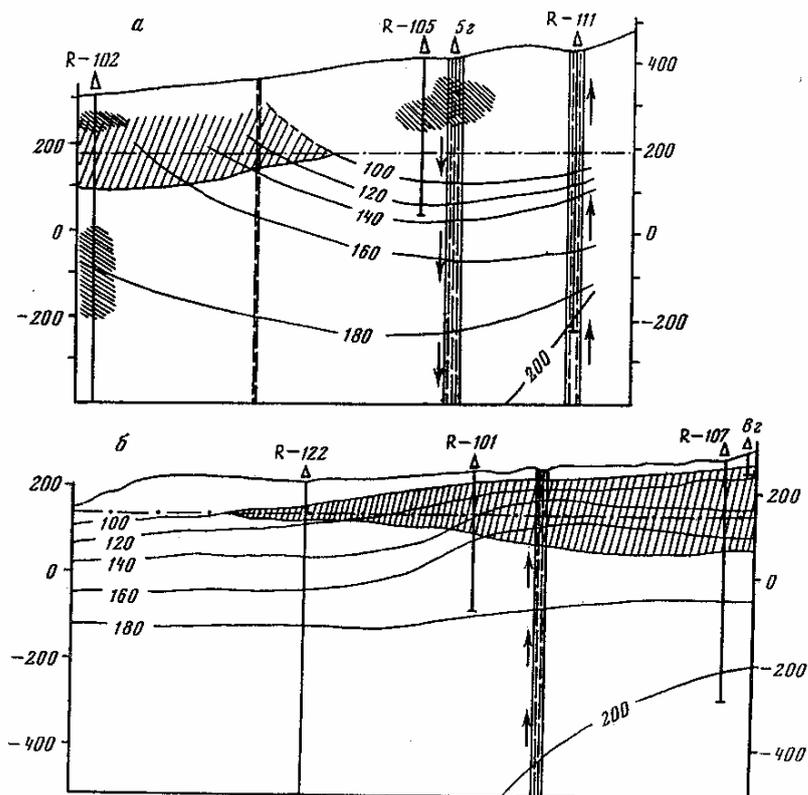


Рис. 53. Разрезы через Паужетское месторождение парагидротерм в направлении СЗ—ЮВ (а) и ЗЮЗ-ВСВ (б)
Условные обозначения см. на рис. 50.

скв. R-111 и 5г, где вскрыта приповерхностная зона (0-50 м и, возможно, глубже) интенсивного выщелачивания и окварцевания псефитовых туфов. Кавернозность (общая пористость) этих пород в среднем составляет 15—20%, на локальных участках — до 30—35% и выше. Каверны в поперечнике от менее 0,1 мм до 10-12 мм выстланы отдельными кристаллами и мелкими щетками новообразованных минералов. Нижняя граница зоны на глубине 45-55 м отмечена менее интенсивным окварцеванием, отсутствием каверн выщелачивания (пористость менее 3-5%) и интенсивной вкрапленностью кристаллов кальцита. Скв. R-111 и 5г пробурены в тектонических нарушениях, оконтуривающих поднятый в новейшее время блок. Амплитуда поднятия по относительному перемещению горизонтов пород составляет 100 м в западном секторе блока и 30—40 м в восточном. Анализ гидрогеотермических данных, полученных во время разведочного бурения, не подтверждает наличие в разрезе этих скважин современного пародиминирующего режима (рис. 53, а). ПДС здесь смещена в северо-западном направлении к скв. R-102. Отсутствие современной ПДС при существовании минералого-петрографических свидетельств предполагает изменение гидрогеологического режима, заключающееся в смене направления циркуляции гидротерм с восходящего на нисходящий, что привело к притоку холодных поверхностных вод и ликвидации паровой зоны.

Наличие ПДС по гидрогеотермии предполагается и в разрезах скв. R-122 -101 -107 и 8г (рис. 53, б), но минералого-геохимических данных, подтверждающих это, нет (кern скв. R-101 и R-107 не анализировался). Такое противоречие (в особенности по изученному разрезу R-122-8г) гидрогеотермических и вещественных свидетельств может, быть связано либо с несоответствием измеренных температур истинным температурам пород до бурения, либо с недостаточностью выработанных минералого-геохимических критериев распознавания зон парообразования. Первое связано с тем, что замеры температуры проводились в скважине, промытой буровым раствором и охлажденной, либо в выстоявшейся скважине, заполненной горячим раствором, поступившим из

нижних высокотемпературных горизонтов. Возможно, конвекция раствора в стволе скважины дает искаженную картину температурного режима пород в разрезе. Проблема корректности измерения температуры в скважинах с градиентом температуры, на наш взгляд, сегодня не решена, что не позволяет получать достоверное распределение температуры в разрезах современных гидротермальных систем.

Предполагаемые по гидрогетермическим данным зоны современного пародоминирующего режима вынесены на план месторождения (см. рис, 52). Первая из них локализована в районе Верхнего термального ноля и включает Южное термальное поле. Вторая широко обрамляет Вос-точно-Паужетское поле. ПДС Верхнего термального поля подтверждается петрографо-геохимическими данными по скв, К-13, К-14, К-20 и К-21. В разрезах второй (скв. R-102) имеются минералого-геохимические свидетельства существования более раннего пародоминирующего режима.

2.4.4. Некоторые геохимические аспекты эволюции ПДС Паужетского месторождения.

В эволюции гидротермальных систем с пародоминирующими резервуарами, вероятно, следует выделять несколько этапов. Первый - формирование региональной гидротермальной системы в осадочно-вулканогенных породах с локальными зонами высокой проницаемости и повышенной температуры. Вторым этапом - зарождение и развитие ПДС в проницаемых зонах, связанные с повышением температуры либо с изменением гидрогеологической обстановки. В свою очередь, это может быть связано со структурной эволюцией района или с такими процессами планетарного масштаба, как таяние ледников [288], Третьим этапом - отмирание ПДС, обусловленное понижением температуры в системе либо локальным повышением давления. И наконец, последний этап - отмирание всей гидротермальной системы вследствие прекращения вулканической деятельности в данном регионе.

Такая этапность предполагает и определенную схему эволюции минерального и геохимического преобразования пород. Прогрессирующее региональное температурное поле, связанное с вулканизмом, вызывает общий гидротермальный метаморфизм пород, заключающийся в пропи-литизации и приповерхностной аргиллизации и продолжающийся все время существования гидротермальной системы [69, 92]. В зонах повышенной проницаемости образуются локальные участки более интенсивной проработки с повышенной температурой и более интенсивным потоком гидротерм, являющиеся потенциальными ПДС. Возникающая ПДС формирует специфические минеральные ассоциации в паровых резервуарах [297], а также на геохимическом барьере (ГБ), ограничивающем ее.

В идеализированной схеме эволюции ПДС, вероятно, формирование минеральных парагенезисов будет выглядеть следующим образом. Зарождение ПДС происходит на локальном участке, где сразу же может возникнуть и геохимический барьер. Расширение объема приведет к прогрессивной миграции ГБ, минеральные ассоциации которого наложатся на породы, измененные гидротермальным метаморфизмом. Следом на эти ассоциации накладываются минеральные парагенезисы парового резервуара. При отступлении теплового фронта произойдет обратное перемещение границы жидкость—пар и соответственно меняется направленность метасоматических изменений пород.

Таким образом, породы области парового резервуара претерпевают сложные минеральные и геохимические преобразования. Глубина проработки и степень изменения их зависят от продолжительности существования ПДС и скорости миграции ее границ, являющихся ГБ. Однако еще раз необходимо упомянуть, что формирование ГБ может произойти лишь в зонах высокой проницаемости при наличии потока растворов. В

застойных и слабопроницаемых зонах могут фиксироваться лишь ассоциации пародоминирующего резервуара.

На каждом этапе развития, вероятно, должна существовать локально равновесная ассоциация минералов, которая определяет сегодняшний облик и химизм пород. Таким образом, в современной гидротермальной системе с паровым резервуаром можем выделить минеральные ассоциации, соответствующие региональной термобарогеохимической зональности, а также породы, сформированные на ГБ, и минеральные ассоциации собственно паровой зоны, наложенные на породы ГБ и регионального гидротермального метаморфизма. Разрезы скв. К-13 и К-14 наглядно иллюстрируют предложенную схему.

По гидрогеохимическим данным, ПДС существовала в районе Верхнего термального поля до начала и в первые годы разведки месторождения. Эксплуатация ГеоТЭС могла изменить гидрогеологический режим и температурное поле [96], поэтому прогнозировать ПДС на сегодняшний день затруднительно.

Мы детально проанализировали керн скв. К-13 (рис. 54). В распределении петрогенных компонентов в вертикальном разрезе выделены четыре зоны, отчетливо различающиеся по химическому составу (табл. 33). Сопоставление графиков распределения компонентов с разрезом месторождения (см. рис. 50) показывает, что нижняя часть колонки с более или менее равномерным распределением петрогенных и щелочных элементов находится в зоне жидких гидротермальных растворов и отражает состав пород, подвергнутых региональному гидротермальному метаморфизму. Вероятно, содержание SiO_2 в этой части колонки близко к исходному и соответствует породам андезито-дацитового состава, за исключением некоторых проб, не указанных на графике, близких к основным породам.

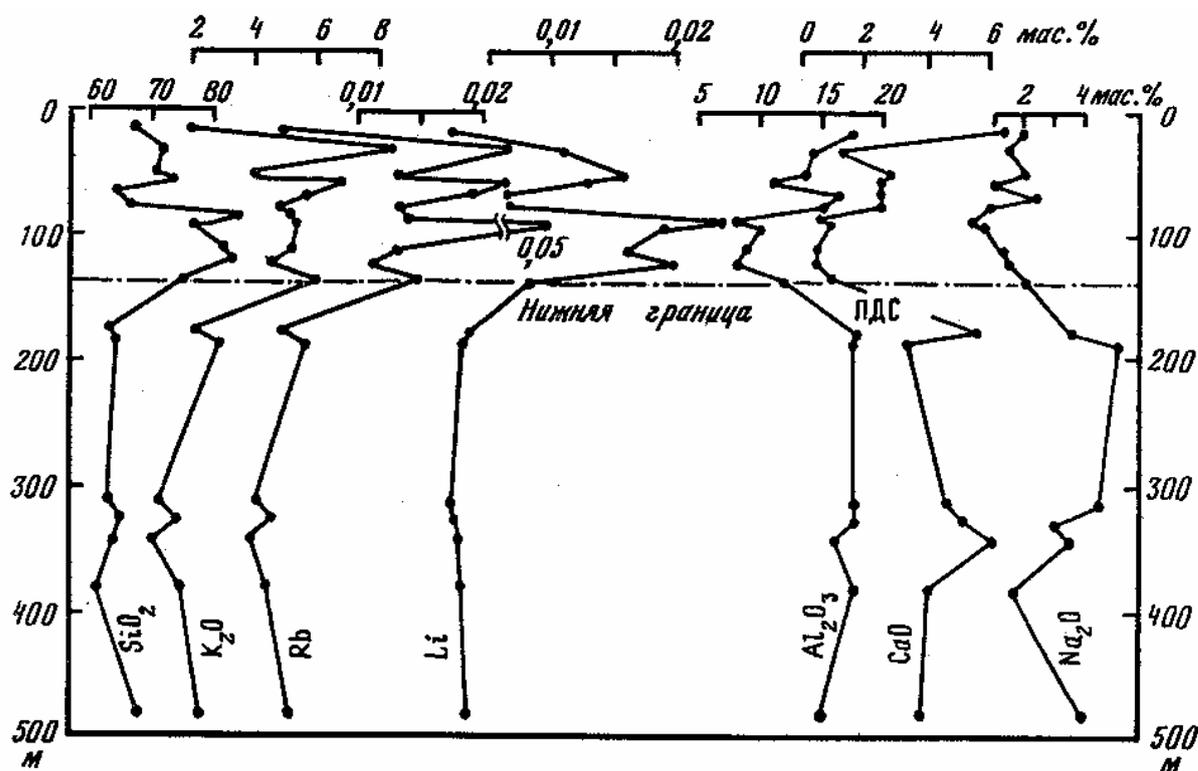


Рис. 54. Распределение петрогенных компонентов и редких щелочей в колонке скв. К-13
Аналитики: Т.В. Бобровская, Т.Д., Лахно (ИЗК СО РДН)

С глубины около 150 м вверх резко увеличивается содержание кремнезема в породе, что связано с отложением криптористаллического кварца на геохимическом барьере жидкость-пар. Максимум содержания SiO_2 отмечается на 80—125 м от поверхности. Выше по разрезу уменьшается количество SiO_2 с минимумом на 65—80 м, но

относительно нижней части колонки (глубже 150 м) кремнезема в породе существенно больше.

Содержание лития коррелируется с содержанием SiO_2 . Самая верхняя часть колонки представлена единственной пробой, состав которой не соответствует ни одной из рассмотренных частей разреза и отражает наименее измененные породы.

Общая тенденция в распределении K_2O и Rb сходна с таковой для SiO_2 и Li . Отличие заключается в том, что на глубине 50 м и выше для этих щелочных элементов отмечаются резкие максимумы, вероятно связанные с адуляризацией в зоне пара. Всей группе из этих четырех компонентов свойственно повышение содержаний в пределах ПДС. Содержание в Породе в зоне парового резервуара Al_2O_3 , CaO , Na_2O существенно снижается по сравнению с зоной жидких гидротерм. Вероятно, это снижение относительно и обусловлено привнесом в зону геохимического барьера SiO_2 и K_2O .

Таким образом, по поведению петрогенных компонентов и редких щелочных элементов в разрезе скважины выделяются четыре зоны, происхождение которых можно объяснить существованием и эволюцией ПДС с геохимическим барьером на границе жидкость-пар. Первая зона выделяется ниже уровня 150 м и соответствует области жидких гидротермальных растворов, где породы подвергаются региональному гидротермальному метаморфизму. Вторая зона с высоким (до 85%) содержанием SiO_2 находится выше 150 м и является продуктом наложения на породы геохимического барьера. Исходя из соображения, что зарождение ПДС произошло с приповерхностных горизонтов, предположим, что скорость миграции ГБ вначале была высокой и постепенно замедлялась, что фиксируется увеличением содержания SiO_2 сверху вниз в зоне ПДС. Некоторые минимумы содержания кремнезема в разрезе ПДС возможны при скачкообразном перемещении ГБ в результате неотектонических подвижек и резкого изменения гидрогеологических условий. Третья зона находится в пределах второй и выражается пониженным содержанием SiO_2 относительно нее. Вероятно, здесь наиболее полно должны найти свое отражение минеральные парагенезисы паровой зоны. Четвертый интервал, как уже упоминалось, представлен одной (самой верхней в разрезе) пробой и является зоной наименьших гидротермальных изменений.

Таблица 33
Содержание макро- и микрокомпонентов (в мас. %) в породе по разрезу скв. К-13

Номер пробы	Глубина отбора, м	Содержание макрокомпонентов (в мас. %)					Содержание микрокомпонентов (в мас. %)						
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻
К-13/1	5	66,68	0,42	17,50	2,80	0,80	0,08	1,30	6,49	1,94	1,98	0,07	2,50
К-13/2	21	63,37	0,63	17,52	4,01	1,56	0,14	1,68	6,49	3,12	1,48	0,10	1,72
К-13/2а	21	58,67	0,77	17,83	2,67	4,90	0,15	3,12	7,22	3,64	1,02	0,15	0,18
К-13/3а	36	71,93	0,29	14,27	1,37	0,67	0,02	0,22	1,21	1,53	8,49	0,04	0,24
К-13/3	40	79,30	0,30	9,77	1,45	1,37	0,06	0,96	2,41	0,93	3,44	0,13	0,44
К-13/4	50	71,37	0,45	13,81	2,22	2,03	0,09	1,24	2,82	2,05	3,92	0,09	0,40
К-13/5	54	71,08	0,21	12,75	0,95	0,66	0,03	0,14	4,26	0,91	9,02	0,03	0,48
К-13/6	56	73,57	0,38	11,03	3,02	0,78	0,03	0,77	2,48	1,00	6,93	0,11	0,28
К-13/7	62	76,68	0,32	12,44	1,38	1,19	0,03	0,72	0,56	0,48	8,71	0,10	0,30
К-13/8	65	64,05	0,67	16,60	3,56	2,70	0,10	1,65	2,48	2,45	5,73	0,14	0,17
К-13/9	72	65,48	0,67	15,93	2,89	3,02	0,14	1,98	2,81	2,07	4,96	0,13	0,27
К-13/10	74	66,50	0,67	15,11	3,78	2,51	0,14	2,08	2,55	1,86	4,79	0,15	0,43
К-13/11	76	70,06	0,51	14,42	2,31	1,82	0,08	1,14	3,63	1,27	4,75	0,10	0,50
К-13/12	78	83,40	0,24	7,87	0,83	0,80	0,03	0,36	0,76	0,41	5,30	0,05	0,15
К-13/13	81	63,26	0,48	15,12	4,39	1,50	0,08	1,25	2,48	1,62	6,73	0,12	0,30
К-13/14а	85	83,63	0,21	8,12	0,64	1,07	0,04	0,33	0,45	0,32	5,19	0,05	0,15
К-13/14к	85	82,92	0,20	8,77	0,66	1,02	0,04	0,46	0,48	0,45	5,00	0,04	0,25
К-13/15	87	82,22	0,26	8,79	0,77	0,99	0,33	0,38	0,52	0,20	5,84	0,05	0,14
К-13/16	89	76,11	0,43	10,37	2,52	1,95	0,09	1,45	0,94	0,74	5,39	0,09	0,32
К-13/17	94	85,00	0,20	6,50	0,63	0,77	0,03	1,99	0,54	0,20	4,13	0,04	0,28
К-13/19	109	85,43	0,18	6,96	0,81	0,74	0,03	0,39	0,49	0,98	3,99	0,07	0,36
К-13/20	111	81,56	0,24	8,92	0,58	1,12	0,05	0,51	0,45	1,35	5,22	0,07	0,18
К-13/21	114	77,29	0,30	10,72	1,31	0,99	0,05	0,69	0,53	1,56	6,56	0,09	0,18
К-13/22	118	83,08	0,20	8,17	0,54	1,02	0,03	0,44	0,41	1,47	4,64	0,06	0,32
К-13/23	120	80,12	0,28	9,80	0,75	1,15	0,04	0,61	0,57	1,86	4,81	0,08	0,16
К-13/24	123	81,02	0,21	9,39	0,83	0,82	0,04	0,54	0,55	2,21	4,39	0,06	0,36
К-13/25	127	75,74	0,29	12,08	1,02	1,03	0,05	0,59	0,89	3,13	5,20	0,08	0,23
К-13/26	132	74,97	0,37	12,11	1,04	1,54	0,07	0,84	0,88	2,04	6,13	0,09	0,31
К-13/27	175	63,69	0,53	17,99	2,79	1,86	0,12	1,67	5,65	3,53	2,17	0,14	0,84
К-13/28	182	64,33	0,50	17,75	1,73	2,59	0,11	1,48	3,36	5,14	2,97	0,13	0,30
К-13/29	310	63,39	0,67	17,77	3,21	2,68	0,13	2,12	4,67	4,38	0,99	0,20	0,49
К-13/20	313	65,98	0,55	17,05	2,25	3,02	0,10	1,53	4,98	2,96	1,59	0,09	0,50
К-13/31	317	67,53	0,54	15,78	2,34	2,88	0,11	1,66	5,33	2,84	0,99	0,11	0,69
К-13/32	322	65,02	0,57	17,93	2,18	2,87	0,10	1,55	5,16	2,99	1,64	0,11	0,54
К-13/33	327	62,31	0,62	19,25	2,27	3,66	0,12	2,13	4,32	2,96	2,36	0,11	0,39
К-13/33а	344	64,34	0,68	16,32	2,50	3,15	0,16	2,38	6,09	3,55	0,83	0,19	0,68
К-13/33б	352	63,90	0,67	16,77	2,77	2,73	0,14	2,09	5,01	3,86	2,06	0,19	0,63
К-13/33в	375	52,47	0,98	20,31	5,83	4,95	0,19	3,37	7,20	2,98	1,72	0,17	0,66
К-13/33г	375	61,67	0,90	17,99	4,18	4,87	0,14	2,86	4,10	1,48	1,83	0,17	1,03
К-13/34	475	68,12	0,45	15,42	1,62	2,59	0,09	1,36	3,86	4,05	2,44	0,11	0,22

Примечание. Анализы выполнены в Институте земной коры СО РАН (аналитик Т. Бобровская) и в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (Li, Rb) (аналитик М.Н. Уфимцева).

Таблица 33 (окончание)

Номер пробы	Глубина отбора, м	П.п.п.	$S_{\text{общ}}$	С у м м а	Li	Rb
К-13/1	5	7,06	0,07	99,41	0,0018	0,0039
К-13/2	21	4,34	0,01	99,76	0,0019	0,0036
К-13/2а	21	1,69	Не обн.	99,59	0,0009	0,0048
К-13/3а	36	0,89	0,47	99,77	0,0110	0,0220
К-13/3	40	2,07	0,05	99,33	0,0200	0,0110
К-13/4	50	1,44	0,24	99,92	0,0160	0,0130
К-13/5	54	1,56	0,16	99,49	0,0086	0,0260
К-13/6	56	3,00	0,91	99,96	0,0130	0,0220
К-13/7	62	0,93	0,24	99,69	0,0170	0,0280
К-13/8	65	2,35	0,50	100,16	0,0065	0,0190
К-13/9	72	2,39	0,33	99,80	0,0047	0,0140
К-13/10	74	2,85	0,55	99,95	0,0068	0,0130
К-13/11	76	4,18	0,38	99,81	0,0061	0,0130
К-13/12	78	0,67	0,07	99,46	0,0270	0,0160
К-13/13	81	2,77	1,00	99,67	0,0120	0,0200
К-13/14з	85	0,81	0,28	99,82	0,0240	0,0140
К-13/14к	85	1,00	0,14	99,48	0,0240	0,0130
К-13/15	87	0,66	0,07	99,89	0,0230	0,0160
К-13/16	89	2,15	0,52	100,00	0,0190	0,0500
К-13/17	94	0,75	0,09	100,35	0,0260	0,0100
К-13/19	109	0,78	0,07	99,72	0,0230	0,0097
К-13/20	111	0,98	0,24	99,58	0,0160	0,0130
К-13/21	114	1,14	0,16	99,49	0,0130	0,0170
К-13/22	118	0,80	0,06	99,72	0,0200	0,0110
К-13/23	120	1,12	0,06	99,34	0,0130	0,0110
К-13/24	123	1,08	Не обн.	99,50	0,0160	0,0100
К-13/25	127	0,96	0,11	99,51	0,0092	0,0110
К-13/26	132	1,05	0,11	99,40	0,0082	0,0150
К-13/27	175	5,64	2,14	100,50	0,0035	0,0039
К-13/28	182	1,76	0,16	99,54	0,0031	0,0060
К-13/29	310	5,28	0,25	99,66	0,0023	0,0020
К-13/30	313	5,75	0,14	99,46	0,0035	0,0038
К-13/31	317	5,68	Не обн.	99,30	0,0026	0,0017
К-13/32	322	5,66	0,07	100,09	0,0025	0,0031
К-13/33	327	5,00	Не обн.	100,03	0,0042	0,0076
К-13/33а	344	6,36	"	100,26	0,0030	0,0014
К-13/33б	352	5,27	0,07	100,10	0,0031	0,0045
К-13/33в	375	8,45	2,79	101,70	0,0026	0,0024
К-13/33г	375	6,87	Не обн.	99,53	0,0032	0,0028
К-13/34	475	1,77	"	99,37	0,0036	0,0049

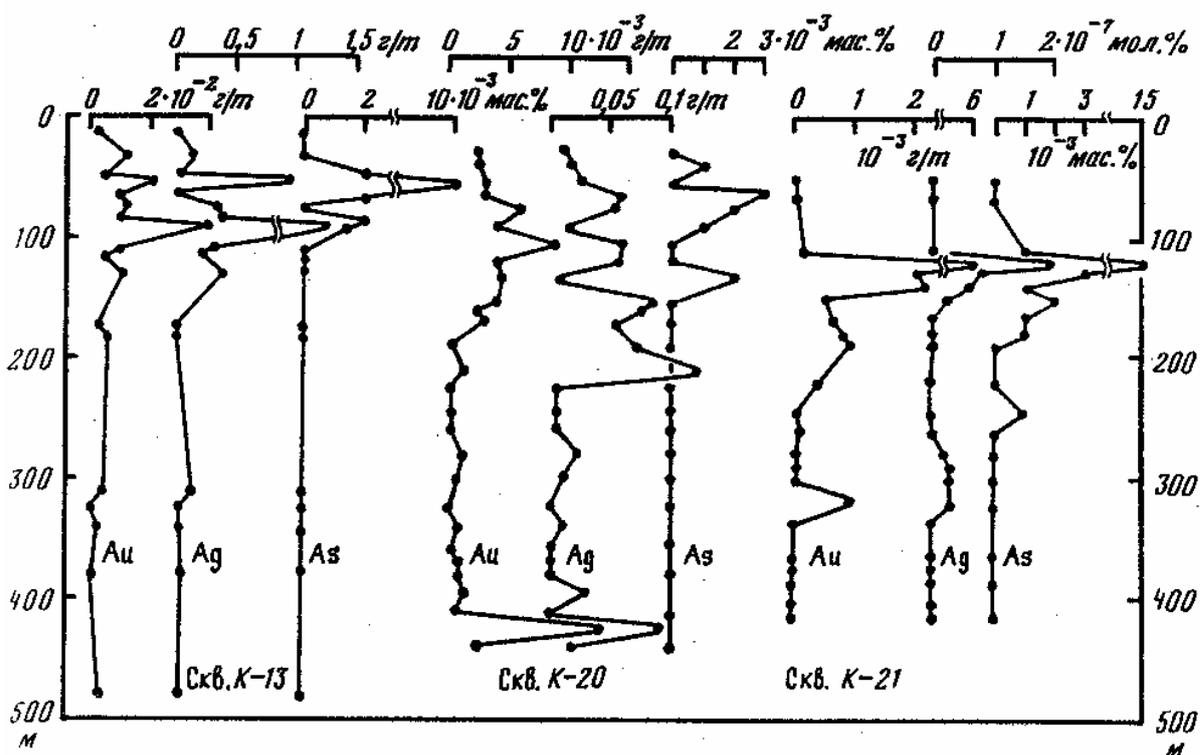


Рис. 55. Распределение Au, Ag, As в разрезах скв. К-13, К-20, К-21

Аналитики: А.А. Хлебникова, С.Е. Воробьева (Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН)

Таким образом, компонентами-индикаторами новообразованных на ГБ жидкость—пар пород являются SiO_2 и Li. Кроме того, к ним можно отнести и рудные элементы Ag, As, Au, распределение которых в разрезе (рис 55) в определенной мере соответствует распределению SiO_2 . Аномальное поведение серебра на ГБ подтверждено, как показано выше, экспериментальным моделированием. Интересную информацию несет в себе $\text{In Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, который в зоне парового резервуара приобретает отрицательное значение, а в зоне жидких гидротерм — положительное. Однако отрицательные значения этого показателя также характерны для многих кислых пород, и поэтому придавать исключительное значение этому признаку нельзя.

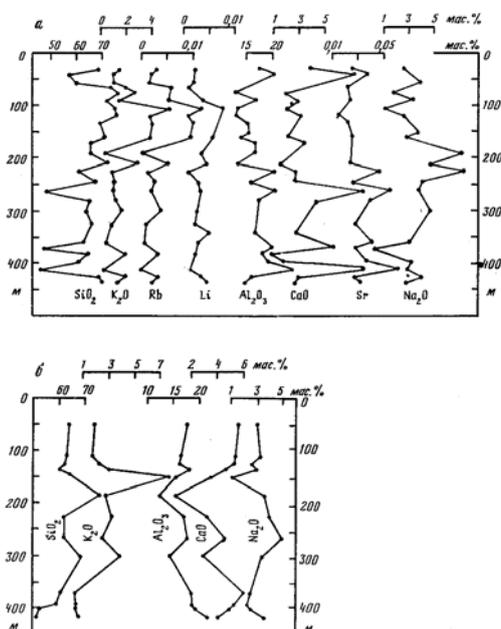


Рис. 56. Распределение петрогенных компонентов в разрезах скв. К-20 (а) и К-21 (ff)
 Аналитики: А.А. Цыренова, В.А. Иванова (ГИ Бурятского НЦ СО РАН), Л.А. Кар-ташева,
 Г.П. Новоселецкая (ИВ ДВО РАН)
 190

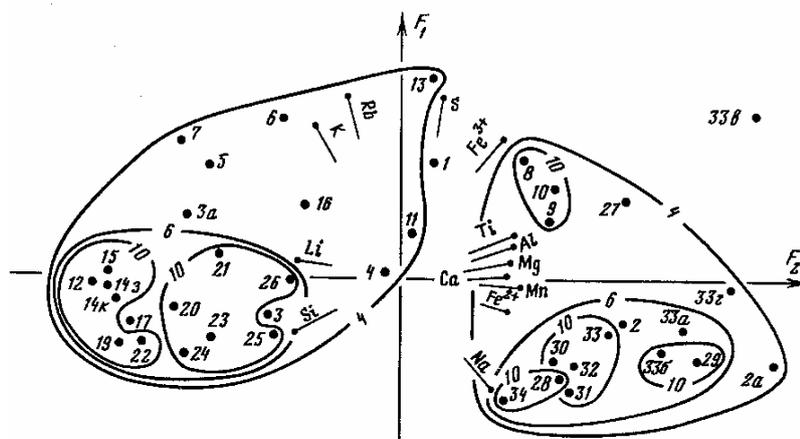


Рис. 57. Диаграмма обработки проб по разрезу скв. К-13 методами факторного и кластерного <2>-типа анализов
 Изолинии показывают силу связи (1/я) между отдельными пробами и группами проб по кластерному анализу. Пояснения в тексте

Судя по поведению рудных компонентов (Au, Ag, As), вероятно существование пародоминирующего режима в разрезах скв. К-20 и К-21, расположенных по периферии Верхнего термального поля (см. рис. 52). По содержанию в породах разреза петрогенных компонентов (рис. 56) однозначно сказать об этом нельзя. Так, к верхним горизонтам разреза скв. К-20 наблюдается общая тенденция возрастания содержаний компонентов первой группы - SiO_2 , K_2O , Li, Rb (табл. 34). Максимальных значений содержания SiO_2 достигают на отметках 80-125 м от поверхности, что соответствует гипсометрическому уровню аналогичных проявлений в скв. К-13. Подобные же "всплески" отмечены и для щелочных элементов, за исключением Na. Прямо противоположны тенденции распределения по разрезу Al_2O_3 , CaO, а также Sr. В разрезе скв. К-21 характерные пики содержаний SiO_2 и K_2O отмечены соответственно на 90 и 150 м. Это частично подтверждает, что ПДС выделена по петрографическим данным на интервале 110—150 м верно. Кровля ПДС на периферии блока и в его обрамлении расположена ниже, чем в центральной части, на 80—90 м. Соответственно меньше мощность ПДС.

Для описания процессов гидротермального минералообразования применена также статистическая обработка химических анализов керна методами кластерного анализа Q-типа и факторного анализа. Использован разрез скв. К-13 с наиболее типичной пародоминирующей системой. Диаграмма обработки анализов по скв. К-13 (рис. 57) построена по первым

Таблица 34

Содержание макро- и микрокомпонентов (в мас. %) в породе по разрезу скв. К-20

Номер пробы	Глубина отбора, м	Макрокомпоненты						Микрокомпоненты							
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	CO ₂	Σобщ
K-20/1	29-30	63,3	0,48	16,33	1,66	2,16	0,14								
K-20/2	34-39	53,20	0,90	19,13	6,01	1,18	0,18	1,44	4,37	2,32	1,33	0,14	6,74	0,66	0,1
K-20/3	52-56	57,5	0,86	16,26	5,51	2,34	0,17	3,08	6,92	2,12	1,00	0,17	5,53	Не опр.	0,21
K-20/4	60-64	53,60	0,47	12,33	1,41	0,94	0,43	2,81	5,71	3,64	0,95	0,18	3,76	"	0,1
K-20/5	60-64	62,00	0,54	15,18	2,29	0,94	0,13	0,78	7,65	2,87	1,81	0,14	12,0	3,74	Не опр.
K-20/6	60-64	63,90	0,47	12,86	1,83	0,56	0,09	1,03	4,19	2,66	1,60	0,14	9,10	0,66	0,1
K-20/7	64-68	65,3	0,56	15,73	2,75	1,18	0,14	0,64	2,91	2,44	1,70	0,24	11,86	0,22	0,11
K-20/8	68-72	64,20	0,50	13,84	2,40	1,69	0,11	1,34	3,10	2,12	4,13	0,18	3,93	0,66	0,11
K-20/9	72-76	62,30	0,54	17,73	3,12	2,16	0,13	1,25	2,55	2,30	2,76	0,12	7,50	0,22	0,12
K-20/10	72-76	70,20	0,42	11,80	1,98	1,31	0,11	1,70	3,82	2,21	2,20	0,13	4,40	Не опр.	0,1
K-20/11	72-76	62,50	0,70	16,64	3,45	2,06	0,15	1,18	2,55	1,48	2,39	0,12	5,84	0,55	0,1
K-20/12	76-83	69,60	0,40	11,36	0,88	1,50	0,13	1,96	3,73	2,28	2,52	0,23	3,33	0,44	0,27
K-20/13	83-99	67,00	0,37	15,71	1,21	1,12	0,14	0,63	2,73	3,68	2,10	0,23	7,17	Не опр.	0,1
K-20/14	83-99	68,80	0,41	13,9	0,98	1,41	0,12	0,68	2,82	3,13	1,34	0,26	6,72	"	0,1
K-20/15	99-112	71,60	0,33	12,64	0,98	1,41	0,13	0,73	2,91	3,00	2,21	0,24	5,26	0,22	Не опр.
K-20/16	112-118	68,40	0,39	13,90	1,56	1,50	0,12	0,60	2,55	1,00	5,12	0,09	3,96	0,22	0,1
K-20/17	118-122,5	71,70	0,36	12,17	0,98	1,50	0,11	0,80	2,60	2,00	4,80	0,13	3,87	Не опр.	0,1
K-20/18	122,5-128	70,40	0,47	13,38	0,90	1,22	0,10	0,78	3,01	1,46	3,00	0,09	5,07	"	Не опр.
K-20/19	128-134	63,00	0,54	14,46	1,93	1,97	0,15	0,70	3,00	1,76	4,05	0,10	4,43	0,22	"
K-20/20	128-134	63,80	0,47	13,84	2,06	1,59	0,14	1,33	4,28	3,31	3,74	0,26	4,92	1,10	0,16
K-20/21	134-142	62,00	0,60	15,55	2,43	1,87	0,15	1,33	3,55	2,38	3,68	0,32	6,17	0,88	0,1
K-20/22	151-157	61,00	0,50	13,63	2,52	1,18	0,14	1,55	3,82	2,51	3,12	0,16	6,41	0,44	0,13
K-20/23	151-157	68,80	0,41	12,79	1,49	1,31	0,12	1,25	6,19	3,25	3,00	0,37	6,53	3,30	0,19
K-20/24	157-162	67,90	0,60	13,63	1,75	1,87	0,14	0,91	3,00	3,15	2,69	0,18	4,54	0,66	0,1
K-20/25	162-168	62,60	0,65	15,23	2,47	2,44	0,15	1,21	2,55	2,57	3,74	0,28	3,21	0,44	Не опр.
K-20/26	168-173	61,00	0,60	15,62	2,37	2,63	0,15	1,92	4,01	3,54	2,14	0,17	4,27	1,10	0,20
K-20/27	173-178	60,80	0,66	15,09	2,55	3,28	0,16	1,96	4,28	3,54	2,22	0,17	5,79	0,88	0,20
K-20/28	178-196	66,90	0,60	13,90	0,72	2,44	0,13	2,38	4,55	3,92	1,92	0,15	4,46	1,10	0,25
K-20/29	196-229	69,30	0,48	12,74	2,52	1,18	0,12	1,21	3,55	2,93	1,86	0,12	5,27	0,44	0,1
K-20/30	196-229	59,30	0,66	20,37	3,62	1,60	0,02	1,24	2,27	4,33	2,78	0,12	2,23	0,66	0,11
K-20/31	229-255	62,80	0,64	14,84	3,64	1,69	0,16	1,36	2,70	7,17	0,91	0,18	1,38	Не опр.	0,1
K-20/32	255-261	62,80	0,60	15,06	3,19	1,88	0,15	2,13	3,33	3,61	1,00	0,17	5,28	0,66	0,15
K-20/33	255-261	50,00	1,02	16,62	3,03	6,96	0,28	3,02	2,40	4,60	2,05	0,15	4,30	0,44	0,21
K-20/34	255-261	44,20	1,21	19,03	7,40	9,67	0,35	4,87	6,84	3,36	0,45	0,20	6,60	1,98	0,10
K-20/35	271-284	60,00	0,62	15,91	2,63	2,16	0,14	4,57	9,72	3,36	1,00	0,20	5,60	1,76	Не опр.
K-20/36	284-315	59,60	0,75	16,02	2,34	3,29	0,17	1,94	4,62	3,77	1,11	0,15	6,74	0,55	0,10
L-20/37	315-333	61,60	0,61	15,98	2,57	2,91	0,16	2,22	4,03	4,25	1,55	0,18	6,00	0,33	0,10
K-20/38	333-352	61,20	0,78	15,50	3,01	3,67	0,19	2,04	4,45	3,36	0,82	0,16	5,32	0,88	0,10
K-20/39	352-365	57,20	0,79	16,54	2,54	2,91	0,15	2,61	3,92	3,00	0,89	0,17	4,40	1,10	0,11
K-20/40	352-365	48,60	1,11	17,98	6,05	4,89	0,22	2,30	5,78	2,68	0,53	0,18	7,82	0,44	0,10
K-20/41	365-374	29,30	0,48	12,72	6,95	4,71	0,43	4,80	8,10	3,48	1,57	0,32	3,00	0,66	0,10
K-20/42	374-381	62,20	0,83	12,04	4,51	2,63	0,20	4,47	20,40	0,13	0,75	0,11	19,22	13,20	5,35
K-20/43	374-381	37,00	0,41	9,05	1,54	2,35	0,64	2,47	4,67	1,87	0,32	0,33	7,66	2,31	0,10
K-20/44	381-389	52,00	0,63	14,21	5,66	1,69	0,13	1,69	23,64	2,55	0,27	0,26	20,26	17,60	0,10
K-20/45	381-389	55,60	0,77	14,88	2,94	3,95	0,21	2,60	7,46	1,02	1,57	0,12	12,14	5,39	3,92
K-20/46	389-398	50,50	0,81	16,04	6,36	2,25	0,09	2,92	4,82	2,38	1,19	0,13	9,44	3,96	1,71
K-20/47	407-415	59,80	0,15	14,88	2,35	2,63	0,07	2,47	5,12	2,59	1,05	0,18	11,92	3,74	3,83
K-20/48	407-415	53,40	0,87	14,88	4,29	3,58	0,20	2,09	6,01	1,34	0,14	0,10	9,59	0,66	0,20
K-20/49	407-415	40,20	1,40	20,90	5,92	5,92	0,26	2,09	8,03	2,13	0,65	0,18	9,90	2,64	0,10
K-20/50	415-423	58,40	0,66	14,88	3,33	3,29	0,16	3,46	11,23	2,35	0,20	0,35	7,95	3,30	0,10
K-20/51	423-437	65,20	0,52	14,90	1,97	2,54	0,12	2,26	5,35	1,86	0,45	0,15	8,46	0,55	0,32
K-20/52	423-437	66,70	0,54	13,80	2,45	3,20	0,15	1,40	3,55	3,72	1,88	0,10	3,48	0,66	0,28
								1,98	3,45	2,33	1,22	0,16	3,95	0,77	0,20

Примечание. Определения макрокомпонентов сделаны в Институте земной коры

СО РАН, микрокомпонентов - в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН.

Таблица 34 (окончание)

Номер пробы	Глубина отбора, м	С у м м а	Li	Rb	Cu	Sr
K-20/1	29–30	100,41	0,0023	0,0031	0,0021	0,026
K-20/2	34–39	99,32	0,0023	0,0018	0,0051	0,038
K-20/3	52–56	99,69	0,0020	0,0015	0,0035	0,034
K-20/4	60–64	100,43	0,00059	0,0029	0,00092	0,026
K-20/5	60–64	99,80	0,00086	0,0034	0,0016	0,029
K-20/6	60–64	99,40	0,0010	0,0058	0,0014	0,023
K-20/7	64–68	100,46	0,0029	0,0029	0,0069	0,018
K-20/8	68–72	99,22	0,0020	0,0020	0,0067	0,015
K-20/9	72–76	100,44	0,0026	0,0045	0,0041	0,025
K-20/10	72–76	99,38	0,0033	0,0056	0,0032	0,027
K-20/11	72–76	99,55	0,0026	0,0059	0,0048	0,027
K-20/12	76–83	100,41	0,0034	0,0028	0,0012	0,022
K-20/13	83–99	100,5	0,0036	0,0053	0,0012	0,025
K-20/14	83–99	99,97	0,0060	0,0059	0,0010	0,023
K-20/15	99–112	100,41	0,076	0,012	0,0020	0,020
K-20/16	112–118	100,07	0,0070	0,011	0,0016	0,018
K-20/17	118–122,5	99,63	0,0067	0,0088	0,00092	0,016
K-20/18	122,5–128	100,54	0,0065	0,0096	0,00081	0,018
K-20/19	128–134	99,89	0,0062	0,011	0,0015	0,021
K-20/20	128–134	99,33	0,0058	0,010	0,0017	0,023
K-20/21	134–142	100,17	0,0054	0,0097	0,0016	0,021
K-20/22	151–157	99,56	0,0047	0,0097	0,0016	0,026
K-20/23	151–517	99,39	0,0058	0,0085	0,00092	0,020
K-20/24	157–162	99,45	0,0058	0,0095	0,0017	0,027
K-20/25	162–168	99,57	0,0053	0,009	0,0017	0,022
K-20/26	168–173	100,33	0,0044	0,0075	0,0021	0,026
K-20/27	173–178	99,92	0,0049	0,0059	0,0026	0,028
K-20/28	178–196	99,63	0,0034	0,0005	0,0023	0,026
K-20/29	196–229	99,31	0,0046	0,0056	0,0013	0,025
K-20/30	196–229	99,27	0,0010	0,0016	0,0018	0,047
K-20/31	229–255	99,29	0,0030	0,0026	0,0021	0,026
K-20/32	255–261	100,20	0,0030	0,0028	0,0018	0,028
K-20/33	255–261	100,23	0,0035	0,0007	0,012	0,046
K-20/34	255–261	100,31	0,0033	0,0020	0,0071	0,056
K-20/35	271–284	99,79	0,0025	0,0029	0,0014	0,040
K-20/36	284–315	100,30	0,0025	0,0039	0,0012	0,037
K-20/37	315–333	99,98	0,0022	0,0011	0,0019	0,038
K-20/38	333–352	99,34	0,005	0,0022	0,0019	0,038
K-20/39	352–365	99,42	0,0027	0,0009	0,0030	0,042
K-20/40	352–365	100,12	0,0020	0,0027	0,0092	0,060
K-20/41	365–374	99,67	0,0026	0,0013	0,0050	0,028
K-20/42	374–381	99,66	0,0016	0,0005	0,0032	0,030
K-20/43	374–381	99,6	0,0010	0,0005	0,0014	0,060
K-20/44	381–389	99,23	0,0024	0,0033	0,0023	0,030
K-20/45	381–389	99,23	0,0013	0,0016	0,0027	0,038
K-20/46	389–398	99,38	0,0010	0,0016	0,0031	0,038
K-20/47	407–415	99,45	0,0015	0,0005	0,0034	0,030
K-20/48	407–415	100,20	0,0016	0,0013	0,007	0,05
K-20/49	407–415	100,16	0,0013	0,0005	0,0090	0,062
K-20/50	415–423	99,25	0,0022	0,0007	0,0048	0,032
K-20/51	423–437	99,38	0,0034	0,0032	0,0023	0,028
K-20/52	423–437	99,93	0,0045	0,0022	0,0039	0,032

двум значимым факторам (F_1 и F_2) с нагрузкой соответственно 68,3 и 10,3%. Изолинии, оконтуривающие отдельные группы проб, представляют данные кластерного анализа (?-типа, нанесенные на диаграмму факторов, и отражают взаимосвязь отдельных проб и групп проб. Числа на них прямо пропорциональны силе связи и равны $1/n$, где n — уровень связи по кластерному анализу. Стрелками даны векторы компонентов, определяющие место каждой пробы на диаграмме.

Пробы на факторной диаграмме расположились в виде вытянутого облака вдоль оси первого фактора. По силе связи выделяются две большие группы пород, различающиеся по химизму и отражающие различные процессы гидротермального метаморфизма. В правой части диаграммы обособилась большая группа проб, объединенная изолинией 4, внутри которой выделяется несколько подгрупп с более сильными связями между пробами. Эта группа, вероятно, представляет собой породы этапа гидротермального метаморфизма, предшествовавшего образованию ПДС. Внутри ее выделяется подгруппа с силой связи 6, объединяющая мелкие подгруппы с более сильными связями. В основном сюда входят пробы из нижней части разреза, за исключением пробы 2. Они отличаются высокими положительными значениями $\ln Na_2$

$0/K_2O$ и представляют собой пропилитизированные породы, в которых плагиоклаз замещается альбитом. Подгруппы внутри этой группы выделяются по первичному составу исходных для гидротермальной системы пород. Подгруппа, составленная из проб 8—10, представляет собой породы, калишпатизированные при региональном гидротермальном метаморфизме.

В левой части диаграммы, в основном в области отрицательных значений первого фактора, выделяется вторая большая подгруппа, объединенная изолинией 4. По нашим предположениям, химический состав этих проб определен в результате наложения ПДС на породы, испытавшие гидротермальный метаморфизм. Более сильными связями выделяется подгруппа, включающая породы, сформированные на ГБ, внутри которой четко разделяются метасоматиты верхней и нижней подзон окварцевания (соответственно пробы 12, 14-3, 14-К, 15, 19, 22 и 20, 21-26). Остальные пробы в верхнем левом секторе отличаются разобщенностью. Совершенно обособлены пробы 1 и 33в. Первая представляет собой породу, практически не затронутую гидротермальным метаморфизмом, вторая — породу из зоны кварцево-гидрослюдистого замещения [170].

Изложенный материал позволяет сделать некоторые выводы о происхождении и эволюции ПДС. Для формирования пародоминируемых резервуаров термодинамические условия должны соответствовать равновесию жидкость—пар гидротермального флюида. Это необходимое, но недостаточное условие. Химическая эволюция флюида оказывает существенное влияние на развитие ПДС и может быть причиной как зарождения, так и ее ликвидации при фиксированных термодинамических параметрах. Кроме того, для образования ПДС нужна и определенная геологическая обстановка: повышенная пористость и проницаемость пород, тектоническая активность района (участка), наличие флюидовмещающих и флюидопод-водящих структур. Так, на примере Паужетской гидротермальной системы показано, что тектоническая купольно-кольцевая структура, отличающаяся наличием перечисленных признаков, явилась зоной формирования ПДС Верхнего термального поля. Тектоническая активность этой структуры позволяет поддерживать высокую проницаемость пород, Трещинные и поро-вые пространства постоянно залечиваются вследствие отложения вещества из раствора на геохимическом барьере жидкость—пар. Геохимический барьер, являясь границей ПДС, возникает при обязательном наличии потоков гидротермальных флюидов и отличается формированием определенного минерального парагенезиса. Характерной для Паужетской гидротермальной системы является ассоциация криптокристаллический кварц+адуляр, подтвержденная экспериментальным моделированием геохимического барьера в термоградиентных условиях, а также ассоциации вайрацит + пренит + эпидот + кварц + адуляр и эпидот + кварц + адуляр.

ПДС Верхнего термального поля открыта на поверхность, хотя не исключены и замкнутые на глубине резервуары. К последним, вероятно, относятся ПДС, выделенные в разрезе скв. R-102, R-130, P-1 и в той же скв. K-13. Не отрицается возможность эволюционного перехода открытых ПДС в закрытые и наоборот. Причиной тому может быть изменение поля температур, давлений и химизма растворов, что, в свою очередь, определяется геологическими процессами.

2.5. Геохимические факторы распределения стронция и вариации его изотопного состава в гидротермальных системах.

Распределение и миграция Sr в гидротермальном процессе — относительно малоизученная область геохимии этого редкого элемента [229]. Лишь в недавнее время существенно возрос интерес к геохимии и изотонии Sr для оценки роли вод океана в процессах современного и древнего сульфидообразования [251, 274, 284], Появились работы по исследованию гидротермального геохимического цикла Sr, рассматривающие

взаимосвязанные источники этого элемента [117, 167, 264, 295]. Широкое использование вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для идентификации процессов в системе вода—порода требует тщательного учета геохимических особенностей этого элемента и знания закономерностей распределения его в различных типах современных гидротермальных систем.

В настоящем разделе на примерах хорошо изученных в геохимическом плане гидротермальных систем Паужетской, Озерновской, Нижне-кошелевской, Камбального хребта исследованы основные геохимические закономерности распределения Sr и его изотопного состава в различных типах термальных вод, неизменных вулканитах, гидротермально-метасоматических образованиях и отдельных минералах (кальциты, пироксены, хлориты, цеолиты). На основе обобщения всех геохимических данных по распределению Sr и его изотопного состава представлена модель современного изотопного геохимического цикла Sr, в основе которой лежат процессы смешения вод, существенно различающихся по изотопному составу Sr: метеорные осадки "морского" генезиса + захороненные воды в вулканогенных породах + гидротермальные растворы глубинной циркуляции.

Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в природных системах меняется со временем в функциональной зависимости от величины Rb/Sr в данной системе и периода полураспада $^{87}\text{Rb} \rightarrow ^{87}\text{Sr}$, который составляет $4,88 \cdot 10^{10}$ лет. Величина константы распада Rb, по данным Р. Стейгера и Е. Жатера [296], имеет значение $1,42 \cdot 10^{-11}$ лет⁻¹. Вследствие того что изотопный состав Sr в водах зависит от продолжительности и интенсивности контакта; вмещающими породами, содержащими Rb и Sr, отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ дает возможность судить о направленности процессов миграции гидротерм относительно вмещающих их пород.

В геохимии изотопов Sr установлен ряд значений, которые можно считать "реперными". К ним относится минимально возможное в природе значение, так называемое первоначальное, равное $0,69899 \pm 47$ для горных пород [286]. По-видимому, Sr, растворенный в гипотетической "ювенильной" воде, впервые поступившей в круговорот природных вод и выделенной глубинной магмой, должен иметь близкую к этому величину $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для морских базальтов равно $0,70280 \pm 60$ [251, 272]. Следующей величиной, обладающей удивительным постоянством (0,7087-0,7095), является $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в воде морей и океанов [197, 258].

Океаническая вода представляет собой среду, в которую поступают потоки элементов из различных источников с длительным временем существования. Современный запас "морского" Sr обеспечивается в основном: 1) континентальным стоком рек (0,7140); 2) мантийным потоком, вызванным взаимодействием океанической воды и донных базальтов в гидротермальных системах срединно-океанических хребтов (0,7045); 3) диагенетическим потоком, возникающим в результате перекристаллизации карбонатов осадочного чехла океанического дна (0,7087). Сравнение этих потоков делает возможным объяснение вариаций изотопного состава Sr с течением геологического времени в океанической воде [250, 261, 258, 287]. Важное значение в геохимическом цикле Sr имеют данные о содержании и закономерностях распределения его в атмосферных осадках, которые принимают активное участие в питании гидротермальных систем областей современного вулканизма [265]. По данным В.С. Савенко [195], основная масса морских солей в воздушном бассейне мигрирует в виде аэрозоля, средние содержания Ca и Sr в котором соответственно равны 2,9 и 0,03% и атомное отношение Ca/Sr = 200.

2.5.1. Геохимия и изотопный состав стронция Паужетской гидротермальной системы.

Данные о химическом составе термальных вод Паужетской гидротермальной системы позволили выделить три группы гидротерм, связанные постепенными переходами и сосуществующие в ее недрах [166].

Первая группа представлена хлоридно-щелочнометалльным или щелоч-поземельным бор-литиевым типом "высокотемпературных" (150- 220°C) пластово-трещинных вод с примесью 5—15 экв. % Са. Усредненный химический состав этих глубинных терм может быть выражен формулой $Cl\ 93,9\ SO_4\ 3,7/Na\ 88Ca\ 6,1K\ 4,1Li\ 1,2$; pH на изливе 7— 8,5, а общая минерализация 2—4 г/л:

Таблица 35

Содержание стронция (в мг/л) в гидротермах Паужетского геотермального района

Месторождения, типы гидротерм	t, °C	Sr	Ca	SO ₄	Ca/Sr (ат.)
Паужетское месторождение, хлоридно-натриевые гидротермы; среднее из 52 анализов	70-98	$\frac{0,4-1,14}{0,88}$	$\frac{21-85}{57,4}$	$\frac{44-813}{104}$	157
Озерновские источники, сульфатно-хлоридные; 4 анализа	83	$\frac{1,4-1,68}{0,51}$	143-149	562-590	219
Паужетское месторождение, конденсаты пара, сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридные, аммониевые, кальциевые; 6 анализов	90-98	$\frac{0,1-1,36}{0,36}$	17-93	21-472	250
Гольгинские источники, хлоридно-сульфатные	50	7,9-10,2	155-192	334-336	43-41
Нижнекошелевские источники, сульфатно-гидрокарбонатные, кальциевые	97	0,1-1,5	7,3-170	-	182-396
Верхнекошелевские, сульфатно-гидрокарбонатные, кислые, pH = 4,5	96	0,35	50	-	311
Сивучинские источники, сульфатно-хлоридные	50	0,8	53	-	146

Примечание. Здесь и далее: в числителе — минимальные и максимальные содержания, в знаменателе — среднее значение.

Этот тип вод обогащен Li, Rb, Cs, В (20—50 мг/л), Sr (до 1—1,2 мг/л). Отношение Ca/Sr варьирует от 56,7 до 385,5 в гидротермах высокотемпературной скважины R-123, характеризующихся наименьшей сульфатностью.

Во вторую группу входят существенно сульфатные, сульфатно-хлоридные или гидрокарбонатные кальций-аммониевые воды-конденсаты пятого-шестого химических типов. Эти гидротермы-конденсаты находятся на уровне дегазации вод первой группы, в ряде случаев смешиваясь с холодными поверхностными и грунтовыми водами. Выделяются две подгруппы таких гидротерм: сульфатно-хлоридные кальциевые или аммониевые $SO_4\ 91,7Cl\ 8,3/NH_4\ 6,9\ Ca\ 7\ Na\ 28\ pH= 2,8 - 5,5$ минерализация 0,2—5 г/л; гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевые $HCO_3\ 63,8\ SO_4\ 26,9\ Cl\ 93/Ca\ 90\ Na\ 6\ (K,Mg)4 - pH = 3-7$, минерализация 0,2—0,5 г/л. Постоянная доля Cl-иона 8—9 экв.% указывает на глубинный источник питания конденсатов. Для этих вод характерен большой разброс концентраций Sr — 0,1— 1,4 мг/л.

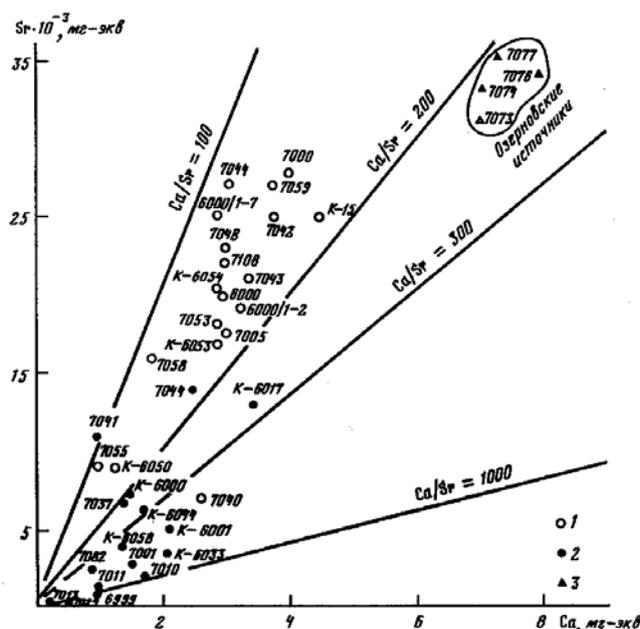


Рис. 58. Зависимость содержания Sr от количества Ca для различных типов гидротерм
Условные обозначения к рис. 58, 59

1 — хлоридно-натриевые гидротермы из скважин и кипящих источников; 2 — источники термальных конденсатов сульфатно-гидрокарбонатного состава; 3 — Озерновские источники

Третью группу составляют низкотемпературные гидрокарбонатно-щелочноземельные гидротермы, приуроченные в основном к периферии субповерхностных термопроявлений и гидротермальной системы в целом. Например, типичные слабо минерализованные гидротермы Восточно-Паужетского термального поля имеют гидрокарбонатно-хлоридный состав:

HCO_3 57 Cl 24 SO_4 19/Ca 57 Na 27 K 8; $\text{H}_4\text{SiO}_4 = 30-370$, $\text{CO}_2 = 8-17$, $\text{H}_2\text{S} = 0,3-1$, Sr = 0,3—13,6 мг/л. За пределами Паужетского месторождения известны выходы гидрокарбонатно-хлоридных магний-натриевых вод, барботируемых углекислыми струями (источник "Медвежий").

Детальные исследования распределения Sr (табл. 35) в различных типах гидротерм Паужетского месторождения и геотермального района показали, что его концентрации определяются содержаниями Ca, сульфат-иона

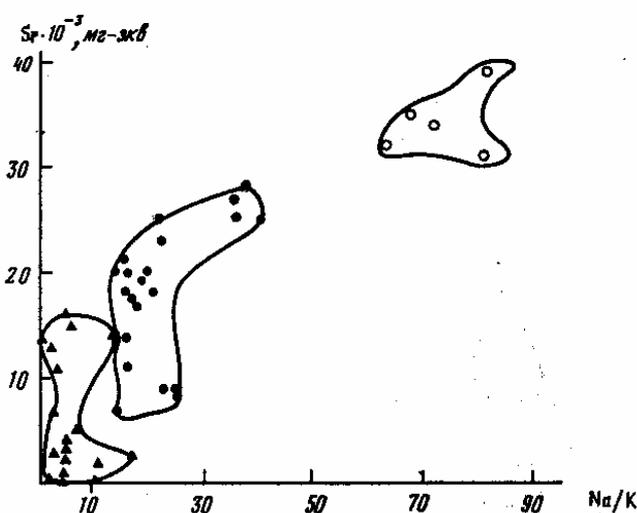


Рис. 59. Зависимость содержания Sr от величины отношения Na/K Условные обозначения см. на рис. 58

и динамикой взаимодействия с вмещающими породами. Зависимость содержаний Sr и Ca для Паужетских гидротерм показана на рис. 58. Наиболее обедненными Sr оказываются низкоминерализованные конденсаты паровых струй и источники таких конденсатов с содержанием Ca 2-19,5 мг/л и отношением Ca/Sr = 300-1000. В то же время гидротермы этой же группы сульфатно-хлоридного состава, обогащенные Ca, характеризуются наиболее высокими содержаниями Sr, до 2—10 мг/л. Типичны в этом отношении Озерковские источники с температурой растворов 80-85° С, в которых содержание Sr = 1,4-1,7 мг/л и отношение Ca/Sr = 220-250, а также группа Голыгинских гидротерм с концентрацией Sr = 6,3-10,2 мг/л и отношением Ca/Sr = 41-43. Повышенными содержаниями Sr отличаются воды первой группы (второй геохимический fin) — хлоридно-щелочнометалльные гидротермы, для которых наблюдается более четкая зависимость содержания Sr от их "щелочноземельное-ти" и величины отношения Na/K.

Снижение уровня содержаний Sr в хлоридно-щелочнометалльных гидротермах при сравнительно постоянном отношении Ca/Sr (около 150) обусловлено разбавлением их обедненными Sr и Ca конденсатами паровых (игрун зоны разгрузки с общей минерализацией 30-45 мг/л.

Дифференциация вод в зависимости от Na/K отношения (рис. 59), с одной стороны, отражает степень смешения различных типов гидротерм с конденсатами глубинных струй, имеющих низкую минерализацию и стерильных по отношению к Sr, а с другой — степень взаимодействия с вмещающими породами. Вновь образованные конденсаты, не успевшие обогатиться компонентами вмещающих пород, имеют низкие отношения Na/K, унаследованные от гидротерм первой группы. Во всех случаях наблюдается изменение содержаний K по отношению к Na, обусловленное ионообменными процессами между термальными водами и гидротермально измененными породами (аргиллизитами, хлорит-сметкитовыми образованиями, цеолитовыми пропилитами).

2.5.2. Распределение стронция и гидротермально измененных породах

Данные анализов пород на породообразующие компоненты и редкие элементы пересчитаны на их весовые количества (в г или мг) в 100 см³ породы, включая и водорастворимый комплекс. Вмещающие породы, неизменные гидротермальными процессами, отобраны в пределах Паужет-ского месторождения при тщательном петрографическом изучении образцов и исследовании их химико-аналитическими методами. Содержания Sr и Rb пересчитаны на удельные объемные концентрации по данным изучения плотности гидротермально измененных пород в разрезах 12 глубоких скважин.

Основные особенности распределения Sr в измененных породах Паужет-ского района заключаются в накоплении этого элемента в вулканитах, богатых Ca. Средние содержания Sr меняются от 580 г/т в базальтах до 360 г/т в дацитах (табл. 36). Не измененные гидротермальными процессами осадочно-пирокластические породы имеют более низкие концентрации Sr — 220-340 г/т, в среднем от алевропелитовых до агломератовых туфов. Несколько обогащены дацитовые туфы (408 г/т) за счет наличия в них более основного плагиоклаза. Балансы распределения Sr в минералах эффузивов свидетельствуют о том, что на плагиоклазы № 40—50 приходится 45—47%, а на основную массу — 42—44% всего Sr породы при валовом его количестве 350-390 г/т (табл. 37—39). Цветные минералы, магнетит и различные акцессории захватывают около 9—10% всего Sr. Таким образом, концентраторами Sr в вулканитах выступают плагиоклазы и основная масса туфов. В связи с этим важнейшее значение в активной миграции Sr приобретают процессы гидротермально-метасоматических преобразований, в первую очередь основной массы эффузивов или цемента туфоб и вкрапленников плагиоклазов, а также пространственно-временная последовательность преобразований.

Обобщение баланса Sr по всем данным приводит к заключению что нижняя часть разреза мощностью свыше 400 м (от анавгайских до средне-паужетских отложений) отвечает области активного выноса этого, дамед-та — до 8-50% его исходного объемного содержания, а водоносная, яйцща псаммопсефитовых туфов и часть алевропелитового горизонта - областям относительного концентрирования Sr — до 2,8—13,8% исходного содержания. Уровень содержаний Sr в цеолитах не превышает его количества в плагиоклазах, по которым они метасоматически развиваются. Возрастание валового содержания Sr в гидротермально измененных пород происходит с обогащением породы Sr-содержащими ломонтитами, достигая максимума 450-500 г/. В этом случае атомные отношения Ca/Sr увеличиваются до 400-600, однако чаще метасоматиты сохраняют уровень отношений от 150 до 200-220. При замещении цемента туфов кварц-хлоритовым агрегатом на графиках распределения Sr фиксируются области его выноса. Отношения Ca/Sr возрастают за счет уменьшения содержаний Sr. Сохранение уровня отношений Ca/Sr может свидетельствовать о полном унаследовании вещества исходных пород метасоматитами в различных минеральных зонах. Ориентировочная оценка и сопоставление, площадей привноса и выноса Sr показывают, что вынос его из пород разреза преобладает (см. табл.36).

Таблица 36

Весовые и объемные содержания стронция и его баланс
во вмещающих породах Паужетского геотермального месторождения

Тип пород, их возраст	Количество проб	Sr, г/т	$\Delta_{ср.}$, г/см ³	Sr	С.г.и— С.н.п	Баланс Sr, %
				10 ⁻⁴ г/100 см ³		
Неизменные лавы						
Андезиты N ₂	10	412—660 547	—	—	—	—
Базальты N ₂ ³ —Q ₁	11	370—130 580	—	—	—	—
Андезито-базальты Q ₄	14	319—545 450	—	—	—	—
Дациты Q ₂	12	130—690 360	—	—	—	—
Вмещающие неизменные пирокластические породы						
Алевролитовые туфы N ₂ ³ —Q ₁	16	150—314 220	1,85	407	—	—
Псефитовые туфы N ₂ ³ —Q ₁	11	140—330 253	1,96	496	—	—
Агломератовые туфы N ₂ ³ —Q ₁	14	220—550 340	2,32	788	—	—
Псефитовые туфы (голыгинские игнимбриты) N ₂	10	300—560 408	2,39	975	—	—
Среднее по неизменным породам	51	309				
Гидротермально измененные пирокластические породы						
Алевропелитовые туфы N ₂ ³ —Q ₁	28	110—570 328	1,60	463	+56	+13,6
Псефитовые туфы N ₂ ³ —Q ₁	128	90—700 260	1,79	511	+15	+2,8
Агломератовые туфы N ₂ ³ —Q ₁	56	180—770 340	2,17	725	-63	-13,2
Псефитовые туфы (голыгинские игнимбриты) N ₂	30	130—300 240	2,04	495	-480	-49,9
Хлорит-цеолитовые метасоматиты	44	130—510 252	1,98	499	+3	—
Среднее по гидротермально измененным породам	242	260				

Примечание. Средние объемные содержания стронция: С.г.и — в метасоматитах, С.н.п — в неизменных породах.

Таблица 37

Балансы распределения стронция в эффузивах

Минерал	Содержание минералов в породе, %	Содержание стронция в минералах, г/т	Количество стронция в пересчете на минерал, г/т	Процент стронция, приходящийся на минерал
Обр. ЗК-19 — андезито-базальт				
Плагиоклаз № 45—50	32,5	540	175	45,0
Пироксен моноклинный	7,4	31	2,3	—
Пироксен ромбический	3,0	57	1,7	1,0
Хлорит	0,2	—	—	—
Магнетит	1,3	—	—	—
Основная масса	55,6	300	166	42,5
Порода	100	390	345	88,5
Обр. 7116, туф (игнимбрит) дацитового состава				
Кварц	8	—	—	—
Плагиоклаз № 40—45	29	400	160	45,7
Основная масса	52	300	155	44,2
Обломки пород	11	—	—	—
Порода	100	350	315	89,9

Таблица 38

Содержания стронция, бария и рубидия (в г/т) в минералах и основной массе вулканитов Паужетского геотермального района

Номер образца	Порода, место отбора	Sr	Ba	Rb
Плагиоклазы				
113/15	Алевропелитовый туф, скв. R-113	400	—	10
3360	Риолит, Курильское озеро	360	520	5
ЗК-19	Андезито-базальт, вулкан Черные Скалы	540	59	4
E-33	Дацил, Курильское озеро	390	560	—
Пироксены, роговая обманка				
ЗК-19	Андезито-базальт, пироксен, вулкан Черные Скалы	57	43	2
ЗК-19	То же	31	66	—
ЗК-38	Спекшийся туф дацита, Голыгинские горы	32	85	—
Основная масса				
E-33	Дацил, Курильское озеро	74	950	36
102/E-74	Андезито-базальт, вулкан 1102	400	330	4
3360	Риолит, Курильское озеро	63	930	50
1866	Дацил, Паужетка	310	490	20

Примечание. Анализы выполнены в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (Sr и Ba — спектральный анализ, Rb — пламенная фотометрия).

Таблица 39

Химический состав гидротермально измененных пород Паужетского геотермального месторождения

Компонент	116/8	116/36	117/24	130/10	130/12	130/14	107/9
SiO ₂	54,15	64,61	53,35	60,73	43,85	61,88	73,49
TiO ₂	0,69	0,53	0,69	0,60	0,9	0,58	0,38
Al ₂ O ₃	16,45	15,69	16,26	15,49	18,71	14,01	11,53
Fe ₂ O ₃	8,06	4,61	7,09	5,26	10,64	6,28	3,33
MnO	0,15	0,11	0,15	0,14	0,16	0,13	0,08
MgO	4,02	1,43	2,67	2,03	2,91	2,17	1,0
CaO	6,01	2,32	7,16	4,70	8,99	5,65	0,8
Na ₂ O	2,85	4,85	1,53	3,60	2,77	2,23	1,72
K ₂ O	2,30	3,95	0,64	1,71	1,23	0,96	6,36
P ₂ O ₅	0,16	0,17	0,17	0,20	0,18	0,25	0,10
П.л.п.	5,19	2,05	10,37	5,63	9,77	5,86	1,15
Сумма	100,11	100,05	100,12	100,13	100,15	100,03	100,01
Sr	350	280	430	130	520	410	130
Ba	300	—	100	290	290	410	340
Li	33	35	8	16	9	49	56
Rb	55	89	8	29	22	18	151
Cs	4	1	н.о.	2	1	1	1

Примечание. 116/8 — псефитовый туф, пропилизированный (ломонтит, кварц, кальцит, пирит); 116/36 — алевропелитовый туф (эпидот, ломонтит, хлорит, пирит, кварц); 117/24 —

хлорит-ломонтитовый метасоматит; 130/10 - ломонтитовый метасоматит с пренимом, кварцем; 130/12 — хлорит-ломонтитовый метасоматит с мусковитом; 130/14 — ломонтитовый метасоматит с кварцем; 107/9 — кварц-адуляровый метасоматит. Оксиды — в мас.%, элементы — в г/т.

Анализы выполнены в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН: аналитик рентгеноспектрального анализа — А.Л. Финкельштейн, атомно-абсорбционно-го анализа (Li, Rb, Cs) - М.Н. Уфимцева.

Противоположно распределение Rb в обобщенном разрезе гидротермально измененных пород (рис. 60): области обогащения пород этим элементом преобладают над областями его выноса. Основными минералами — концентраторами Rb являются калиевые полевые шпаты и светлые диоктаэдрические слюды (мусковит). Содержание Rb в калишпатсодержащих метасоматитах достигает 120—170 г/т. В противоположность Sr Rb накапливается в процессе гидротермальных изменений практически на всех горизонтах (рис. 60). Важнейшей причиной этого явления служит начальная обогащенность вмещающих пород редкими щелочными металлами, в том числе и Rb, повышенные содержания которого типичны для кислых вулканических стекол. Кислые вулканические стекла имеют место во многих породах разреза Паужетской гидротермальной системы.

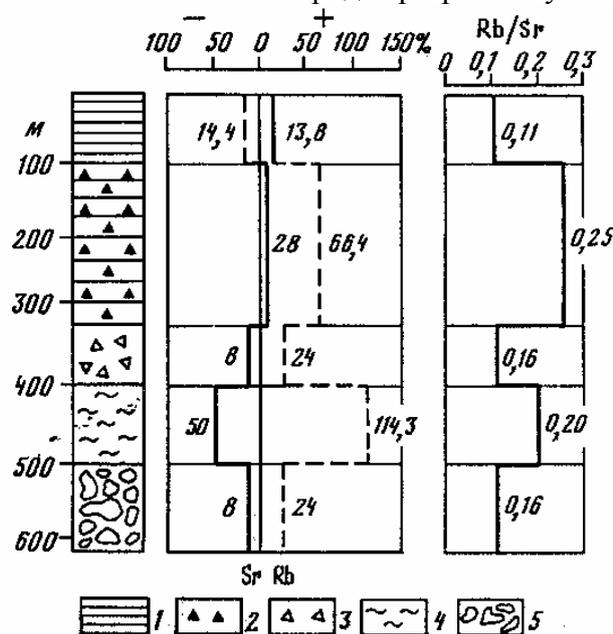


Рис. 60. Распределение Sr и Rb (в % от исходного содержания); + - привнес, - - вынос) в разрезе гидротермально измененных пород Паужетского месторождения парогидротерм

1 — алевропелитовые туфы верх-непаужетской подсвиты; 2 — псефитовые туфы андезито-дацитового состава среднепаужетской подсвиты; 3 — агломератовые туфы андезито-вого состава нижнепаужетской подсвиты; 4 — псефитовые кислые туфы (игнимбриты) голыгинского горизонта; 5 — агломератовые туфы (ту-фоконгломераты) андезито-базальто-вого состава алнейской толщи

2.5.3. Изотопные состав стронция вмещающих пород и минералообразующих гидротерм

Изотопный состав Sr вулканитов Паужетского геотермального района типичен для островных дуг [69, 78, 83] и характеризуется средней величиной отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70330$ при разбросе значений от 0,7029 до 0,7042 (табл. 40). Породы водовмещающих горизонтов Паужетской депрессии характеризуются близкими значениями отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Гидротермально измененные породы Паужетского месторождения почти не отличаются величинами изотопных отношений Sr от неизменных вулканитов (рис. 61, 62; см. табл. 40). Разброс этих величин (0,70274—0,70450) совпадает с таковым для исходных пород всего района, но самые низкие изотопные отношения — 0,70274 — оказались у хлоритцеолитовых метасоматитов, наиболее проницаемых для парогидротерм. Близки к ним значения изотопных отношений у минералов — концентраторов Sr - кальцита и ломонтита (табл. 41).

Изотопный состав Sr исследовался также для нескольких генетических групп гидротерм Паужетского месторождения и поверхностных вод района (табл.42): 1) глубинных хлоридно-щелочнометалльных гидротерм первого и второго геохимических типов; 2) сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридных терм, смешанных с поверхностными водами, и конденсатов глубинного пара; 3) сульфатных и сульфатно-гидрокарбонатных вод грязевых воронок на площади субповерхностных термопроявлений; 4) вод р. Паужетки, ручьев и атмосферных осадков, а также морских вод. Вариации изотопного состава Sr в различных типах гидротерм Паужетского месторождения, по-видимому, не связаны с их редкоэлементным и катионным составом и температурой.

В то же время среди глубинных трещинно-пластовых гидротерм выделяются две группы вод, различных по изотопному составу Sr: 0,70318—0,7037 и 0,7040-0,7056. Воды каждой группы приурочены к определенным областям или гидрохимическим фациям: первой, с низкими отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, — к глубинной области высокотемпературной пластово-трещинной циркуляции; второй, с более высокими отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, — к зоне разгрузки и смешения гидротерм с привлекаемыми поверхностными водами гидрокарбонатного или сульфатно-гидрокарбонатного состава. Поэтому область разгрузки и смешения четко выделяется низкими значениями Cl/HCO_3 и Cl/SO_4 (рис. 63). Однозначная тенденция возрастания изотопных отношений с уменьшением значений Cl/HCO_3 (рис. 64) объясняется примешиванием метеорных вод в областях водопротоков.

Таблица 40
Изотопный состав стронция в эффузивных и пирокластических породах Паужетского геотермального района

Номер пробы	Место отбора и характеристика пород	K ₂ O, %	Rb, г/т	Sr, г/т	Rb/Sr	($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) _{норм}
Неизменные вмещающие породы		Неизменные вмещающие породы				
96/69	Последний андезитовый поток, вулкан Ильинский, SiO ₂ = 64,88%	1,31	14	358	0,039	0,7034 ± 0,00020
ЗК-13	Андезито-базальты, вулкан Черные Скалы, Камбальный хребет, SiO ₂ = 57,71%	1,61	27,9	460	0,060	0,70294 ± 0,00052
Е-33	Базальт, Камбальный хребет, валовая проба	0,7	10	400	0,025	0,7032 ± 0,00040
КБ-1	Андезито-базальт, вулкан Камбальный	-	24	373	0,064	0,7037 ± 0,00040
ЗК-33	Спекшийся туф риолита, Гольгинские горы	1,64	25	400	0,062	0,7036 ± 0,00020
ЗК-41	Спекшийся туф дацитового состава, там же	1,77	26	300	0,086	0,7033 ± 0,00050
К-1225	Андезито-базальт, вулкан 1102	0,74	16	450	0,035	0,7035 ± 0,0003
ЮТП-86	Базальт, Камбальный хребет, вторая группа Южных паровых струй	0,86	9	410	0,022	0,7029 ± 0,00010
2/110	Андезит, оз. Курильское, бухта Северная	2,11	40	350	0,11	0,70308 ± 0,00007
2/118	Андезито-базальт, там же	0,87	10	380	0,026	0,70327 ± 0,00009
7116	Спекшийся туф дацита, Паужетская депрессия, руч. Светлый	1,29	19	202,4	0,094	0,7036 ± 0,00030
КА-2	Андезито-дацит, вулкан Дикий Гребень	-	6	346	0,017	0,70304 ± 0,00021
Гидротермально измененные породы		Гидротермально измененные породы				
К-768/2	Песфитовый туф дацитового состава, скв. К-6, глубина 200 м	2,0	30	300	0,10	0,7043 ± 0,00040
К-007	То же, скв. РЗ-3, глубина 514 м	1,76	35	256	0,14	0,7035 ± 0,00030
113/46	То же, скв. R-113, глубина 201 м	6,6	159	200	0,79	0,70308 ± 0,00011
113/50	То же, скв. R-113, глубина 296 м	0,89	26	380	0,068	0,70382 ± 0,00003
113/69	Песфитовый туф дацитового состава, скв. R-113, глубина 413 м	1,58	27	280	0,096	0,7042 ± 0,00020
117/15	То же, скв. R-117, глубина 215 м	-	30	230	0,13	0,70287 ± 0,00024
117/17	Хлоритцеолитовый метасоматит, скв. R-117, глубина 256 м	-	69	440	0,16	0,70274 ± 0,00019
ДП-1	Алевропелитовый пемзовый туф	0,83	68	900	0,075	0,70298 ± 0,00024

Сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридные кальциевые конденсаты, появляющиеся в виде периодических термальных источников на субповерхностных термопроявлениях (Восточно-Паужетское, Северо-Камбальные струи и др.) или выполняющие бессточные фумарольные воронки, характеризуются наиболее высокими величинами отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ — 0,7043-0,7067. Гидротермы этого типа содержат относительно большие количества Sr — до 1—1,4 мг/л, накапливающегося благодаря интенсивному растворению и смыву продуктов разрушения гидротермально измененных пород и солевых отложений.

В водах тающих снежников на западных склонах Камбального хребта и в верховьях руч. Быстро обнаружено наиболее высокое для поверхностных вод значение отношения $\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ — 0,7095. По химическому составу снеговая вода соответствует хлоридно-сульфатному натриевому типу (табл. 43). Общий состав этих вод идентичен составу атмосферных осадков, выпадающих в пределах побережья Охотского моря или Тихого океана. Снежники длительное время формируются под влиянием акватории океана, поставляющего массы галоидов и солей Sr в виде пылевой примеси к осадкам. Воздействие океана приводит к заражению снега и талых вод растворенным Sr с "морским" изотопным отношением 0,7095— 0,7093. Вода из снежников питает многочисленные ручьи, р. Паужетку и гидротермальную систему, привнося сюда "морской" Sr и значительное

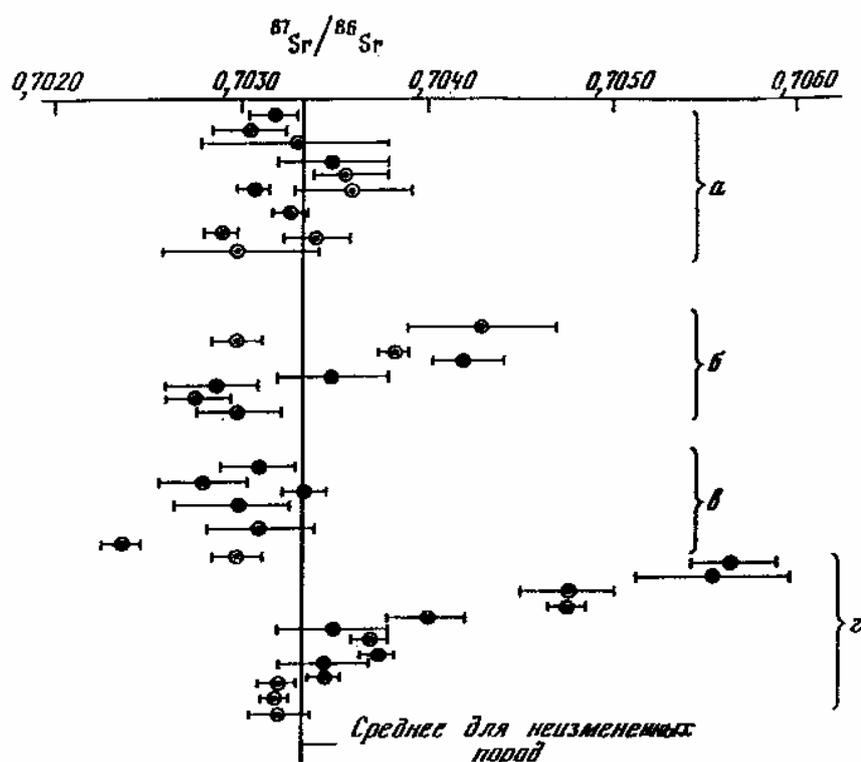


Рис. 61. Соотношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ гидротерм, пород и вторичных минералов Паужетской гидротермальной системы

а — неизменные вмещающие вулканиты; б — гидротермально измененные породы; в — вторичные минералы; г — гидротермы

Таблица 41

Изотопный состав стронция в минералах
из гидротермально измененных пород Паужетского месторождения

Номер пробы	Минерал, порода	Sr, г/т	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
В-9/85	Кальцит из прожилка в псефитовых туфах, руч. Светлый	140	$0,70309 \pm 0,00021$
108/К-2	Кальцит из прожилка в алевропелитовых туфах, скв. R-108	570	$0,70281 \pm 0,00023$
106/22	Кальцит из трещинной зоны в агломератовом туфе, глубина 72 м, скв. R-106	250	$0,70336 \pm 0,00035$
106/22	Ломонтит из трещинной зоны в агломератовом туфе, глубина 727 м, скв. R-106	460	$0,70300 \pm 0,00019$
121/37	Ломонтит из кварц-цеолитовых прожилков в агломератовом туфе, глубина 722 м, скв. R-121	470	$0,70311 \pm 0,00019$
117/22	Хлорит-цеолитовый агрегат из основной массы агломератового туфа, глубина 317 м, скв. R-117	500	$0,70229 \pm 0,00016$
117/15	Хлорит-цеолитовый агрегат из псефитового туфа, глубина 215 м, скв. R-117	480	$0,70301 \pm 0,00013$

Примечание. Анализы выполнены в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (аналитики Г.П. Сандимирова, В.М. Николаев).

Изотопный состав стронция гидротерм и поверхностных вод Паужетского месторождения

Номер пробы	Характеристика вод	t, °C	Ca, мг/л	Sr, мг/л	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
1	2	3	4	5	6
Глубинные пластово-трещинные гидротермы на сливе скважин					
K-20	Хлоридно-щелочнометалльные	96	57,9	0,481	0,70472 ± 0,00014
R-113	"	90	67,4	0,880	0,70376 ± 0,00012
R-142	Хлоридно-сульфатные щелочнометалльные	90	136,0	1,20	0,70347 ± 0,00013
R-106	Хлоридно-щелочнометалльные	94	55,0	0,55	0,70371 ± 0,00015
R-123	"	97	60,4	0,50	0,70318 ± 0,00014
R-120	"	94	53,3	0,50	0,70319 ± 0,00027
R-101	"	91	58,5	0,72	0,70339 ± 0,00027
ГК-3	"	96	59,0	0,66	0,70321 ± 0,00012
P3-2	"	96	65,5	0,95	0,7056 ± 0,00040
P3-4	"	96	57,9	1,02	0,7047 ± 0,00030
P3-7	"	96	57,9	1,144	0,7040 ± 0,00020
K-15	Хлоридно-сульфатные щелочнометалльные	92	84,6	1,122	0,7035 ± 0,00030
Термальные источники зоны разгрузки					
6050	У скв. K-15, хлоридно-сульфатная щелочнометалльная	80	25,1	0,425	0,70480 ± 0,00030
7038	"Южный", хлоридно-сульфатная щелочнометалльная	83	70,7	0,125	0,70570 ± 0,00023
7073	"Озерновские", хлоридно-сульфатные гидрокарбонатные щелочноземельные	82	143,14	1,36	0,70320 ± 0,00060
Д-1	В пемзовой террасе р. Паужетки, хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатные щелочнометалльные	75,5	40,0	0,39	0,70310 ± 0,00017
8501	"Пионерлагерь" в районе скв. 2, хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатная щелочнометалльная	47	78,7	0,55	0,70342 ± 0,00011

Таблица 42 (окончани

1	2	3	4	5	6
Источники конденсатов субповерхностных термопроявлений					
6058	Восточно-Паужетское поле	60	27,8	0,407	0,70500 ± 0,00040
6017	Верховье руч. Лучшего	45	69,4	0,477	0,70360 ± 0,00030
6043	Восточно-Паужетское поле	75	19,3	1,358	0,70480 ± 0,00030
6044	То же	75	34,7	0,32	0,70670 ± 0,00030
Поверхностные и морские воды					
7080	Вода р. Паужетки, выше зоны разгрузки Паужетских гидротерм	7	—	0,034	0,70510 ± 0,00030
7079	Вода снежника из верховьев руч. Быстрого гипсометрически выше Восточно-Паужетского термопроявления	5	—	0,006	0,70950 ± 0,00020
OM-1457	Вода Охотского моря, район Южно-Охотского желоба, ст. 1457, НИС "Дмитрий Менделеев", рейс 17а	8	—	10,0	0,70910 ± 0,00020
T-1454	Вода Тихого океана, район о-ва Кунашир, вал Зенкевича, ст. 1454, НИС "Дмитрий Менделеев", рейс 17а	8	—	10,0	0,70980 ± 0,00020
OM-1	Вода Охотского моря, западное побережье Камчатки, район о-ва Адаид	7	—	8,0	0,70910 ± 0,00020

Примечание. Анализы выполнены в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (аналитики Г.П. Сандимирова, В.М. Николаев)

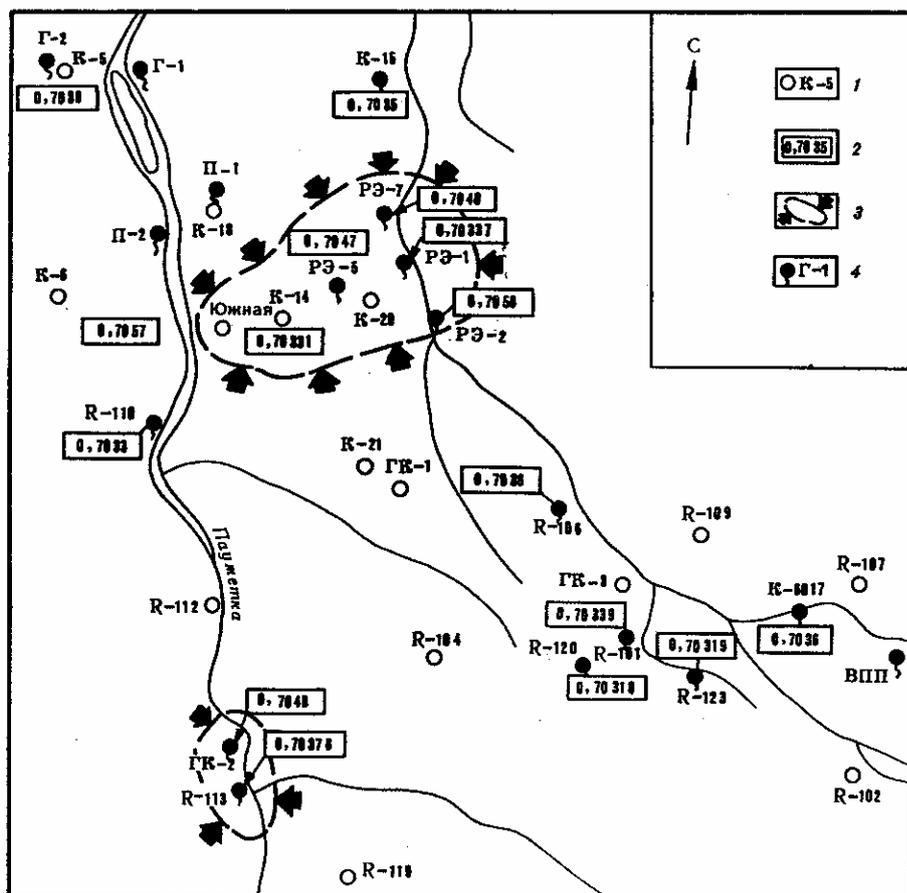


Рис. 62. Распределение значений изотопных отношений Sr в водах на площади Паужетского месторождения

1 — скважины и их номера; 2 — отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ термальных вод; 3 — область смешения гидротерм и поверхностных вод; 4 — термальные источники и их номера

Таблица 43

Химический состав вод и атмосферных осадков, мг/л

Компонент	Вода р. Паужетки (проба 7080)	Снежник в верховьях руч. Быстрого (проба 7079)	Компонент	Вода р. Паужетки (проба 7080)	Снежник в верховьях руч. Быстрого (проба 7079)
1	2	3	4	5	6
NH_4^+	0,024	Не опр.	HCO_3^-	0,66	0,835
Na^+	4,0	1,14	SO_4^{2-}	15,0	1,37
K^+	0,95	0,25	H_4SiO_4	8,0	1,88
Li^+	0,0021	Не обн.	CO_2	7,15	7,8

Таблица 43 (окончание)

1	2	3	4	5	6
Rb ⁺	0,0023	"	Атомные		
Cs ⁺	0,00013	"	отношения		
Ca ²⁺	6,75	0,54	Na/K	7,3	7,9
Mg ²⁺	Не обн.	0,055	Cl/SO ₄	1,38	3,2
Sr ²⁺	0,034	0,006	Ca/Sr	43,80	195
Cl ⁻	7,56	1,61	pH	6,5	7,5
F ⁻	0,005	Не опр.			

Дата отбора 29.08.1976 г. 26.08.1976 г. Дата отбора 29.08.1976 г. 26.08.1976 г.

Примечание. Анализы выполнялись в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (аналитики М.М. Белохвостова, О.И. Пройдакова).

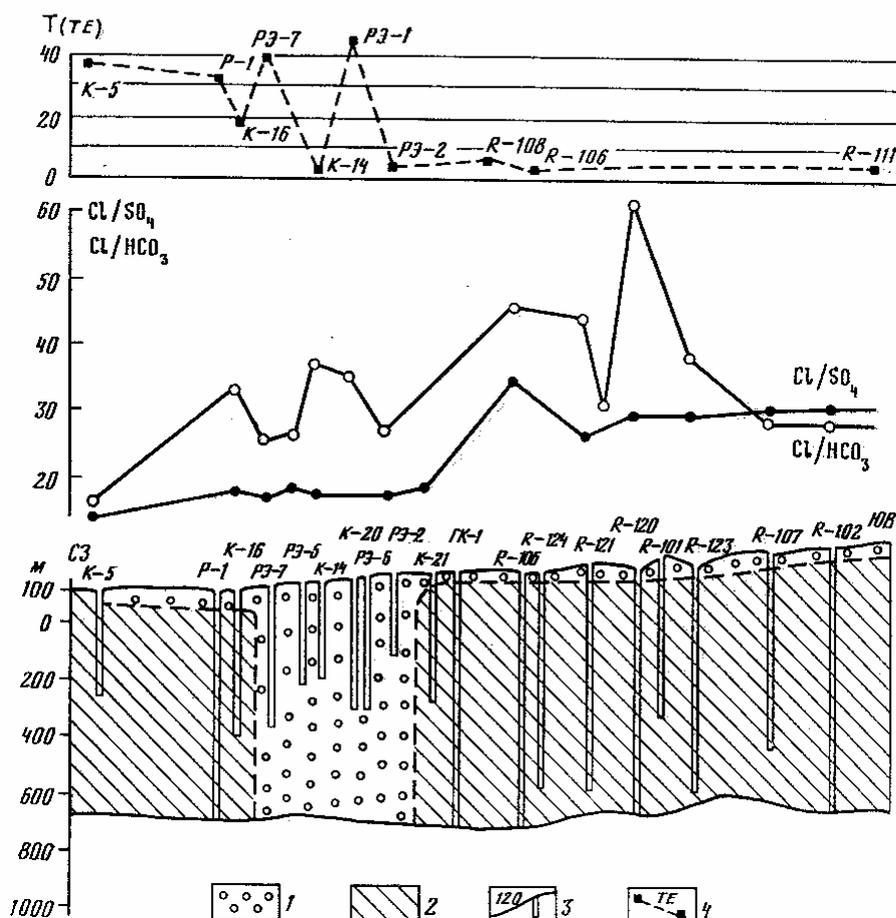
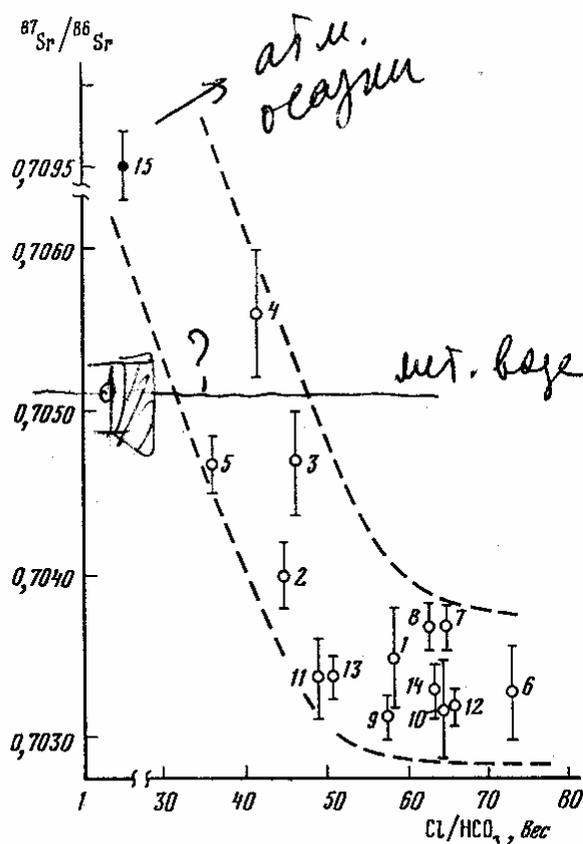


Рис. 63. Область смешения гидротерм и метеорных вод Паужетского месторождения, выделенная по изотопным отношениям $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

1 — область смешения ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7037—0,7057$); 2 — гидротермы без существенной примеси метеорных вод ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7031—0,7037$); 3 — скважины и их номера; 4 — график изменения относительных концентраций трития TE (по данным Й.М. Сугрובה, В.А. Воронкова, И.К. Морковкиной, В.В. Романова, 1985 г.)



212

Рис. 64. Соотношения изотопов стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) и Cl / HCO_3 (весовое отношение) в гидротермах из глубоких скважин Паужетского месторождения

1—14 — скважины: 1 — К-15, 2 - РЭ-7, 3 - РЭ-2, 4 - РЭ-3, 5 - К-20, 6 - R-UO, 7 - R-113, 8 - R-106, 9 - R-120, 10 - R-123, 11 - R-101, 12 - ГК-3, 13 - РЭ-1, 14 — К-14; 15 — метеорная вода

количество хлоридов. Речная вода р. Паужетки, отобранная выше границы гидротермальной системы, имеет изотопное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, равное 0,7051. Эта величина оказывается промежуточно* между низкими значениями отношений Sr в термальных водах и высокими - в атмосферных осадках.

2.5.4. Природа изотопных отношений стронция

Сравнение величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ вмещающих вулканитов, гидротермально измененных пород, новообразованных минералов и термальных вод Паужеткой гидротермальной системы свидетельствует о гетерогенности этих значений, существенно превышающей разброс погрешностей измерения. Прежде всего отметим тождественность вариаций величин $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в исходных вулканитах и в гидротермально измененных породах, что может быть связано с характером распределения радиогенного ^{87}Sr . Новообразованные минералы - кальцит, ломонит, хлорит характеризуются незначительными разбросами $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Данное обстоятельство заставляет отнести к основному источнику Sr породы, наименее обогащенные радиогенным ^{87}Sr . Максимальным разбросом $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ характеризуются гидротермы, делящиеся в этом отношении на две группы: 0,7032-0,7040 и выше 0,7045.

Проведенные исследования позволяют однозначно судить о природе изотопных отношений Sr. Низкие изотопные отношения Sr в хлоридно-щелочнометалльных гидротермах глубинной циркуляции являются результатом унаследования ими равновесных изотопных отношений 0,7032— 0,7040 в процессе активного выноса Sr из метасоматитов. Изотопные отношения для гидротерм, лежащие выше значений 0,7042, мы

рассматриваем как возникшие в результате смешения двух компонентов с различным изотопным составом и исходным содержанием Sr. Первым компонентом являются хлоридно-щелочнометалльные термальные воды, имеющие наиболее низкое изотопное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70318$ (см. табл. 42) и максимальную валовую концентрацию Sr = 1,12 мг/л. Второй компонент представлен холодными или нагретыми низкоминерализованными метеорными водами "морского" состава, имеющими максимальную величину изотопного отношения (0,7095) и минимальную концентрацию Sr (0,006 мг/л). Отсутствие процессов изотопного обмена в рассматриваемых условиях позволяет привлечь модель смешения из двух и даже из трех компонентов для всего диапазона изотопных отношений выше 0,70318. Третьим компонентом могут служить вулканиты, несущие подвижный, легко извлекаемый Sr с изотопным отношением 0,704—0,705.

Для двухкомпонентной системы на графиках вариаций $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в зависимости от $1/\text{Sr}$ фигуративные точки ложатся на линию смешения. В случае же моделей смешения из трех и более компонентов линейные соотношения нарушаются. Используя уравнения смешения, легко вычислить необходимую долю компонентов с различным изотопным составом, например метеогенной составляющей с "морским" отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Если в смеси с известным изотопным составом Sr два компонента имеют весовые доли X и $1 - X$, то, согласно [117, 251].

$$X = a - b/d(c - a) - (b - a),$$

где a — изотопный состав смеси; b — компонента 2; c — компонента 1; d — отношение концентраций Sr компоненты 1 к компоненте 2. Если изотопное отношение Sr гидротерм равно 0,7056 (скв. РЭ-2), а соотношение содержаний Sr в метеорных водах "морского" состава (компонента 1) и в гидротермах (компонента 2) равно 0,04:1, то при низком исходном значении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7036) в гидротермах весовая доля "морских" метеогенных вод составляет 0,87. Примесь морской составляющей типична для субповерхностной зоны Паужетского месторождения - 0,3—0,5 км.

Такой характер распределения величин изотопных отношений в гидротермах Паужетского месторождения приводит автора к идее о существовании как минимум двух уровней циркуляции термальных вод в недрах гидротермальной системы. Эти два уровня определяются условиями и механизмом водного питания всей Паужетской вулканотектонической депрессии. В пределах вулканических построек обрамления депрессии существует, как показано гидрогеологическими исследованиями [25], глубокий

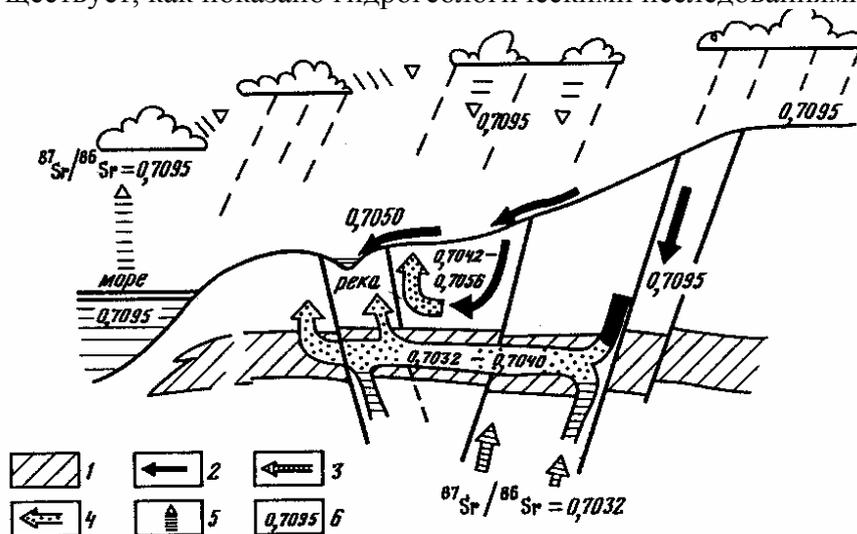


Рис. 65. Концептуальная модель геохимического цикла Sr в гидротермальной системе островодужного типа (Паужетской) с участием морской воды в виде атмосферных осадков

1 - водоносный горизонт; 2 - нисходящий инфильтрационный поток; 3 - восходящий поток гидротерм; 4 — растекание гидротерм в водоносном горизонте; 5 - метеорные воды с "морским стронцием"; 6 — величины Sr / Sr

подземный сток метеорных инфильтрационных вод. Крупные вулканические массивы Камбального хребта, вулканов 1102 и Ключевская Сопка, а также южного борта плато Голыгинских гор составляют основную водосборную площадь и область питания недр гидротермальной системы. Количество пресных поверхностных вод, потенциально имеющих "морской" изотопный состав Sr, по оценкам [25] достаточно велико, а по данным японских ученых [247] целиком обеспечивает питание вулканических гидротермальных систем.

В результате глубокого стока поступающее количество метеорных вод активно обменивается с толщей водоносных пород благодаря длительному пребыванию в недрах гидротермальной системы. Величину времени пребывания вод в условиях глубокой циркуляции можно оценить, исходя из следующего. Дж. Эльдер [263], используя данные радиоуглеродного датирования гидротерм месторождения Вайракей (Новая Зеландия) и содержания в них трития, выполнил оценку длительности (времени пребывания) подземного стока этих вод: глубокая циркуляция гидротерм (до 4-5 км) - 10^4 лет, среднеглубинная разгрузка (до 1-2 км) - 10^3 лет, малоглубинная разгрузка (до 0,5-1 км) - 10 лет. Аналогичные исследования вод Эль-Татио (Чили) дают цифры 15-17 лет.

На Паужетском месторождении различаются два уровня циркуляции гидротерм - глубокий и близповерхностный. Второй уровень отвечает, по нашим представлениям, залеганию водоносного горизонта в интервале 0,3-0,5 км. В связи со сходством типов гидротермальных систем можно предполагать и близость времени пребывания гидротерм на различных уровнях циркуляции. Для близповерхностного уровня Паужетского месторождения, по-видимому, реальны значения 10—15 лет.

На рис. 65 показаны геохимический изотопный цикл Sr в рамках второго уровня циркуляции вод Паужетской системы и механизм формирования изотопного состава путем смещения по двухреперной модели: гидротермы глубинной циркуляции — метеорные воды с "морским" Sr. Согласно этой модели, генезис изотопного состава Sr гидротерм второго уровня циркуляции объясняется смешением хлоридно-щелочнометалльных гидротерм глубокой циркуляции (первого уровня) с метеорными хлоридно-гидротермальными водами низкой минерализации, содержащими Sr с "морским" изотопным составом. Наблюдается явление "очищения" гидротерм от примеси "морского" Sr путем многократного массообмена с породами.

Важным геохимическим фактом является установление источника концентраций Sr (а возможно, и геохимически связанного с ним Ca) — хлоридно-щелочнометалльных гидротерм, характеризующих глубинные процессы.

Таким образом, на примере Паужетского геотермального района представлена модель современного изотопного геохимического цикла Sr, охватывающего ряд его источников существенно различного изотопного состава: морская вода (Охотское море + Тихий океан), вулканические породы и гидротермальные растворы глубинной циркуляции. Суммируя данные исследований геохимии и изотопного состава Sr в гидротермах и породах Паужетского геотермального района, можно выделить следующие общие геохимические закономерности распределения (концентрирования или рассеивания) Sr.

1. Концентрация Sr возрастает с увеличением общей минерализации различных типов вод.
2. Стронций геохимически связан с кальцием во всех генетических типах вод и в породах.
3. Уровни содержания существенно возрастают от низкоминерализованных вод гидрокарбонатно-кальциевого состава (0,02—0,06 мг/л) до существенно хлоридных

высокотемпературных щелочнометалльных гидротерм и рудообразующих рассолов (50 мг/л).

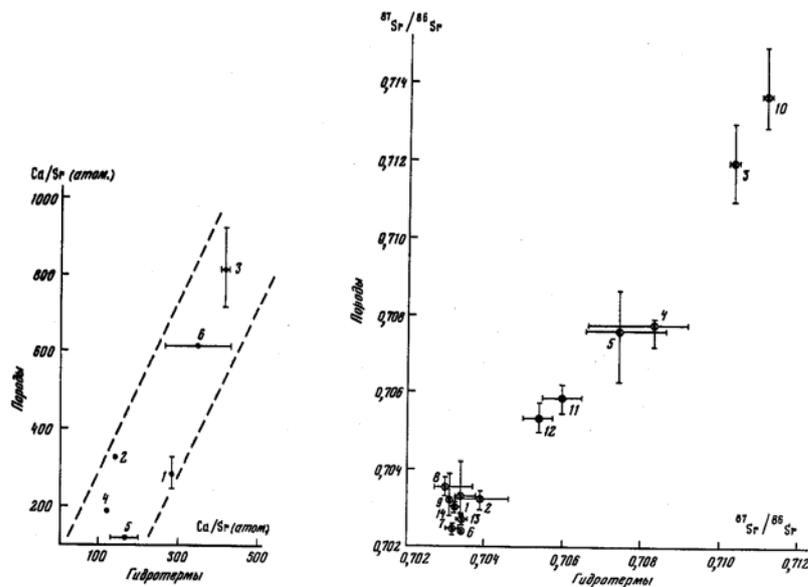


Рис. 66. Корреляция величин атомных отношений Ca/Sr в гидротермах и вмещающих их вулканических породах

1 — Узон; 2 — Паужетка; 3 — Исландия, Рейкьянес; 4 — скв. Н-8 [274], Нижне-зерновское, Камчатка [53]; 5 — Эль-Татио (Чили) [282]; 6 — Йеллоустон (США) [273]

Рис. 67. Соотношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в термальных водах и вмещающих породах современных гидротермальных систем [168]

1 — Паужетское месторождение (Камчатка); 2 — среднее по Исландии [258]; 3 — Йеллоустон (США) [273]; 4 — Байкальский рифт [161]; 5 — Северо-Муйский хребет (Северное Прибайкалье); 6 — Восточно-Тихоокеанское поднятие (21° с.ш.) [251]; 7 — Нижнеозерновское месторождение, скв. 1 (Камчатка); 8 — Долина Гейзеров (Камчатка); 9 — Нижнекошелевское месторождение (Южная Камчатка); 10 — Солтон-СИ (Калифорния, США); 11 — Челекен (Туркмения); 12 — гидротермы бухты Восточной (оз. Курильское); 13 — Новая Зеландия; 14 — вулкан Камбальный (Южная Камчатка)

4. В вертикальном разрезе гидрохимической зональности накопление Sr связано с ростом хлоридности и уменьшением количества сульфат-иона.

Существует два уровня циркуляции гидротерм, изотопный состав Sr для которых различен: 1) верхний уровень циркуляции захватывает субповерхностные горизонты месторождения; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ колеблется от 0,704 до 0,706; происходит активный обмен с метеорными водами; меняется химизм; 2) уровень глубинной циркуляции (до нескольких километров); воды здесь характеризуются низким изотопным составом, типичным для исходных пород (0,7028-0,7034). Вследствие этого появление гидротерм с малыми значениями изотопных отношений Sr в субповерхностных горизонтах месторождения свидетельствует о наличии здесь раскрытого на большую глубину новейшего тектонического нарушения.

Отсутствие процессов изотопного обмена в гидротермальных условиях позволяет привлечь модель смешения из двух или трех компонентов для всего диапазона отношений более 0,7033. Несмотря на закономерную эволюцию состава и геохимических типов вод гидротермальных систем в течение длительного времени их существования (до 10^6 лет), унаследование изотопного состава Sr пород сохраняется, а массообмен вода—порода и смешение вод различного генезиса выступают в роли ведущих механизмов формирования химического и изотопного состава гидротерм (рис. 66, 67). Решающую роль играет минеральный состав зон гидротермально измененных пород.

На примере Паужетской гидротермальной системы показана реальность существования геохимических циклов в системе взаимосвязанных источников Sr: метеорные осадки морского генезиса + вулканические породы + гидротермальные растворы глубокой циркуляции.

2.6. Брекчии в структуре гидротермальной системы

Брекчии традиционно являются объектом петрографических и металлогенических, а в последние годы и геотермических исследований. Теоретическая и практическая значимость брекчиевых образований огромна. Они контролируют эпitherмальное оруденение Забайкалья [28, 125, 228], Казахстана [152], Урала [193], Чукотки [64], Австралии [260], Испании [305], США [252], Восточных Родоп [260] и др. К брекчиям приурочены медно-порфировые [158], молибденовые [215], оловянные [205], свинцовые и цинковые [112], ртутные [130], никелевые [156] и редкометал-льные [155] месторождения гидротермального и негидротермального происхождения. Известны сотни работ, посвященных различным вопросам контроля брекчиями продуктов гидротермального, интрузивного и вул-каногенного процессов. Полиметаллы палеогидротермальных систем Камчатки типичны для полимиктовых брекчий магматического—тектонического—гидротермального генезиса [188]. Современные высокотемпературные гидротермы Мутновского района Южной Камчатки циркулируют в различных по происхождению брекчиевых структурах [95].

Исследователи издавна отмечают пространственную и генетическую связь тел брекчий с гипабиссальными и малоглубинными интрузивами, штоками и дайками [84, 160, 215]. На гидротермальных месторождениях рудоносные мелкие интрузивы, эксплозивные брекчии и промышленные руды, по-видимому, представляют собой остаточные продукты дифференциации единого магматического очага [157].

В связи с бурением сверхглубоких скважин обнаружено, что брекчии широко представлены и на глубинах, значительно больших 1 -2 км, причем брекчии имеют не только тектоническое происхождение [55, 97]. Так, в Миннибаевской сверхглубокой скважине Татарии в толще древнего кристаллического фундамента обнаружена интенсивная раздробленность пород, возрастающая с глубиной [140]. Из этих интервалов на глубинах 3—5 км получены значительные притоки высокоминерализованных газонасыщенных термальных вод. "Оказалось, что кристаллический фундамент не является монолитным основанием, как это предполагалось ранее, а представляет систему, в пределах которой могут свободно циркулировать газонасыщенные водные растворы" [140, с. 3]. Высокая брекчированность пород и богатая новейшая гидротермальная (в том числе рудная) минерализация имеют место в глубинных частях разрезов Кольской, Саатлинс-кой, Миннибаевской и других скважин.

В последнее время выявлено повсеместное развитие брекчий в земной коре. Интерес к ним резко возрос в связи с тем, что установлено их исключительное значение как структурного элемента геологического пространства. Описаны брекчии, микро- и мегабрекчии с размером обломков от микронов до сотен и тысяч метров. Для ранних этапов развития Земли и для планет земной группы размеры обломков в мегабрекчиях составляют многие сотни километров [128, 138, 196]. Таким образом, понятие брекчии выходит за рамки конкретной породы или тела разрушения, смыкаясь с понятием структурной однородности—неоднородности геологической среды. Автор предлагает свое толкование однородности—неоднородности (брекчиевости) геологической среды [29]. Остановимся на этом подробнее применительно к изучению геологической структуры гидротермальных систем.

Брекчиеобразование широко проявлено в структуре гидротермальных систем [86, 223, 271]. Изучение этого процесса и его следствий дает информацию, часто определяющую, о геодинамическом развитии гидротермальных систем, строении

очаговой зоны и геотермального (гидротермального рудного) резервуара. На основе анализа проблемы и длительного изучения фактического материала автор пришел к выводу, что брекчиеобразование типично для всех этапов (от докембрийского до современного) и всех структурных уровней (от кристалла до планеты) организации геологического пространства. При этом под брекчиями любого происхождения и любой размерности обломков понимаются образования, структуру которых составляют два основных элемента — относительно монолитные ("жесткие") блоки и вмещающие их первично и вторично неоднородные (нарушенные, подвижные) участки. Первые отвечают понятию обломков в типичной брекчии, вторые — цементу. Обломки чаще всего резко очерчены (но не обязательно), цемент, как правило, разнородный (полимикто-вый). Брекчии формируются вследствие динамических и статических нагрузжений. В первом случае образуются типичные брекчии, т.е. сложенные остроугольными обломками; во втором границы между обломками и цементом "плавают" в некотором интервале значений. Следовательно, мы вынуждены либо расширить существующее понятие брекчии [173], либо найти другой термин. Автор остановился на первом варианте.

2.6.7. Теоретические основы брекчиеобразования в структуре гидротермальных систем

Неоднородное распределение напряжений. Непосредственные измерения показали широкое распространение высоких горизонтальных напряжений в породах и на больших глубинах, и в непосредственной близости от земной поверхности. Высоконапряженные массивы имеют локальное распространение в пределах регионов, месторождений и отдельных тел. Участки высоких горизонтальных напряжений представлены наиболее прочными, упругими и монолитными породами. Исследования последних лет показали, что "в земной коре нет точек, которые находились бы в геологически неподвижном состоянии" [127]. Земная кора постоянно развивается, пульсирует. Происходит нарушение связности и одновременно уплотнение пород за счет периодических дифференцированных движений. Экспериментально это положение подтверждается для условий гористого рельефа: при поднятиях наблюдается значительное разуплотнение и увеличение объема пород. Высокие горизонтальные напряжения приурочены именно к зонам восходящих движений независимо от тектонотипа региона, абсолютного возраста и происхождения пород. При поднятии блоков вокруг них создаются условия для разгрузки энергии и происходит разрушение вмещающих пород и краевых частей блоков. Известно также, что в массиве горных пород напряжения распределены неравномерно и концентрируются в краевых частях целиков [174]. Следствием этого является толчкообразное изменение напряженного состояния и деформирование эндоконтактной зоны целика и вмещающих пород. Концентрация напряжений происходит вокруг трещин, пустот, поверхностей слоистости, кливажа. В относительно однородном массиве разрушения начинаются у таких "дефектных" структур, постепенно охватывая весь массив: зоны сдвига, представляющие собой первичные и вторичные воронки обрушения, образуются в краевых частях залежей (горизонтов, слоев, тел) цепочками по простиранию [187].

Таким образом, согласно исследованиям в горном деле, в земной коре имеет место дискретное распространение локальных высоконапряженных, относительно монолитных массивов, между которыми расположены менее напряженные, нарушенные породы. Напряжения концентрируются в эндоконтактной зоне массивов, на краях обломков, включений, вокруг трещин. Обломки (блоки) и все существующие "дефекты" среды являются концентраторами напряжений, которые, в свою очередь, предопределяют ход последующего структурообразования. Монолитные горные породы находятся в высоконапряженном состоянии. Для их деформации требуется усилие до $n - 10$ раз больше,

чем для трещиноватых вмещающих пород. Поэтому геологическая среда разрушается сравнительно легко в условиях тектонически нарушенных структур, в цементе брекчий.

Двухслойная модель - аналог слоистой структуры гидротермальной системы.

За двухслойную принята модель, в которой нижний слой является пластичным, а верхний хрупким. По данным моделирования разрушения двухслойного блока пород, верхний слой при нагруженииTM вначале расчленяется на крупные отдельности, затем разрушается материал в пределах этих отдельностей и т.д. Густота трещин возрастает. Материал модели распадается на все более мелкие отдельности и при каждом дополнительном нагружении [108]. В двухслойных моделях, следовательно, постепенно разрушается верхний хрупкий слой. Двухслойные модели представляют большой интерес, так как на каждом уровне изучения геологической среды можно выделить относительно хрупкий слой и подстилающий его пластичный: земная кора и мантия, жесткие блоки над магматическим расплавом, водоупоры и водоносные горизонты. Если имеют место относительные перемещения породных масс, смещения блоков приводят к разогреву пород в зоне трущихся поверхностей и появлению расплавов. Формируются двухслойные геологические модели, в которых "образование и развитие разогретых зон разломов и слоев представляет собой самоподдерживающийся процесс, что обеспечивает их длительное и устойчивое существование во времени и пространстве" [108, с. 6].

Выше рассмотрена реализация статических нагружений в двухслойных моделях. Динамические нагрузки, отождествляемые здесь с локальными, также должны приводить к образованию двухслойных моделей. Так, при исследовании механизма перераспределения влаги в зоне действия взрыва в грунтах, в том числе скальных, отмечено, что в течение десятков минут после взрыва в наиболее сжимаемой зоне и области, примыкающей к зоне остаточных деформаций, растет влажность [41]. В массиве пород меняется поле напряжений и возникает гидравлический напор за счет собственного веса воды. Таким образом, двухслойные локальные модели с делением хрупкого слоя на неоднородности (блоки, обломки) могут возникать вследствие перераспределения влажности при динамических воздействиях на среду.

При метасоматозе и гидротермальном преобразовании пород на границе двух толщ образуется трехслойная модель, а на поверхности — двухслойная, в которых самостоятельным телом является граничная фаза. Поверхностная энергия распределена неравномерно, поэтому метасоматические процессы локализованы, что выражается в мозаичном (брекчиевидном) распределении продуктов метасоматоза.

В этом разделе мы рассматриваем двух- и трехслойные модели, наиболее простые и в то же время типичные для природных объектов.

Брекчирование среды волнами напряжений. Считается, что разрушение тела происходит вследствие развития в нем некоторых поверхностей разрыва или смещения, которые начинаются с первичных трещин или дислокаций [50]. Породы разрушаются лавинообразно путем образования систем трещин и объединения их магистральным разрывом с нарушением перемычек между ними [226]. В системы структур разрушения объединяются не только начальные трещины, но и магистральные разрывы, которые являются "микротрещинами" для своего структурного уровня. Внешняя нагрузка при разрушении снимается с большой скоростью, так как скорость прорастания трещины в твердом теле равна скорости распространения звука в данном теле [211]. Это означает, что формирование системы трещин каждого этапа разрушения (между периодами накопления упругой потенциальной энергии) происходит практически мгновенно. Но, поскольку для каждого структурного уровня существует целый ряд источников энергии трещинообразования, вся система структур разрушения (брекчий) является результатом непрерывного последовательного геологического развития. Краеугольным положением модели лавинно-неустойчивого трещинообразования является повторяемость процесса разрушения на разных масштабных уровнях [209]. Более того, образование разрыва предопределяется подготовкой разрушения среды на предыдущем структурном уровне.

Рассмотрены условия разрушения пород при достижении критических нагрузок. Однако элементы разрушения пород наблюдаются и при нагрузках значительно меньших критических. При нагрузке в 75-80% от разрушающей отмечается интенсивное развитие локальных микронарушений в узкой зоне будущего магистрального разрыва [43]. В некоторых случаях здесь же происходит перестройка структуры из хаотической в ориентированную из-за поворота кристаллов длинной стороной в одном направлении. В шлифах видна перекристаллизация в некоторых зернах роговой обманки и плагиоклаза, увеличивается количество двойников, растет число ступенчатых трещин, появляются плоскости скольжения и подвижки по ним, прослойки перетертого материала. Следовательно, подготовка разрушения — длительный процесс, начинающийся уже при незначительных дифференциальных напряжениях. Пластические деформации и хрупкие разрушения происходят на локальных участках без перестройки общего структурного плана при 25—30 % от разрушающей нагрузки.

Отметим еще одну особенность волн напряжений, в частности ударных. Ударный элемент (газ или газовой-жидкий флюид) контактирует со средой не одновременно по всей площади. Соответственно возникают волны деформации с некоторым разрывом во времени. Волна деформации имеет участки нарастания и спада усилий, обладающие различной длительностью [7]. Образуются зоны интенсивного дробления пород, перемежающиеся с относительно монолитными пластинами. Такая последовательность зон дробления наблюдается в однородных породах. При наличии свободных поверхностей (тектонических, дневной) и границ раздела сред картина брекчированности усложняется за счет интерференции волн напряжений.

Существование двух или нескольких источников напряжений, а также отражение основной волны от поверхностей раздела сред или от свободной поверхности приводят к сложению либо взаимному уничтожению волн деформации—интерференции. На границе разнородных участков прямая волна распадается на две — обратную для первого участка и прямую для второго. Обратная волна будет растягивающей, производящей наибольшие разрушения, прямая — сжимающей. Чем контрастнее свойства сопряженных участков, тем существеннее преобразование волны на границе [7]. В массиве с несколькими границами раздела коэффициент использования энергии взрыва повышается, так как отраженные волны, интерферируя друг с другом, усиливают растягивающие напряжения [234]. Зоны интерференции трассируются участками наложения близких по размерам и времени образования двух или нескольких осесимметричных структурных неоднородностей. Это бисекторные зоны [34], имеющие в объеме форму линз или более сложную в зависимости от числа структурных пересечений. Таким образом, зоны интерференции волн напряжений строго локализованы и выделяются высокой степенью нарушенности вмещающих пород. Бисекторные зоны вулканогенных рудных полей контролируют наиболее продуктивные минеральные рудные ассоциации. Бисекторные зоны геотермальных районов, по нашим последним данным, вмещают гидротермальные системы. В свою очередь, термовыводящие зоны и термальные поля расположены в пределах участков интерференции более мелких осесимметричных (кольцевых) структур.

То обстоятельство, что волна напряжений в геологической среде представлена волной сжатия, вызывающей минимальные разрушения и даже уплотняющей среду, и волной растяжения, производящей максимальные для каждого конкретного импульса разрушения, имеет принципиальное значение при изучении структуры гидротермальной системы. С этой позиции объясняется периодичность элементов геологической структуры (рис. 68). В телескопированных осесимметричных структурах, каковыми являются структуры гидротермальных систем, концентрические зоны слабо трещиноватых пород чередуются с полосами, насыщенными разновременными магмо- и рудо (термо) проявлениями.

Сжимаемость пород: проблема пространства и брекчиеобразование.

Исследования в области разрушения горных пород волнами напряжений позволяют сделать определенные шаги в решении этой проблемы. По данным А.Н. Ханукаева [233], сжимаемость пород в зоне взрыва достигает 50—70 %. Эти цифры соответствуют увеличению объема тел при брекчировании и реальны не только для близповерхностных условий, но и для глубин не менее 10 км, что и подтверждают данные сверхглубокого бурения [85]. Существуют косвенные геологические свидетельства глубинного объемного разуплотнения и вследствие этого подъема блоков с сопутствующим дроблением пород в экзоконтактовых зонах [60]. Это так называемый тектоно-кессонный механизм брекчирования. К. Листер [283] пришел к выводу, что просачивание холодных поверхностных вод распространяется на глубину нескольких километров (не менее 7 км); в результате быстрого водяного охлаждения растрескиваются кристаллические массивы. В зонах действия ударных волн происходит расслоение пространства на уплотненные и разуплотненные зоны, вплоть до образования расплавов, с одной стороны, и пустот — с другой. Уплотнение—разуплотнение вещества происходит как на участках локальных тектонических подвижек, так и в глубинных разломах.

Проблема пространства частично решается и при принятии концепции пульсации магматических очагов. Термическое сокращение объема магматических очагов достигает 10% и больше [164]. Образующиеся разуплотненные пространства достаточно велики при значительных размерах очагов. Большая длительность и многократная повторяемость процесса сокращения—увеличения объема очага приводит к образованию мощных (до десятков километров) перемежающихся друг с другом зон тектонических и автоинтрузивных брекчий.

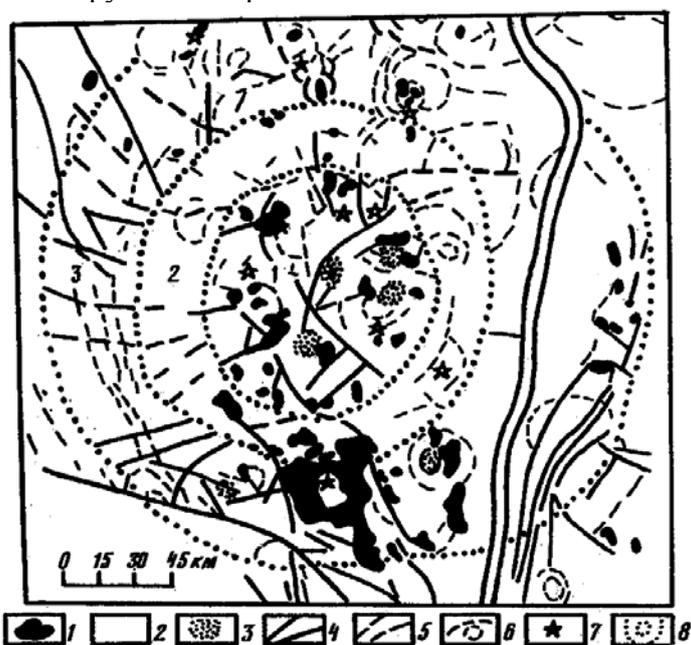


Рис.68 Фрагмент геолого-геоморфологической структурной схемы Центрально-Камчатского района

1 — интрузивные тела; 2 — вулканогенные и терригенные отложения; 3 — мета-соматиты; 4,5 — тектонические нарушения: 4 — установленные, 5 — предполагаемые; 6 — литологические границы; 7 — вулканы; 8 — структурные границы зон: 1 — смятия и интенсивного дробления, насыщенных эндогенными проявлениями; 2 — массивных пород с редкими разломами и единичными интрузивными телами; 3 — трещиноватых пород с высокой насыщенностью интрузивными телами.

Проблема пространства при данном подходе находит логичное решение и для гидротермальных систем. Изначальное разделение пространства гидротермальной системы на жесткие блоки и проницаемые участки предопределяет интенсивное

гидротермально-метасоматическое преобразование пород цемента (проницаемых участков) и дальнейшую дифференциацию среды, создание иерархической системы брекчий.

Физические основы некоторых "частных" механизмов брекчирования.

Рассмотрим горные удары, брекчиеобразование в условиях метаморфизма, взрывы в гидротермальных системах, брекчирование при разогревах (трение и электромагнитные импульсы) и контрэксплозии.

Г о р н ы е у д а р ы. Горный удар представляется как хрупкое разрушение среды, происходящее вследствие упругого расширения предельно напряженного участка массива пород и возникновения колебательного процесса [174]. Колебания вызывают дополнительные разрушения в зоне удара. Ширина этой зоны составляет от 2 до 5 мощностей массива и достигает многих километров. При разработке полезных ископаемых фиксируются удары с радиусом разрушения до 6 км и сейсмической энергией в 10^6 Дж [52]. Мощность образующихся брекчиевых структур составляет сотни метров и километры. Таким образом, горные удары — это импульсные воздействия на среду волн напряжений, возникающих при переходе высоконапряженного массива через пороговое значение напряженности. Основное их отличие от других механизмов брекчирования среды волнами напряжений, как и тектонического брекчирования, — отсутствие теплового источника.

Автор ввел понятие газогидротермального удара: воздействие фронта движущегося с высокой скоростью газогидротермального потока на слабопроницаемые породы, часто выполняющие роль экранов. В результате происходит встряхивание пород практически без транспортировки образующихся обломков. Возможны только незначительные сдвиги и повороты за счет механической энергии гидротермального раствора. Типичные брекчии газогидротермального удара образуются в относительно хрупких массивах, экранирующихся пластичными породами либо заключенных в них. Эти брекчии широко распространены в пределах современных и древних гидротермальных систем и рудоносны.

Б р е к ч и е о б р а з о в а н и е в у с л о в и я х м е т а м о р ф и з м а. При достаточно высокой температуре следствием деформации может быть метаморфизм, сопровождающийся изменением минеральной ассоциации, привнесом или выносом материала из породы. Деформация рассматривается как фактор, который сопутствует метаморфизму любого типа и контролирует структуру породы [227]. Деформация пород в условиях давления и температуры происходит в основном путем трансляционного скольжения и двойникования, а также диффузии и течения границ зерен. Диффузия приводит к изменению формы отдельных зерен или их агрегатов и одновременно вызывает зарождение центров кристаллизации. Миграция границ зерен ведет к росту зерен, либо к растворению и изменению их формы. Скорость трансляционного скольжения, например, в чешуйках слюды или зернах карбоната контролируется скоростью деформации вмещающих пород.

Высокие температуры приводят к порообразованию, проскальзыванию по границам зерен и межзеренному разрушению, т.е. к микробрекчированию. Это подтверждают и исследования в области разрушения неорганических материалов [183]. В условиях теплового удара происходит интенсивное разрушение поверхности скальных пород, сопровождающееся вылетом зерен и развитием зоны деструкции на глубину до 2—3 линейных размеров зерна [66]. В то же время разрушение пород значительно ускоряет протекание метаморфизма, в том числе гидротермального. Метасоматическое, или физико-химическое по Г.Л. Поспелову, брекчирование заключается в развитии блочных метасоматитов [178] и, как правило, предшествует процессам тектонического, интрузивного, взрывного брекчирования или сопровождает их.

Таким образом, как процессы метаморфизма подготавливают брекчирование среды, так и деформирование пород в условиях статического и динамического

нагрузки предопределяет развитие регионального и гидротермального метаморфизма.

Взрывы в гидротермальных системах. Гидротермальные системы являются объектами геологической среды, локальные объемы которых могут испытывать резкие повышения и понижения давления. Действительно, резкие колебания давления происходят при взрывах, сеймотектонических процессах. Резкое понижение давления приводит к быстрому расширению пузырьков воздуха в жидкости, жидкость вскипает. Если давление меняется на обратное, масса воды, двигаясь к центру пузырьков, увеличивает скорость движения, а у центра пузырька резко тормозится. Выделяется значительная энергия, происходит испарение части воды и кратковременное повышение температуры до 7000—10 000°C [177]. Этой температуры достаточно для разрушения части электронных оболочек у молекул воды. Такое повышение температуры превосходит наблюдаемое при взрывах мощных взрывчатых веществ, хотя разогретый объем оказывается небольшим. Это явление названо кавитацией. Резкое изменение напряжений в ограниченном объеме создает условия для возникновения множества центров кавитации [182]. Кавитация, по-видимому, широко представлена в гидротермальных системах и приводит к перераспределению напряжений, микродроблению во множестве центров и локальному разогреву—плавлению пород.

Аналогичный механизм взрыва в условиях резко меняющейся геодинамической обстановки, вероятно, имеет место и в магматических очагах. Сжатие магматического очага вызовет разогрев расплава. Смена тектонической обстановки на обратную (а по данным наблюдений в сейсмически активных регионах смена движений по разломам может происходить до нескольких раз в 10 лет) приведет к резкому расширению объема очага и к повышению напряжений и возникновению ударных волн.

Брекчирование при разогревах при трении и электромагнитных импульсах. Эмпирические данные свидетельствуют о широком проявлении в зонах тектонических нарушений зеркал скольжения, пленок и прослоев расплавленного материала. Разогрев пород наблюдается и в том случае, когда трущиеся поверхности смочены жидкостью [8]. Этот факт имеет особое значение для объяснения гидротермальных взрывов в тектонически активных системах: резкое повышение температуры пород при определенных давлениях вызывает вскипание раствора и дробление вмещающих пород.

Смещения пород сопровождаются трением, при котором возможны электризация поверхности диэлектрика (горных пород), накопление зарядов и возникновение электрических токов вдоль тектонических нарушений [47]. Электрические токи возникают также вследствие проплавления пород при трении и возрастании их проводимости [6]. Электрические заряды, в свою очередь, приводят к разогреву пород вплоть до расплава и могут служить причиной землетрясения или взрыва. Разрушение пород даже при низких температурах, например при температурах гидротермального минералообразования (200-400, до 600°C), сопровождается изменениями электропроводности, электромагнитным излучением, термотоками, термолюминесценцией и выделением запасенной энергии в виде тепла [46].

Горные породы в той или иной степени расчленены трещинами. Электрическая прочность породы интенсивно трещиноватой обычно ниже прочности монолитного блока в 10 раз и более [10]. В экспериментах при подаче высокого напряжения на электроды и достижении критической величины напряженности происходит пробой трещины. Вследствие высокой проводимости канала пробоя напряжение на нем падает до нуля и происходит его перераспределение в межэлектродном пространстве, вызывающее повышение напряженности электрического поля на непробитом участке. Следовательно, процесс может повториться на непробитом участке.

Таким образом, в тектонически нарушенной среде возникают электрические поля высокой напряженности, проводимость возрастает на 1—2 порядка в локальных

нарушениях вследствие проплавления пород, что приводит к импульсным электромагнитным процессам. Сжатие пород и их деформация вызывают электризацию частиц породы. Происходит перераспределение напряженности электрического поля и изменение прочностных свойств пород. Прочность пород при воздействии электрического поля снижают также увлажнение, физико-химические включения, неоднородность состава и пористость. Электрическое разрушение, как правило, сопровождается тепловым и химическим разрушением.

Брекирование при контрэсплозии. Колебание давления в природных, в том числе гидротермальных, системах, как уже отмечалось, вызывает быстрые понижения и повышения давления в локальных объемах систем. Падение давления вплоть до атмосферного за доли секунды — минуты и, возможно, за больший отрезок времени вызывается, в частности, начальными взрывными выбросами. В результате происходит движение блоков вмещающих пород (размером $n \cdot 10$ м и более) в образовавшиеся разуплотненные зоны. Автор подробно останавливался на этом явлении [189], названном ранее контрэсплозией [290]. Механизм контрэсплозии аналогичен протрузии — движению жестких блоков в относительно жесткой среде вверх и гравитационному опусканию (кальдерообразованию) — движению блоков вниз. В основе этих механизмов лежит предварительное разрыхление среды и создание области пониженного давления.

На этом примере очевидна взаимосвязь ряда механизмов брекирования: эсплозия — контрэсплозия — разогрев и проплавление пород за счет трения при движении блоков и связанные с этим взрывы — электризация пород и разрушение за счет электромагнитных импульсов — кавитация как микробрекирование - тектонические подвижки (гидроразрыв).

2.6.2. Брекии как элемент структуры палеогидротермальных систем

Полученные данные о структуре брекиевых образований в пределах вулканогенных рудных полей [188, 189], контролирующих палеогидро-термальные системы, несут принципиальную информацию о вероятных типах и местоположении брекий в недрах молодых и современных гидротермальных систем. Кратко напомним эти данные.

Срезы вулканогенных рудных полей характеризуются зональным распространением генетических типов брекий. Периферия полей отмечается широким площадным распространением тектонических гравитационных брекий, локальных тел автомагматических и некоторых других (протрузивных, эсплозивных), в основном дорудных и пострудных, брекий.

Средние концентрические зоны рудных полей выделяются площадным распространением брекий газогидротермального удара (неперемещенных), локальными телами эсплозивных, реже интрузивных, протрузивных, минерализационного выщелачивания и некоторых других типов брекий, а также линейными (радиальными в вулканоструктуре) тектоническими зонами дробления и инъекционными туффзитовыми образованиями. Центральные части вулканогенных рудных полей (собственно палеогидротермальные системы) представляют собой сложное брекиевое сооружение. В основной массе повсеместно развитых брекий газогидротермального удара, тех же, что в средней концентрической зоне, выделяются осесимметричные и линейные (дуговые, радиальные) тела брекий гидротермально-инъекционного выщелачивания, метасоматических и полимиктовых рудных образований наряду с единичными телами интрузивных, эсплозивных и некоторых других брекий. В этой части рудного поля (в пределах палеогидротермальной системы) образуются, как правило, наиболее продуктивные, рудоконтролирующие когидротермальные брекии.

Зональность распределения генетических типов брекчий согласуется с неоднородно-зональным строением поля осесимметричных структурных неоднородностей (кольцевых фразтур). В центральной части поля концентрируется максимальное число кольцевых фразтур. Важнейшей особенностью рудоконтролирующих брекчий является их приуроченность к сложным структурным зонам — осевым частям телескопированных кольцевых структур, участкам наложения нескольких однопорядковых кольцевых фразтур (бисекторным зонам), пересечениям линейных структур различных простираций и т.д.

Таким образом, брекчии занимают определенное положение в структуре вулкане генного рудного поля и гидротермальной системы. Более того, все поле вулканитов представляется совокупностью пород различной степени брекчированности.

2.6.3. Брекчии корневых частей гидротермальных систем (на примере гидротермальной системы ВПКВыченкия)

Брекчиевая структура микродиоритов краевых частей субинтрузивных тел. Детальное петрографическое изучение пород вулканоплутонического комплекса Выченкия (см. рис. 15) показало, что для микродиоритов и диоритов субинтрузивных тел типична неоднородность основной массы и фенокристаллов. Фрагментарность диоритов резко возрастает к их контактам с вмещающими породами. Здесь же отмечаются также "брекчии брекчий", когда мелкие обломки фенокристаллов (0,1—2 мм) или микролитовой основной массы заключены в округлые выделения (8-10 мм) с четкими границами. Округлые выделения, в свою очередь, сцементированы лавой андезитового состава или сплавлены друг с другом. В последнем случае обнаруживаются тонкие лимонитовые пленки вокруг округлых фрагментов.

Отмеченная фрагментарность в строении пород имеет место также для даек мелкопорфировых андезито-базальтов, литокристаллокластических туфов второй толщи комплекса и пирокластических пород третьей толщи (см. раздел 1.3).

Участки — фрагменты даек андезитов выделяются по группированию зерен темноцветных и плагиоклазов по определенным направлениям. Размеры участков составляют 3-8 мм, т.е. они до 10 раз больше порфировых вкрапленников. Кристаллокласты плагиоклаза и кварца пирокластических пород среднего и кислого состава помещены в стекло ячеисто-обломковидной текстуры, подчеркиваемой скоплением мелких кристаллов плагиоклаза, выщелачиванием фрагментов стекла. У контактов субинтрузивных тел, кроме того, наблюдается повышенная механическая корродированность фенокристаллов. Крупные зерна трещиноваты, мозаичны за счет выкрашивания участков и последующего замещения их новообразованными минералами. Явление первичного (в процессе образования породы) брекчирования порфировых вкрапленников типично и для изверженных пород. В лавах Паужетского района фенокристаллы плагиоклазов, пироксенов, кварца, как правило ориентированные вдоль потоков, большей частью деформированы, сглажены на гранях. За счет разрушения краевых частей кристаллов в основной стекловатой массе пород отмечается более 15% мелких осколков плагиоклазов, пироксенов, кварца. По-видимому, процесс разрушения фенокристаллов близкосоизременен с их кристаллизацией.

Вторичное брекчирование фенокристаллов и основной массы диоритов локализовано в зонах проявления тектонических, магматических, гидротермальных процессов и поэтому не имеет столь широкого распространения. Исключение составляет брекчирование кристаллов и основной массы породы в процессе гидротермального метаморфизма, что рассмотрено ниже.

Брекчиевая структура экзоконтактовых частей диоритовых тел. Экзоконтактовая зона субинтрузивных диоритовых тел идентифицируется по наличию здесь

типичных автомагматических, а также гигантообломочных интрузивных брекчий. Автомагматические брекчии сложены округлыми либо неправильными обломками диоритов, сцементированных андезитовой лавой. Фрагментами обломки сплавлены друг с другом, цемент отсутствует. Вмещающих пород в обломочной части не более 5%, в краевых частях брекчиевых тел - до 50% и больше: возникает своеобразная оторочка тектономагматического происхождения. Брекчии слагают воронко-, трубо-, жилообразные и неправильно-изометричные тела, локализованные в зоне гигантообломочных интрузивных брекчий.

В гигантообломочных интрузивных брекчиях обломки представлены крупными (до 50 м, что удалось откартировать в обнажениях) изометричными блоками диоритов, помещенных в тектоническую брекчию вмещающих туфолав, туфов и песчаников с размером осколков от долей сантиметра до 20 x 60 м и больше. Цементом служат также автомагматические брекчии. Блоки диоритов и вмещающих пород расположены беспорядочно, как обломки в гетерогенной брекчии или ксенотуфе.

Гигантообломочные и автомагматические брекчии образуют оторочку -зону мощностью от 50—100 до 400 м в экзоконтактных частях диоритовых тел. На отдельных участках оторочка либо отсутствует, либо не установлена. Видимо, ее образование связано с коррелирующим воздействием магмы на вмещающие породы при ее перемещении и дегазации. При этом возможно проявление ряда механизмов брекчирования — эксплозий, контр-эксплозий, газовых ударов. Падение зоны предположительно субвертикальное.

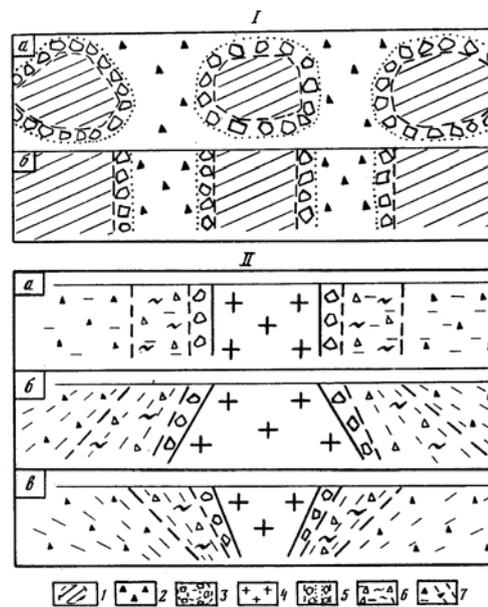


Рис. 69. Принципиальная схема структуры вулканоплутонического комплекса и вулканогенной (вмещающей) толщи

/ — брекчиевая структура вулканогенной толщи (а — в плане, б — в разрезе) : I — стабильные, относительно монолитные участки (обломки) ; 2 — цемент, относительно нарушенные проницаемые участки; 3 — гигантские брекчии, II — строение вулканогенной толщи вблизи интрузивного тела диоритов (падение контактов тела: а — вертикальное, б, в — наклонное) : 4 — интрузивное тело; 5 - оторочка автоматических (интрузивных) брекчий; 6 - толщина переслаивающихся туфов—туфолав-лав среднего и кислого состава; 7 — толщина туфов среднего состава псефитовой размерности, крупность обломков постепенно возрастает к интрузии

Таким образом, для субинтрузивных и вмещающих их пород вулканоплутонического комплекса типичны брекчиевые структуры как на микро-, так и на макроуровне изучения (рис. 69). Брекчиевая структура формируется в ходе вулканогенного и интрузивного процессов (начальная брекчированность как свойство потоков вещества) и в течение всего времени физико-химического изменения пород

(наложенная брекчированность, локализуемая в тектонических, метасоматических и рудных зонах). Брекции почти всегда полимиктовые: мелкие, чаще со сглаженными гранями или округлые обломки слагают крупные обломки, для которых более типичны остроугольные грани. Размеры крупных и мелких обломков различаются в среднем в 3-6 раз. Минимальный (установленный в прозрачных шлифах) размер обломков равен 0,01-0,05 мм, максимальный (фиксируемый в обнажениях) достигает 50-60 м в одном измерении.

Приходим к интересному заключению: важнейшей особенностью структуры вулканоплутонического комплекса является повышенная начальная брекчированность пород в контактовых зонах геологических тел — субинтрузий, даек, лавовых и пирокластических потоков. Следствием этого является локализация именно в контактовых зонах геологических тел наложенных процессов, формирующих структуры вторичной брекчированности пород: тектономагматические, гидротермальные, в том числе рудные, выветривания. Контактные зоны крупных тел (мощностью более 100 м) имеют специфический состав, сложную полимиктовую брекчиевую структуру, четкие интрузивные или тектонические границы, значительную мощность (десятки и сотни метров) и должны изучаться специально в качестве самостоятельных геологических тел. Они идентифицируются в естественных физических полях как градиентные зоны, на космических и аэрофотоснимках как линейные элементы и узкие полосы в поле альбедо,

Контактные зоны диоритовых тел имеют большое принципиальное значение для понимания эволюции вулканоплутонического комплекса и структуры гидротермальной системы.

2.6.4. Брежчиевая структура метасоматитов и рудных тел

Полиметаллическое оруденение гидротермальной системы Выченкиа контролируется кварцевыми жилами и зонами дробления в метасоматитах кварц-хлорит-карбонат-эпидот-гидрослюдистого состава. Метасоматиты и рудные тела приурочены к экзо- и эндоконтактовым зонам диоритовых тел (см. рис. 15). Выделяются также локальные поля метасоматитов того же состава с обилием кварц-карбонатных прожилков, линз и жеод. Исходя из анализа всех структурных элементов участка, эти поля фиксируют надинтрузивные зоны "пропаривания" вулканогенных пород. Контакт субинтрузивного тела с лавоэкструзивным комплексом пород представляет собой метасоматическую или гидротермальную брекчию, образованную в результате аргаллизации и пиритизации пород, видимо, предварительно дезинтегрированных. Это наблюдение подтверждается и устным сообщением В.Л. Леонова.

Не останавливаясь подробно на характеристике метасоматического и гидротермального брекчиеобразования, обратим внимание на некоторые особенности этих процессов, в числе других формирующих структуру гидротермальной системы. Гидротермально измененные породы вулканоплутонического комплекса (второй, третьей толщ и отчасти диоритов) обнаруживают следы вторичного повышенного брекчирования фенокристаллов и основной массы. Так, вкрапленники пироксенов и плагиоклазов связаны постепенными переходами с микролейстами и табличками этих минералов основной массы: от трещиноватой и смектизированной эндоконтактовой каймы до лимонитизированных, гематитизированных и смектитизированных мелких чешуек пироксенов и кристаллокластов плагиоклазов, как бы оторванных от фенокристаллов. Во многих случаях следы дезинтеграции, "растаскивания" фенокристаллов очевидны. Отмечено, что степень дробления зерен плагиоклаза и темноцветных возрастает от периферии к центру метасоматических полей. В слабо брекчированных породах отмечаются зонки дробления как тонкие пленки — оторочки вокруг зерен плагиоклаза и темноцветных. По этим зонкам развиваются кварц, кальцит, цеолиты, хлорит-смектитовые образования. В метасоматитах начальных стадий изменения отчетливо

заметно, что метасоматоз начинается в зонах дробления вокруг фенокристаллов и обломков: появляется смектат в виде тонких прожилков и каемок. Ближе к центру метасоматического поля смектитизации подвержены и фенокристаллы, и обломки, и основная масса породы. Мелкие обломки, как правило, замещены полностью, у крупных обломков не подвержены изменениям центральные нетрещиноватые ядра.

К гидротермальным брекчиям мы относим образования, в которых обломками служат вмещающие породы, а цементом — гидротермальный кварц и другие новообразованные минералы. Такими брекчиями сложены практически все жилы и рудные зоны, установленные в пределах вулканоплутонического комплекса. Зарисовка типичного сложного рудного тела дана ниже (рис. 70). Жильное рудное тело состоит из четырех зон, различающихся строением и степенью (механизмами) брекчирования: от трещиноватых пропилитов и вторичных кварцитов до полимиктового кварцево-рудного агрегата. Обычная мощность зон (б-г) составляет 0,5-2 м. Границы зон четкие, интрузивные или тектонические, по ним нередко зонки-оторочки дробления, смятия, в отдельных случаях имеющие новейшую тектоническую природу. Зона а представляет собой относительно мощную (5—10 м) оторочку жильного тела, состоящую из интенсивно трещиноватых вмещающих пород, дробленных на первом этапе формирования жильного тела. Трещинки залечены кварцем первой генерации. На втором этапе (зона б) образовались брекчии газогидротермального удара. Обломки вторичного кварцита не перемещены, сцементированы кварцем второй генерации. Зона в сложена взрывной и наложенной на нее близкоодновременной гидротермально-инъекционной брекчией. Зона г представляет собой центральную часть-жильного тела, полимиктовую рудную брекчию. Большая часть обломков здесь представлена кварцем нескольких генераций, в том числе продуктивным ритмично-полосчатым; осколки вторичных кварцитов редки. Гетерогенная рудная сыпь концентрируется в эндоконтактах обломков и фрагментов прожилков. Крупные кристаллы сульфидов и самородных металлов относительно равномерно распределены внутри отдельных прожилков и осколков кварца. Настоящая зарисовка свидетельствует о том, что брекчиевые структуры типичны для жильных рудных тел. В формировании жильных рудных тел выделяется несколько этапов брекчирования, каждый из которых приводит к образованию определенной зоны.

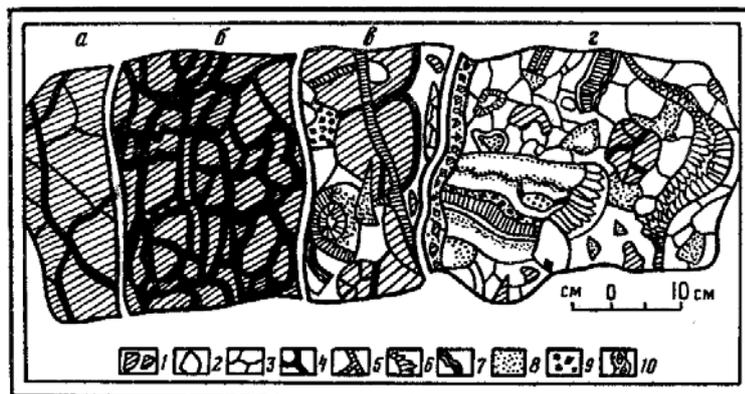


Рис. 70. Строение зонального полимиктового брекчиевого рудного тела одного рудопроявления Камчатки

а — интенсивно трещиноватые пропилиты; б — мономиктовые неперемещенные брекчии (газогидротермального удара) вторичных кварцитов; в — взрывные и гидротермально-инъекционные брекчии; г — полимиктовые рудные брекчии. Границы между брекчиями зон тектонические

1, 2 — обломки: 1 — пропилитов и вторичных кварцитов, 2 — кварца; 3—6 г-прожилки кварца: 3 — первой генерации, 4 — второй генерации, 5 — третьей и четвертой генераций, 6 — шестовато-призматический кварц последней генерации; 7 — продуктивный ритмично-полосчатый кварц средних генераций; 8 — мелкая гетерогенная рудная вкрапленность; 9 — крупные выделения рудных минералов; 10 — зона тектонической брекчии

Внутренняя структура гидротермальных брекчий крайне неоднородна. Отдельные участки брекчий представлены мелко- и тонкооскольчатой массой того же состава на фоне в целом однородной брекчий с мелко-псефитовой—псефитовой размерностью обломков. Эти (обычно изометричной формы) участки ограничены одной или несколькими микротрещинками и, по-видимому, являются результатом микровзрывов, перераспределения и локализации внутренней энергии при формировании брекчиевого тела. Обломки гидротермальных брекчий также трещиноваты, разбиты на три-четыре и более неправильно-изометричных остроугольных фрагмента, сдвинутые или перемещенные друг относительно друга. По-видимому, работа по дроблению и перемещению обломков осуществляется за счет механической энергии гидротермального флюида.

В гидротермальных брекчиях вокруг крупных обломков (5—20 мм) пропилитов и вторичных кварцитов образуются оторочки криптокристаллического кварца, часто с рудной сыпью. Оторочки у мелких обломков (0,05-2 мм) отсутствуют. В кварцевых прожилках грани обломков равномерно выщерблены, иногда буквально растворены: заметен постепенный переход от ядровой части обломка через окварцованную зону с реликтами первичной брекчиевой структуры к мелкозернистому кварцу цемента. Кварц поздних генераций выполняет тонкие трещинки. Эндоконтакты прожилков выделяются четкой полосой, сложенной кристалло-кластами кварца. О дроблении силикатного материала и вмещающих пород в процессе формирования прожилков свидетельствуют:

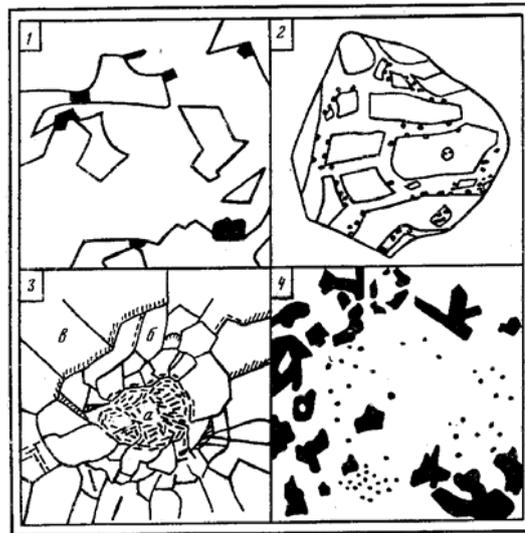


Рис. 71. Характер распределения гидротермальных рудных минералов в микробрекчиях
 1 — обломки кварца в кварцевом цементе; сульфиды железа приурочены к изгибам, выступам, пережигам и другим участкам кварцевых обломков; полированный шлиф; увел. 90. 2 - брекчия вторичного кварцита; цемент кварцевый; точечные выделения пирита концентрируются на поверхности обломков; прозрачный шлиф; увел. 72. 3 — микроструктура разрушения типичного строения: *а* - зона смятия, *б* - зона хрупкого разрушения, к которой приурочена рудная минерализация, *в* - зона периферического трещинообразования; прозрачный шлиф; увел. 160. 4 — неравномерно-концентрическое распределение пирита, арсенопирита и сфалерита в кварц-монокварцовой брекчий; полированный шлиф; увел. 90

1) брекчиевые текстуры эндоконтактов прожилков; 2) следы механической коррозии стенок трещин; 3) большое количество (не менее 5%) мелких осколков вмещающих пород в эндоконтактной полосе. Относительно крупные кристаллы гидротермального кварца либо состоят из мелких обломков кварца (разбиты трещинками, фрагменты кристаллов смещены друг относительно друга), либо покрыты мелкой штриховкой из тончайших трещин. На изгибах или стыках крупных зерен часты выколы, изометричные участки центробежной трещиноватости с центральной зоной смятия (микровзрыв на границах зерен?). Такие участки классического строения микровзрывных структур с центральной

зоной смятия, зоной интенсивного хрупкого разрушения и оперяющими трещинами (рис. 71, 3) типичны для криптокристаллического кварца цемента гидротермальных брекчий. Участки дробления обычно выстраиваются в цепочки, линии, полосы, что указывает на кооперированное их происхождение.

Гидротермальная сульфидная минерализация приурочена к поверхности обломков брекчий. Чаще всего происходит как бы налипание мелких рудных выделений на грани обломков. Это характерно для моно-миктовых брекчий, эксплозивных и газогидротермального удара (рис. 71, 2). Происходит концентрация рудных зерен вблизи изгибов, изломов, углов обломков, в межобломочных промежутках, на контактах или в пережимах обломков (рис. 71, 1). Участками зерна сульфидов слагают концентрические структуры (рис. 71, 4), являющиеся структурами разрушения в гидротермальном кварце и выполненные также кварц-адуляр-монтмориллонитовым агрегатом с отдельными чешуйками самородных металлов. Процессы рудообразования в контактовых зонах обломков в цементе, а также само образование гидротермальных рудных брекчий можно наблюдать на геотермальных полях Южной Камчатки [29].

Таким образом, приведенные краткие данные свидетельствуют о том, что для полей метасоматитов, рудных жил и зон типично брекчирование как свойство гидротермального процесса. Метасоматоз и гидротермальное минералообразование препаируют зоны брекчирования, с одной стороны затушевывая первичную брекчиевую структуру пород за счет отложения вторичных минералов, с другой — подчеркивая первичную и создавая вторичную брекчированность вследствие выщелачивания и новообразования минералов на определенных участках (в контактовых зонах и в цементе)

2.63. Брекчии зон перехода жидкость—пар

Наиболее яркие зоны перехода жидкость—пар в структуре Паужетско-го месторождения установлены в разрезах скв. К-13 и R-102.

Интервал 50—150 м скв. К-13 сложен псаммитовыми и псефитовыми туфами с прослоями туфопесчаников (см. рис. 32). В настоящее время породы представляют собой гидро термальную, по-видимому эксплозивного происхождения, брекчию: обломки туфов и туфопесчаников размером в среднем 3-5 см (от 1-2 до 100-150 мм) заключены в цемент кварц-адулярового состава. Обломки не сортированы, слабо скатаны, вероятно, за счет физико-химического воздействия гидротерм и незна- чительного перемещения материала. Дробление происходило в закрытом объеме в толще среднепаужетской подсветы, так как верхне-, ни нижнепаужетские отложения брекчированию не подвержены. Микроскопическое изучение пород зоны показало, что для кварц-адуляровых новообразований типично микробрекчирование: дробление фрагментов криптокристаллического цемента на остроугольные сколки с поворотом их относительно друг друга и перемещением на доли миллиметра. Участки дробления в целом изометричной формы диаметром 0,01—0,5 мм расположены цепочками, связаны друг с другом переходными (трещиноватыми) зонами. Максимально брекчированы и микробрекчированы наиболее окварцованные породы средней подзоны вскипания гидротерм (80— 120 м), Здесь же отмечено интенсивное физико-химическое окатывание обломков, растворение их граней и замещение гидротермальными новообразованиями. Вероятно, брекчирование пород интервала 50—150 м скв. К-13 произошло в результате газогидротермального взрыва в толще среднепаужетской подсветы при резком падении давления за счет раскрытия снизу зоны разлома на очередном этапе неотектонического поднятия. По-видимому, таких этапов было не менее трех (по числу подзон брекчирования и последующего окварцевания— адуляризации дезинтегрированных пород). Физико-химическое и микробрекчирование протекало в ходе гидротермального процесса.

В скв. R-102 на интервале глубин 360—500 м, по петрографическим и геохимическим данным, существовала зона перехода жидкость—пар с прекрасным новообразованным эпидотом, криптокристаллическим кварцем, адуляром, пренитом, вайрацитом, а также кальцитом и хлоритом. При визуальном геологическом описании породы интервала определены как туфолавы андезитового состава с постепенными переходами в псефитовые туфы андезито-дацитового состава с прослоями туфопесчаников. Породы интервала принадлежат толще нижнепаужетской подсвиты. Отмечалось, что породы имеют неяснобрекчиевидную текстуру. Лабораторное исследование показало, что все породы интервала обладают вторичной брекчиевой структурой: интенсивно трещиноваты либо сложены неперемещенными, слабо сдвинутыми друг относительно друга обломками тех же (вмещающих) пород. Цементом служит минеральная ассоциация вайрацит—пренит—эпидот—кварц—адуляр с кальцитом и хлоритом. По нашим представлениям, породы являются гидротермальными брекчиями газогидротермального удара. Криптокристаллический кварц цемента также имеет брекчиевидную текстуру: фрагменты криптокристаллической массы разъединены трещинками и часто сдвинуты друг относительно друга; цементом для этих обломков служат хлорит-сметитовые образования, по-видимому, завершающей стадии гидротермального минерало-образования. Таким образом, в данной зоне перехода жидкость—пар породы брекчированы за счет энергии гидротермального(газогидротермального) флюида без транспортировки и скатывания ооломков.

Близповерхностная ПДС в скв. R-102 приурочена к трещинной зоне мощностью до 10 м в кровле верхнепаужетской подсвиты. Новообразованные минералы (кварц, адуляр) цементируют осколки тектонической брекчии. Аналогично строение маломощных зон вскипания гидротерм в других скважинах разреза месторождения: K-21 — в подошве верхнепаужетской подсвиты; R-130 — в подошве среднепаужетской подсвиты, над прослоем лав андезитов и в подошве толщи голыгинских туфоигним-бритов; P-1 - в горизонте трещиноватых лав между голыгинскими туфо-игнимбритами и анавгайскими песчаниками.

Таким образом, для выявленных зон перехода жидкость—пар в структуре Паужетской гидротермальной системы характерно брекчирование вмещающих пород. ПДС наследует участки предварительно дезинтегрированных пород. Брекчирование пород здесь происходит либо до заложения гидротермальной системы за счет вулканической, тектонической или интрузивной деятельности, либо в период ее формирования — как результат механического воздействия гидротерм и опережающей их газовой фазы на вмещающие (относительно непроницаемые, но хрупкие) породы. В процессе вскипания обломки — блоки породы подвергаются физико-химическому брекчированию: окатыванию, растворению или обрастанию краевых частей, транспортировке на незначительные расстояния. Типично также микробрекчирование гидротермального цемента, что однозначно можно связать с проявлением гидротермального процесса. Следовательно, брекчии и микробрекчии являются обязательным структурным элементом зон перехода жидкость—пар Паужетской гидротермальной системы и так или иначе образуются во время ее формирования. Предстоит выяснить, закономерно ли образование брекчий и микробрекчий в структуре ПДС современных гидротермальных систем, или это особенность изученного месторождения. По нашим предварительным данным, для зон перехода жидкость—пар гидротермальной системы кальдеры вулкана Баранского (о-в Итуруп) также характерно брекчирование и микробрекчирование вмещающих пород.

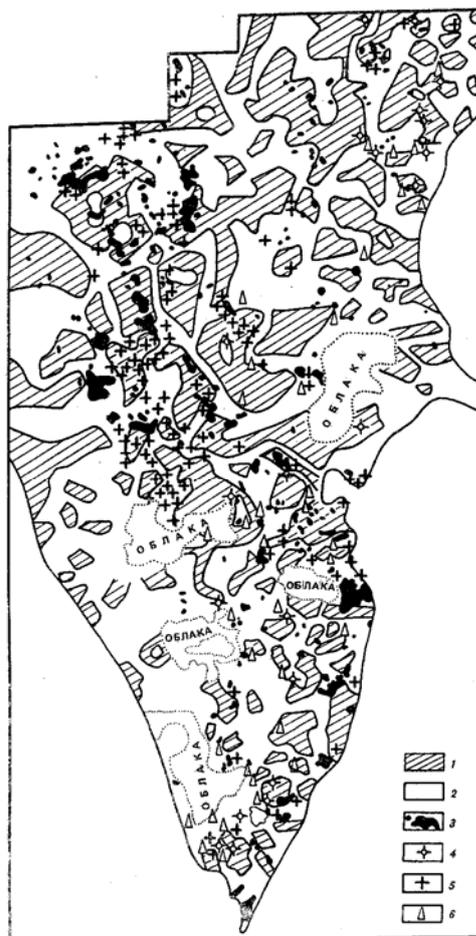


Рис. 72. Схематическая брекчиевая структура Центрально-Южной Камчатки и распределение продуктов эндогенной деятельности (интрузий, вулканов, рудопроявлений и современных гидротерм) по данным дешифрирования космоснимков

1 — наиболее монолитные блоки пород (обломки); 2 — трещиноватые участки (цемент); 3 — интрузивные тела; 4 — современные вулканические постройки; 5 — рудопроявления; 6 — термальные источники

Изложенное в настоящем разделе позволяет утверждать, что метасоматоз и гидротермальное минералообразование приводят к механическому и физико-химическому брекчированию пород и кристаллов. Мета-соматические и гидротермальные рудные тела имеют брекчиевое строение. Типичными элементами тел являются эндо-экзоконтактные оторочки повышенной брекчированности. Контактные зоны контролируют перераспределение массопотока в пределах микроучастков и фрагментов брекчии, в недрах гидротермальных систем и вулканогенных рудных полей, а также, по-видимому, в пределах геотермальных (гидротермальных рудных) районов. Вероятно, не случайно поэтому существует устойчивая тенденция локализации проявлений эндогенной активности Центральной и Южной Камчатки — интрузивных тел, вулканических конусов, рудных месторождений и термальных полей — в цементе, экзо- и эндоконтактных частях обломков мегабрекчий, выделяемых автором (рис. 72).

2.7. Особенности распределения показателей свойств пород в структуре гидротермальной системы

2.7.1. Дробность метасоматического разреза Паужетской гидротермальной системы

Рассмотрим особенности распределения метасоматических фаций в вертикальном разрезе геологических структур гидротермальной системы: тектонического поднятия Верхнего термального поля (скв. К-13, R-20) и в зоне его влияния (скв. К-21; рис. 73); Паужетского грабена (скв. К-6, R-130, R-132; рис. 74); слабо нарушенных блоков Камбаль-ного поднятия (скв. R-122, R-102; рис. 75, 76).

Характер метасоматических изменений пород разрезов скв. К-13 и R-20

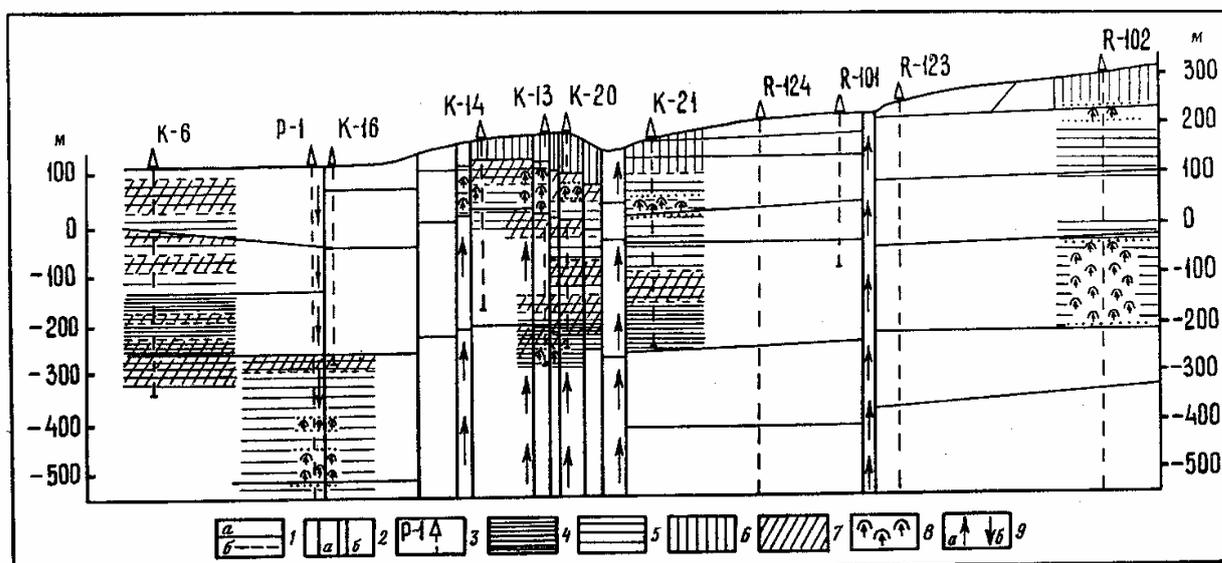


Рис. 73. Распределение метасоматических зон в центральном разрезе Паужетского месторождения парогидротерм

Условные обозначения к рис. 73-76

1 - границы: а - литологические, б - метасоматических разностей; 2 - тектонические нарушения: а - разломы, б - зоны разломов; 3 - скважины колонкового бурения и их номера; 4 - пропилиты трансильванского типа; 5 - цеолитовые пропилиты; 6 - высококремнистые цеолитовые пропилиты и аргиллизиты; 7 - аргиллизированные пропилиты; 8 - предполагаемые по петрографическим и геохимическим данным зоны перехода жидкость-пар (вскипания гидротерм); 9 - направление движения гидротерм; тепловой поток: а - восходящий, б - нисходящий

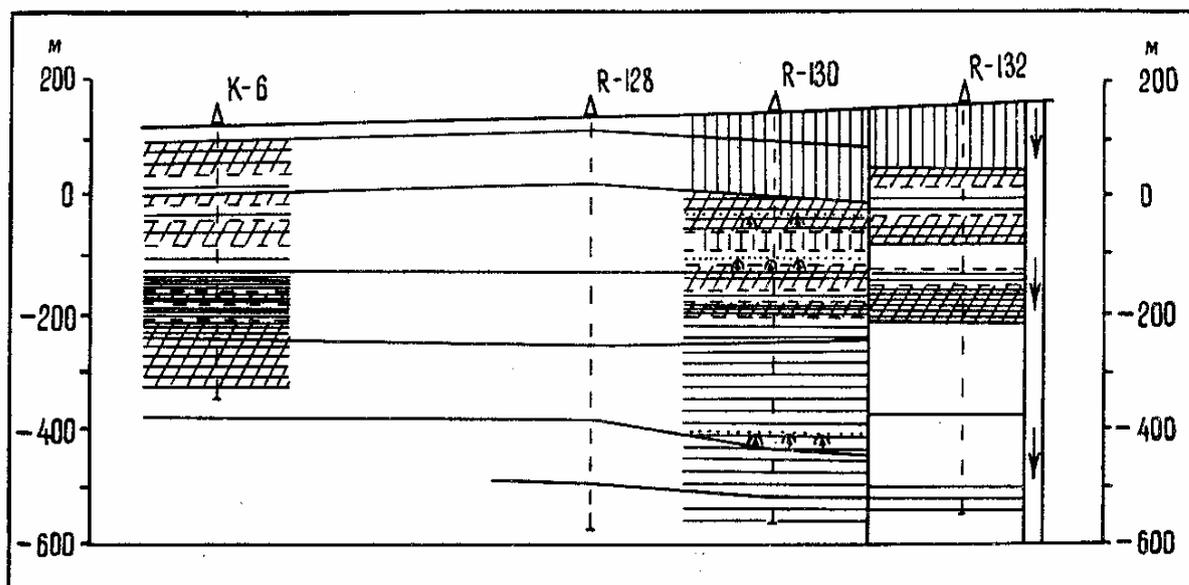


Рис. 74. Распределение метасоматических зон в разрезе Паужетского грабена
Условные обозначения см. на рис. 73

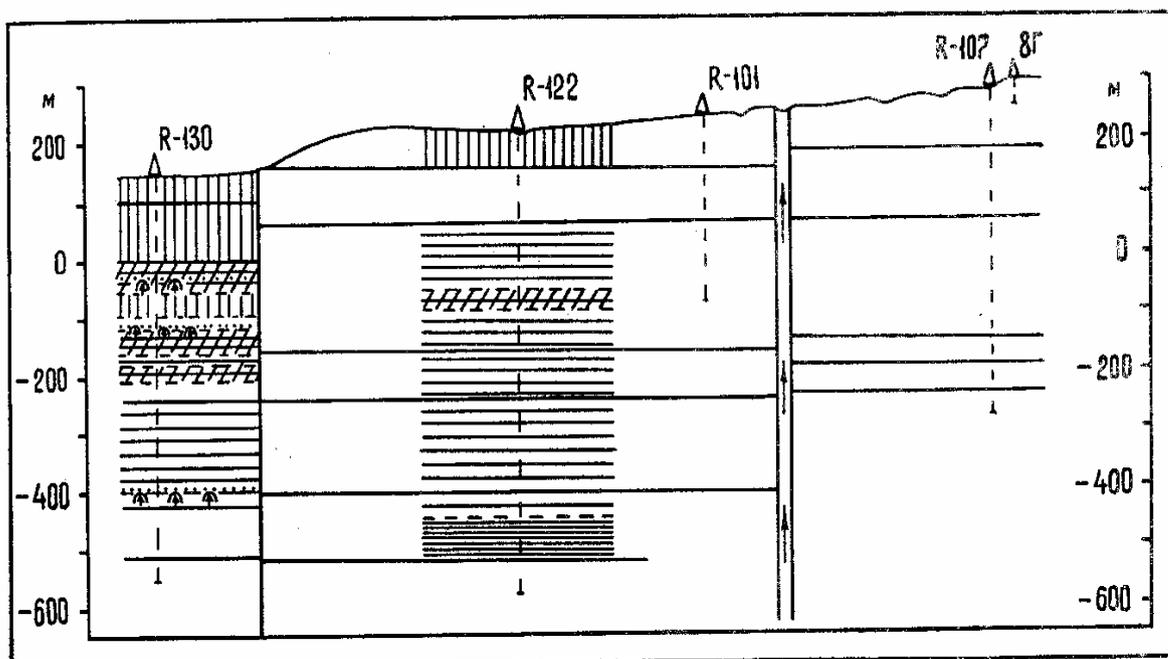


Рис. 75. Распределение метасоматических зон в разрезе восточного борта Паужетского грабена (скв. R-130) и в стабильном слабо нарушенном блоке Камбального поднятия
Условные обозначения см. на рис. 73

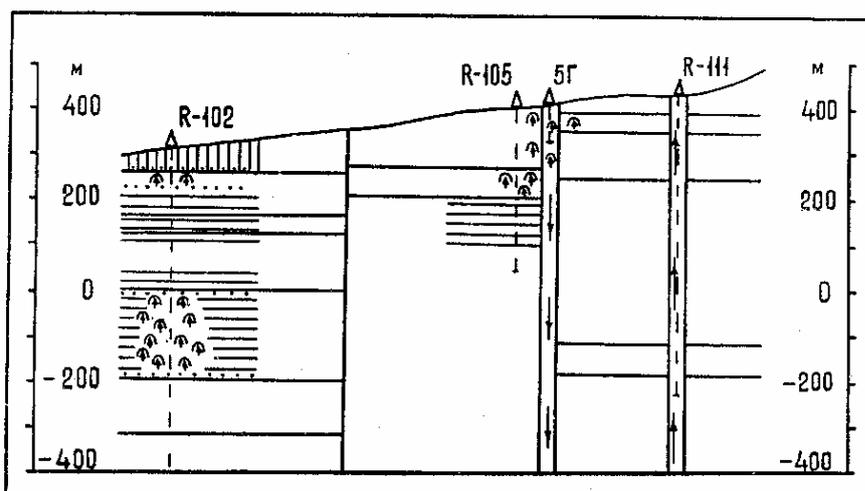


Рис. 76. Распределение метасоматических зон в разрезе серии блоков многоступенчатого Камбального поднятия. Условные обозначения см. на рис. 73

почти идентичен. Несколько варьируют лишь мощности зон метасоматитов. Основное отличие метасоматических колонок центральной части тектонического поднятия от его периферии заключается в значительно более высокой дробности первой, что, по-видимому, определяется расчленением купольно-кольцевой структуры серией разрывных нарушений на мелкие блоки. Дробность метасоматического разреза скв. К-13—К-20 подчеркивают повторяющиеся через 30—50 м зоны аргиллизации. Зоны аргиллизации приурочены к литологическим границам, породы в пределах которых, как правило, брекчированы и максимально проницаемы для гидротерм. По нашим данным, аргиллизация в недрах Паужетской гидротермальной системы является одним из новейших минералообразующих процессов. На периферии блока (в разрезе скв. К-21) отмечена только одна зона аргиллизации в нижней части толщи цеолитовых пропилитов.

Отмеченное обстоятельство, на наш взгляд, свидетельствует, в совокупности с другими данными, о высокой геодинамической активности тектонического поднятия

Верхнего термального поля. Зоны аргиллизации здесь фиксируют участки трещинной циркуляции гидротерм в постверхне-паужетский период. В менее нарушенном соседнем блоке (скв. К-21-R-101) движение гидротерм происходило по системе открытых пор или маломощных трещинных зон. В эндоконтактных частях этого блока можно ожидать влияние на минералообразующий процесс современного термовыводящего разлома в виде образования маломощных зон аргиллизации и зон перехода жидкость-пар, что и подтверждает разрез скв. К-21.

В недрах Паужетского грабена (скв. R-130, R-132 и К-6) также имеет место интенсивная аргиллизация пропилитов. Установлено либо чередование аргиллизированных и неаргиллизированных пропилитов по всему разрезу (скв. К-6), либо последовательное нарастание степени аргиллизации пород вверх по разрезу (скв. R-130, R-132) и в пределах отдельных литологических горизонтов (например, в верхнепаужетской подсите по скв. К-6). Высокая дробность метасоматической колонки этапа аргиллизации пород свидетельствует об активных гео- и гидродинамических режимах в пределах данного блока грабена в постверхнепаужетское время. Но можно отметить более высокую степень аргиллизации пород в пределах неотектонического поднятия.

Повторяемость зон аргиллизации через 30—100 м, приуроченность их к контактам литологических горизонтов, фиксированный размер зон (30-50, до 80 м) могут служить поисковыми критериями выделения участков циркуляции современных гидротерм.

Разрезы метасоматитов в скв. R-122 и R-102 однородны: толща цеолитовых пропилитов мощностью более 300-400 м перекрыта "пленкой" высококремнистых цеолитовых пропилитов и аргиллизитов. В средней части разреза скв. R-122 прослежена зона аргиллизации. На цеолитовые пропилиты в скв. R-102 наложены метасоматиты зоны перехода жидкость—пар, отнесенные нами к этапу средне-низкотемпературной пропилизации пород. Эти данные подтверждают геолого-структурную информацию об относительной монолитности, жесткости изученных блоков многоступенчатого Камбального поднятия в постверхнепаужетское время. Тектонические зоны между блоками, имеющие мощность до 100 м, являются проницаемыми для парогидротерм и метеорных вод.

Зоны перехода жидкость—пар, установленные в разрезах всех выделенных геологических структур, в особенности погруженного и приподнятых блоков, подчеркивают высокую степень неоднородности тектонически нарушенных участков геотермального месторождения.

Таким образом, в поле метасоматитов Паужетской гидротермальной системы выделяются относительно однородные ("монолитные") блоки и на порядок более дробные (нарушенные, проницаемые) участки.

Аналогично распределение гидротермально-метасоматических образований в вертикальных разрезах и по площади гидротермальной системы Выченкия. Метасоматические фации тяготеют к определенным блокам, имеющим обычно изометричную или близкую к ней форму и отличающимся друг от друга составом, степенью вторичной нарушенности пород и соответственно характером и интенсивностью гидротермально-метасоматических преобразований.

2.7.2. Место зон перехода жидкость-пар в структуре Паужетского геотермального месторождения

В изученных разрезах месторождения (см. рис. 73—76) по петрографическим и геохимическим данным установлены зоны перехода жидкость-пар, минеральные новообразования которых представлены тремя ассоциациями: кварц-адуляровой, эпидот-кварц-адуляровой, вайрацит-пренит-эпидот-кварц-адуляровой (см. табл. 13). Зоны

перехода с кварц-адуляровой минеральной ассоциацией встречаются наиболее часто. Мощность их от 1—10 до 125 м. Расположены преимущественно в верхних частях разрезов поднятых тектонических блоков на глубине до 200—250 м. Две зоны выявлены в опущенном блоке в интервалах глубин 530—600 и 590-600 м (см. рис. 73). Участки перехода жидкость-пар с эидот-кварц-адуляровой и вайрацит-пренит-эпидот-кварц-адуляровой минеральными ассоциациями в среднем менее мощные (1-50 м), за исключением зоны в скважине R-102 (140 м); в отличие от первых тяготеют к нижним горизонтам месторождения - глубже 350-400 м. Три участка из пяти выделенных находятся в пределах опущенного блока — Паужетского грабена. В скв. К-21 в верхней части разреза в интервале 110—150 м выделена зона перехода жидкость-пар с вайрацит-пренит-кварц-адуляровой ассоциацией, но без эпидота (?). Эту ассоциацию отнесем к промежуточному (по температурам минералообразования и положению в разрезе) типу.

Выявленные по минералогическим признакам зоны перехода жидкость-пар находятся в пределах открытых на момент минералообразования трещинных зон, которые, в свою очередь, приурочены к подошвам или кровлям литологических горизонтов либо в целом к какому-то горизонту пород. Кварц-адуляровая ассоциация образуется как в пределах современных тектонических нарушений, так и в зонах влияния трещин и в разломах другого возраста, т.е. является сквозной.

Вайрацит-пренит-эпидот-кварц-адуляровую и эпидот-кварц-адуляровую минеральные ассоциации можно отнести к пропилитовому этапу формирования гидротермальной системы по следующим признакам: приуроченность к нижнепаужетской подсвете и голыгинским игнимбритами, к про-пилитам цеолитовым и трансильванского типа, к опущенным тектоническим или стабильным блокам, а также по высоким температурам минералообразования (200-400°C и, возможно, выше по данным С.Ф. Глават-ских), не свойственным современным гидротермам. На эти ассоциации, как правило, накладываются высококремнистые цеолиты и аргиллизиты, которые мы отнесли к современным минеральным образованиям.

Вайрацит-пренит-кварц-адуляровые метасоматиты образованы в открытой в настоящее время трещинной зоне в подошве верхнепаужетской подсветы на незначительном удалении от тектонического поднятия Верхнего термального поля. Температурный интервал формирования ассоциации равен 150—250°C. Перечисленное, в том числе и приуроченность к современному тектоническому нарушению¹, не позволяет однозначно определить место данной ассоциации в гидротермально-метасоматическом процессе.

Таким образом, на Паужетском месторождении парогидротерм выделяются зоны перехода жидкость—пар в интервале глубин от 25 (в скв. 5Г — от 0) до 650 м в открытых тектонических нарушениях и в околотрещинном пространстве различных геологических структур. Для тектонических поднятий типична кварц-адуляровая минеральная ассоциация, в то же время являющаяся сквозной при формировании гидротермальной системы. Для структуры грабена и слабо нарушенных блоков более характерны минеральные ассоциации вайрацит-пренит-эпидот-кварц-адуляровая и эпидот-кварц-адуляровая, образующиеся на высоко- и среднетемпературном этапах пропилитизации и соответственно на ранних и средних этапах функционирования гидротермальной системы.

¹ По нашим данным, на гидротермальных системах новейшие (верхнечетвертичные и современные) тектонические нарушения наследуют древние миоцен-плиоценового и более раннего заложения,
 244

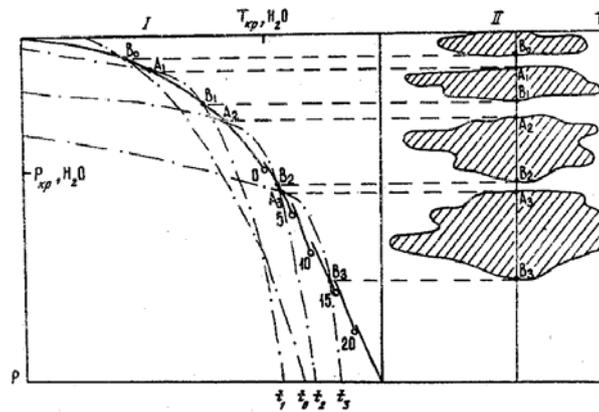


Рис. 77. Схематическая диаграмма, поясняющая возможность формирования ПДС различных глубинах

/— P — T -диаграмма воды и водно-солевых растворов (давление и температура критические) различной концентрации (от 0 до 20 мас.%), на которую нанесены различные варианты распределения температуры f_1, f_2, f_3 по оси гидротермальной системы t ; $A_0-A_3B_0-B_3$ — точки пересечения температурных кривых с кривыми кипения водно-солевых растворов и их проекции на осевую линию гидротермальной системы. 11 - зоны ПДС при разных вариантах температурных кривых

Появление "добавочных" фаз, таких, как эпидот и вайрацит + пренит, возможно, связано с глубиной формирования пародоминирующей системы, с исходным составом породы, на которую наложена ПДС, с составом гидротермального флюида. Глубина образования ПДС может также зависеть от состава гидротермального флюида (его солёности) и от P — T -условий. Модели формирования ПДС на различных глубинах представлены на рис. 77. Влияние фактора солёности заключается в том, что с увеличением концентрации раствора двухфазная кривая уходит в область более высоких температур и давлений, а значит, и на большую глубину. Это дает возможность предполагать наличие ПДС, ограниченных моновариантной кривой жидкость—пар, на значительных глубинах. Из изложенного следует, что различие в составе минеральных ассоциаций, характерных для ПДС, может быть следствием разной глубины происхождения и солёности растворов, а также других причин, в том числе и структурных.

Поисковыми признаками зон-перехода жидкость—пар, помимо детально разобранных в разделе 2.4. петрографических и геохимических, являются следующие структурные; 1) приуроченность к тектонически нарушенным краевым частям литологических горизонтов — их подошвам или кровлям; 2) формирование при соответствующих P - T -параметрах в зоне открытого тектонического нарушения в пределах горизонта высокопроницаемых и кавернозных псаммопсефитовых и агломератовых туфов; 3) в стабильных и опущенных блоках — приуроченность к нижнепаужетской подщите и горизонту голыгинских туфов или к подстилающим его трещиноватым лавам андезито-базальтов; 4) брекчиевые структуры породы новообразований (см. раздел 2.6).

2,7.3. Неоднородность температурного поля этапа средне-высокотемпературной пропилитизации гидротермальной системы Выченкия

Анализируется изменение температур гомогенизации газовой-жидких включений (ГЖВ) в кальците и кварце, отобранных вдоль основного разреза А-Б (см. рис. 15, пробы 18Г-27Г) и по разрезу р. Северной-2 (пробы 2Г—6Г). Изучались лишь наиболее представительные для выделения ГЖВ, крупные кристаллы кварца и кальцита. Шаг

отбора проб заранее не оговаривался, тем не менее пробы взяты равномерно через 30-50 м. Это обусловлено тем, что образование крупных кристаллов кварца и кальцита происходило с определенной периодичностью в повторяющихся трещинно-брекчиевых зонах. Температуры гомогенизации составляют от 50—100°C для монокальцитовых ассоциаций до 340° С и, возможно, больше для эпи-дот-кварцевой, кальцит-альбитовой и других минеральных ассоциаций, образовавшихся на этапе высоко- и средне температурной пропилитизации (табл. 44). Кальцит с температурами гомогенизации ГЖВ 50-100°C выполняет линзы и прожилки, секущие все остальные новообразования, и поэтому может быть отнесен к заключительной низкотемпературной стадии гид-ротермально-метасоматического изменения пород.

Совокупность значений температур гомогенизации ГЖВ образует температурное поле этапа пропилитизации гидротермальной системы Выченкия. Температурное поле имеет ряд структурных особенностей. По разрезам А—Б и вдоль р. Выченкия в каждой точке отбора проб установлено несколько гидротермальных минеральных ассоциаций, температуры образования которых предполагаются от 50-100 до более 340°C (см. табл. 44), а по минеральным геотермометрам (данные С.Ф. Главатских) - до 400° С и, возможно, выше. Таким образом, температурный интервал гидротермального минералообразования в отмеченных разрезах составляет не менее 300°C, от 50-100 до 340-400°C.

Температуры гидротермального минералообразования в разрезе р. Северной-2 колеблются в узком интервале 260-320° С; на основании данных гомогенизации ГЖВ по минеральным геотермометрам достигают 350-400°C, соответствуя средне-высокотемпературной стадии пропилитизации.

Изложенный материал, в дополнение к геолого-структурным и геохимическим данным, свидетельствует о большей стабильности и однородности юго-юго-западного фрагмента вулканоплутонического комплекса Выченкия и подтверждает существование здесь устойчивого теплового поля на момент формирования высоко-среднетемпературных пропилитов.

Температурное поле как по юго-юго-западным, так и в особенности по северо-северо-восточным фрагментам структуры неоднородно. Участки с высокими температурами гомогенизации ГЖВ и значительным разбросом значений через 30-50 м сменяются участками с низкими или относительно низкими значениями температур (рис. 78, 79). Для первых участков характерны две-три минеральные ассоциации с крупнокристаллическим кварцем или кальцитом, для вторых — одна. Настоящая особенность нарушается единственный раз - в точке отбора 19Г (см. рис. 78). Это означает, что в анализируемом температурном поле вторые участки соответствуют однородным и стабильным фрагментам, первые участки — дробным, неоднородным фрагментам поля.

Данные, полученные независимо от петрографических, геохимических, геологических материалов, свидетельствуют о фрагментарно-блоковом (мозаичном) строении температурного поля: одни фрагменты отвечают относительно однородным участкам с низкими значениями температур, другие - дробным участкам с большим разбросом значений температур.

Таблица 44

Изменение температур гомогенизации газово-жидких включений
в кальците и кварце, гидротермальная система Выченькия

Номер пробы	Минеральная ассоциация	Минерал-термометр	Температура гомогенизации, °С	
			р. Северная-2	руч. Прямой (разрез А-Б), р. Выченькия
26Г	Кальцит-альбитовая	Кальцит	—	340
22Г, 26Г, 14Г	Кальцит-эпидот-кальцитовая	”	290–320	290–320
8Г, 19Г	Эпидот-кварцевая	Кварц	280–320	280–320
28Г	Монокварцевая	”	—	280–320
4Г, 24Г	Кальцит-хлорит-кальцитовая	Кальцит	—	230–270
4Г, 24Г	Кварц-хлоритовая	Кварц	—	218–280
8Г	Ломонтит-кварцевая	”	260–275	—
2Г, 20Г	Леонгардит-кальцитовая	Кальцит	—	130–190
18Г, 20Г, 22Г, 24Г, 25Г	Монокальцитовая в линзах	”	—	130–170
6Г	Морденит-кварцевая	Кварц	—	120–135
18Г	Морденит-кальцитовая	Кальцит	—	90–130
3Г, 4Г, 6Г, 20Г, 21Г, 27Г	Монокальцитовая прожилковая	”	—	50–100

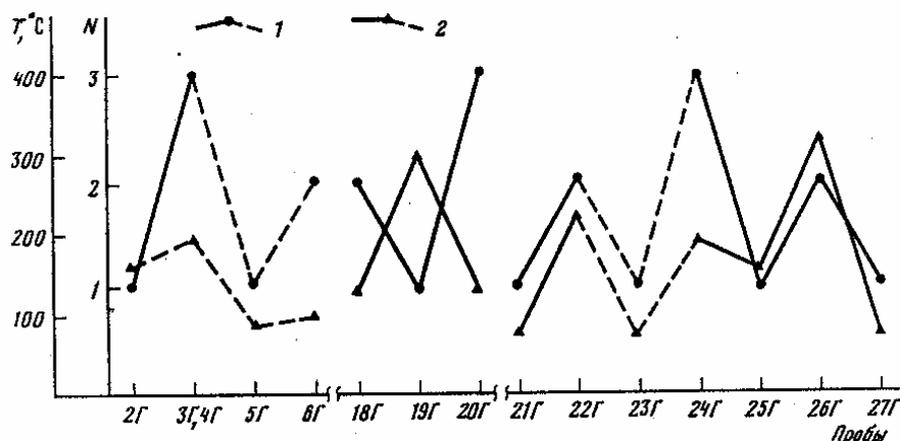


Рис. 78. График распределения температур гомогенизации ГЖВ в кальците и кварце минеральных ассоциаций с крупнокристаллическими кальцитом и кварцем вдоль разреза р. Северной-2 (точки наблюдения 2Г-6Г) и вдоль разреза А-Б (точки наблюдения 18Г-27Г) вулканоплутонического комплекса Выченькия

1 — вариации числа минеральных ассоциаций в каждой точке опробования; 2 — распределение средних температур гомогенизации. N — количество минеральных ассоциаций с представительным (крупнокристаллическим) кварцем или кальцитом (здесь и далее)

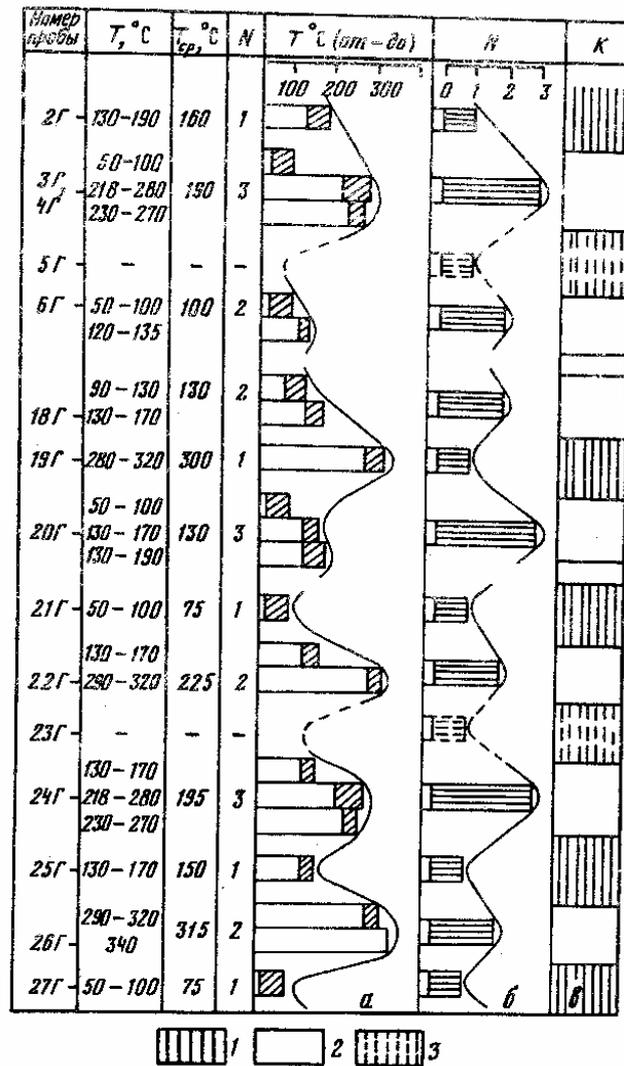


Рис. 79. Структура температурного поля этапа среднетемпературной пропилитизации гидротермальной системы Выченкия по данным определения температур гомогенизации газовой-жидких включений в кальците и кварце
а, б — гистограммы распределения: а — температур, б — минеральных ассоциаций; в — показатель стабильности блоков пород (K). 1 — относительно слабопроницаемые, монолитные блоки; 2 — более дробные, проницаемые участки; 3 — предполагаемые монолитные блоки

2.7.4. Неоднородность распределения показателей петрофизических свойств пород

Рассмотрим особенности распределения петрофизических показателей в разрезе Паужетского геотермального месторождения на примере скв. К-20 (рис. 80). Для сопоставления данных и объяснения возможных причин изменения свойств пород литологическая колонка дополнена метасоматической. Все пробы, показатели свойств которых приведены на рисунке, привязаны к отметкам глубины (графа 5). Обращает на себя внимание высокая изменчивость петрофизических параметров по разрезу. Особенно высока изменчивость параметров в пределах верхнепаужетской под-свиты, заключающаяся в чередовании плотных-прочных и разуплотненных участков мощностью 1-5 м. В пределах средне- и нижнепаужетской подсвиты тенденция деления литологических горизонтов на участки-блоки с различными петрофизическими свойствами сохраняется.

Литологические горизонты по среднестатистическим параметрам выделяются в отдельные крупные блоки мощностью 100 и 150 м: блок верхнепаужетской подсвиты разуплотнен ($\Delta = 1,0-1,6 \text{ г/см}^3$, $W = 20-50\%$); блок нижнепаужетской подсвиты резко более плотный и прочный, жесткий (значения объемной плотности устойчиво выше $2,0 \text{ г/см}^3$, низкое водопоглощение, высокие скорости волн и прочность на сжатие); блок среднепаужетской подсвиты имеет промежуточные значения показателей петрофизических свойств. Таким образом, литологические горизонты обладают разными петрографическими свойствами и являются блоками первого порядка. Границы блоков идентифицируются по резкому изменению ряда параметров, в первую очередь, плотности и водопоглощения, что обусловлено гид-ротермально-метасоматическими изменениями пород на контактах толщ. Эндоконтакты блоков значительно более разуплотнены, чем их центральные части.

В пределах метасоматических зон (мощностью 20—60 м), соответственно различающихся средними значениями петрофизических параметров, наблюдается чередование участков-блоков мощностью 1-5 м. Этот факт объясняется высокой изменчивостью степени тектонической и гидротермально-метасоматической переработки пород в пределах каждой зоны в связи с имеющимися петрографическими, геохимическими, структурными и прочими неоднородностями.

Изложенное позволяет сделать вывод, что в разрезе скв. К-20 в петрографических параметрах выделяется иерархическая система блоков, относительно стабильные (монокристаллические, жесткие), проницаемые (разуплотненные) и промежуточные блоки трех порядков. Блоки первого порядка соответствуют стратиграфическим горизонтам и имеют мощности 100-150 м.

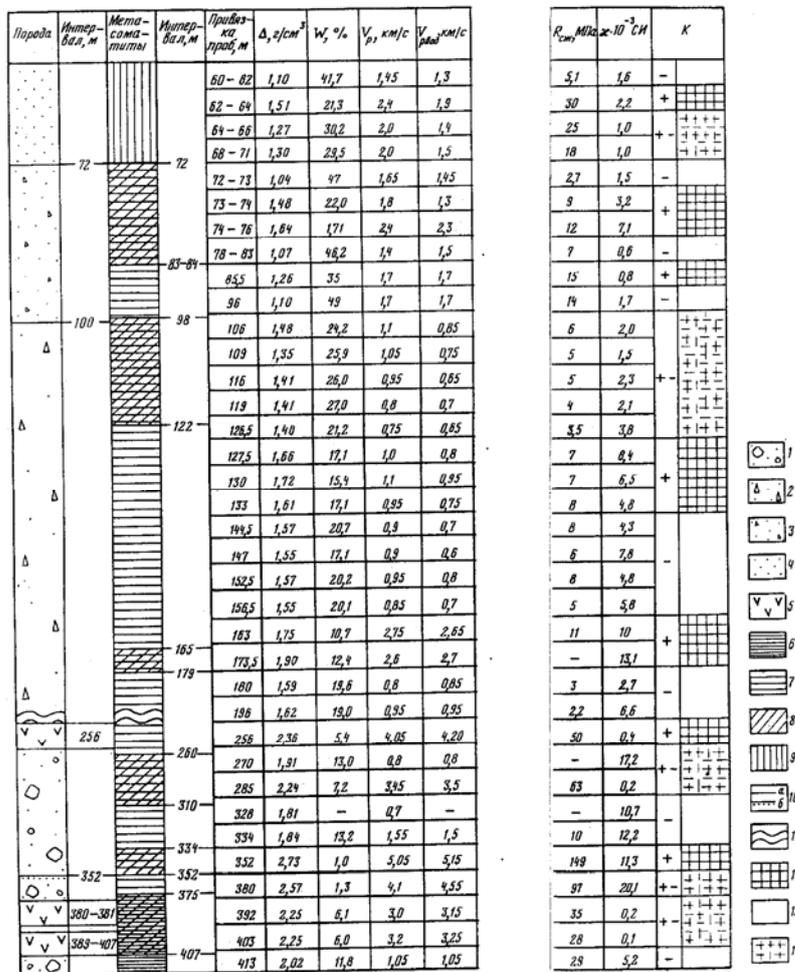


Рис. 80. Изменение петрофизических свойств пород в разрезе скв. К-20 (Паужетское месторождение)
 1 - агломеративные туфы нижнепаужетской подсвиты; 2 - псевдитовые туфы среднепаужетской подсвиты; 3 - толща чередующихся пепловых, пеплово-пемзовых и пемзопемзовых туфов верхнепаужетской подсвиты; 4 - пеплово-пемзовые туфы нижнепаужетской подсвиты; 5 - лавы андезитобазальтового состава; 6 - пропилиты грансилавского типа; 7 - цеолитовые пропилиты; 8 - аргиллизированные пропилиты; 9 - высокремнистые цеолитовые пропилиты и аргиллизиты; 10 - литологические и фашиальные границы с отметками глубин, установленные (а) и предполагаемые (б); 11 - интервал отсутствия зерна (200-250 м); 12 - предполагаемые жесткие блоки (знак "+"); 13 - предполагаемые относительно нарушенные проницаемые участки (знак "-"); 14 - промежуточные по значениям свойств между соседними блоками фрагменты разреза (знак "+ -"); K - показатель стабильности блоков пород

Блоки второго порядка отвечают литологическим телам и(или) метасо-матическим зонам мощностью 20—60 м. Блоки третьего порядка мощностью 1—5 м являются метасоматическими разностями в пределах зон.

Изучая распределение каждого из параметров свойств пород (минералогических, петрографических, геохимических, петрофизических, петромагнитных, термобарических и др.) в структуре гидротермальной системы, авторы пришли к следующему заключению. Важнейшими особенностями распределения параметров всех отмеченных свойств геологических образований гидротермальной системы являются их неоднородность и повторяемость. Параметры с одинаковыми значениями свойств объединены в группы, характеризующие участки, которые обычно близки к изометрическим блокам и имеют сходное геологическое строение. В разрезе и в плане (по-видимому, и на каждом структурном горизонте) участки образуют мозаично-блоковую структуру. При определенной формализации выделяются два основных структурных типа блоков с резко различными свойствами. Первый тип составляют блоки с низкими значениями параметров и одновременно с небольшим разбросом значений свойств - так называемые стабильные, устойчивые, слабо нарушенные блоки с неизменными или относительно слабо измененными породами. Второй тип представлен блоками обычно с высокими значениями параметров и с большим их разбросом, от минимальных до максимальных значений. Эти блоки выполнены интенсивно гидротермально измененными породами, тектонически нарушенными, и, по нашим представлениям, вмещают блоки первого типа.

Отмеченная особенность распределения параметров свойств пород, выделение в каждом физическом поле участков-блоков с различными, часто противоположными по значению свойствами, иерархичность блоковой структуры — все это имеет прогнозное значение.

Глава 3

ЗОЛОТО И ДРУГИЕ РУДНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЕ.

В настоящем разделе золото рассматривается как элемент-индикатор эндогенных, прежде всего гидротермальных, а также гипергенных процессов в областях развития современного вулканизма.

К 50-м годам XX в. в результате исследований Ф. Кларка, В.И. Вернадского, В.М. Гольдшмидта, А.П. Виноградова, Л.Х. Аренса, К.Х. Ведеполя, А.А. Саукова и др. установлены самые общие закономерности приуроченности рудных, редких и рассеянных элементов к главным типам изверженных и осадочных пород, а также условия распределения этих элементов в кристаллических решетках породообразующих и аксессуарных минералов. Признано, что главной геохимической особенностью распределения атомов химических элементов в земной коре является их крайнее рассеяние. О значении этого явления В.И. Вернадский писал, что рассеяние элементов получило в нашем веке совершенно неожиданное значение, не только явилось обычным явлением, но и должно считаться характернейшим свойством вещества нашей планеты [36].

В конечном итоге распределение химических элементов в породах земной коры и мантии объясняется их свойствами, а также физико-химическими условиями процессов концентрирования и рассеяния. Особый интерес в этом отношении вызывает Au, поскольку его высокие концентрации возникают лишь в гидротермальном процессе и отчасти в экзогенных условиях, а в большинстве природных систем неизвестный представляют исключительное явление. Характерной особенностью соединений Au является их подвижность в магматических, метаморфических, осадочных и" особенно гидротермальных процессах.

С конца 50-х годов XX в. геохимия Au, особенности его распределения в магматических, осадочных и метаморфических породах исследуются очень интенсивно. Несмотря на это, проблема геохимических циклов Au еще не решена. Не выяснены пути его миграции, рассеяния и концентрации. Можно сказать словами В.М. Гольдшмидта из его известной "Geochemyst-ге", что и в настоящее время "геохимия Au умеренно хорошо известна". Эти слова относятся прежде всего к оценке среднего содержания Au в земной коре и в главных типах пород земной коры. На основании огромного фактического материала установлено, что Au в малых количествах в природе находятся-всюду. Среднее содержания Au (в вес.%) в земной коре,

Таблица 45

Содержание золота в различных геологических образованиях и организмах

Тип образований	Содержание Au, мг/г мкг	Литературный источник
Изверженные породы	0,16–16,0	[39]
Осадочные терригенные породы	1,2	[39]
Торф	5–50	[44]
Почвы	50–1000	[181]
Зола растений	0,1–100	[249]
Речной бентос	10–40	[249]
Морской бентос	100–750	[31]
Воды Мирового океана	0,8–50	[39, 176]

определенное различными исследователями, существенно не различается:

Ф. Кларк [124]	$n \cdot 10^{-7}$
А.П. Виноградов [39]	$5 \cdot 10^{-7}$
Б. Мейсон [128]	$4 \cdot 10^{-7}$
S.R. Taylor [300]	$4 \cdot 10^{-7}$
Z. Tung, Y. Lung [304]	$3,5 \cdot 10^{-7}$

Многочисленные определения Au в горных породах за последние два десятилетия показали, что наибольшие частоты концентраций Au в горных породах лежат в области $(0,5-2,5) \cdot 10^{-7}\%$ - эти цифры ниже приведенных в работах [11, 12]. Намечается тенденция пересмотра кларков Au (как для земной коры в целом, так и для главных типов горных пород) в сторону их понижения. Известны данные о содержании Au в метеоритном веществе [81 128] среднее содержание Au в различных типах хондритов - 2-10 %, в железистых метеоритах - $1,4 \cdot 10^{-4}\%$. Золота больше во всех типах метеоритов, чем в породах земной коры. Интересно, что содержание его на Солнце составляет $4 \cdot 10^{-6}\%$ [165].

Несмотря на широкое распространение Au в природе, его промышленные концентрации, отвечающие современной технологии извлечения, относительно редки и невелики. Основная масса золота находится в рассеянном состоянии в породах и рудах. Повсеместное распространение Au в горных породах обуславливает его нахождение в водах суши и океана, почвах, растительных и животных организмах (табл. 45).

3.1. Концентрирование и рассеяние золота в Курило-Камчатской островодужной системе

Долгоживущие вулканические центры и связанные с ними современные гидротермальные системы представляют собой интерес как объекты современного проявления процессов рассеяния и концентрирования химических элементов и Au, в частности. Здесь в недалеком прошлом и практически на наших глазах на поверхности земли происходит

интенсивный газоводный перенос металлов, их рассеяние и частичное Концентрирование на геохимических барьерах. Водные флюиды долгоживущих вулканических центров являются одним из основных поставщиков золота и других металлов на протяжении всей истории центров. Это положение согласуется с выводами Л.В. Таусона [220] о длительном процессе выноса Au и других элементов с огромным количеством воды и растворенными в ней кислыми компонентами, образующими при ультраметаморфическом преобразовании протокоры основного состава. В результате этого гигантского по масштабам процесса возникли не только мощные толщи гранитов и гранито-гнейсов, но и крупнейшие залежи железа, марганца, никеля, золота и других элементов.

Таблица 46
Средние содержания золота в водах глубинных зон гидросферы

Воды	Район	Au, мкг/л	Количество анализов	Источник сведений
Холодные углекислые	Прибайкалье и Забайкалье	0,005	12	Ин-т геохимии СО РАН, Геологический ин-т Бурятского филиала РАН
Азотные термы	Байкальская рифтовая зона и Забайкалье	0,0034	32	То же
Углекислые термы	Прибайкалье и Забайкалье	0,0067	6	”
Метановые термы	Прибайкалье	0,008	3	”
Современные гидротермы	Паужетка,	0,38	9	[166]
долгоживущих вулканических центров	Южно-Камбальные проявления, фумаролы вулкана Эбеко, Долина гейзеров	0,66	5	[166]
	Северная Америка	0,052	2	
	Япония	0,53	27	[280]
	Новая Зеландия	0,20	7	
Соленые воды и рассолы	Соленые воды юга Сибирской платформы	0,009	14	Ин-т геохимии СО РАН, Ин-т земной коры СО РАН
	Рассолы юга Сибирской платформы			
	хлоридные натриевые	0,015	13	То же
	хлоридные кальциевые	0,013	6	”
	Соленые воды и рассолы юга Западно-Сибирского артезианского бассейна	0,10	20	[239]
	Рассолы Южной Калифорнии	0,036	2	[285]

Большая часть золоторудных проявлений Тихоокеанского пояса (Кушано и другие в Японии, Хаураки и другие в Новой Зеландии, Тауа на о-ве Фиджи и т.д., а также Камчатка) связана с андезитовыми системами неглубокого заложения. В вулканотектонических структурах часть Au с гидротермальными растворами и вулканическими газами выносятся, а часть не доходит до поверхности и отлагается на глубине в результате резкого сброса давления и изменения состава флюида в открытых трещинах. В этой связи важным, с нашей точки зрения, является вопрос о содержании золота как в целом в различных видах гидросферы, так и в современных гидротермах долгоживущих вулканических центров.

Таблица 47

Кларк золота гидросферы

Вид гидросферы	Кларк Au, мкг/л	Количество анализ	Единовременный объем $n \cdot 10^6$ км ³	Вес, $n \cdot 10^{15}$ т	Содержание Au, $n \cdot 10^3$ т
Мировой океан	0,004	—	1370	1420	5680
Пресные поверхностные воды (речные, озерные, лед)	0,005	4600	40	40	200
Подземные воды зоны активного водообмена	—	—	4	—	—
пресные	0,005	1800	3,2	3,2	16
солончатые воды континентального засоления	0,033	574	0,8	0,8	26
Соленые воды и рассолы осадочной толщи без вод зоны активного водообмена	0,034	53	189	200	6800
Подземные воды кристаллических пород земной коры без вод зоны активного водообмена	—	—	857	—	—
кремнистые термальные и углекислые холодные	0,006	53	772	790	4740
современные гидротермы долгоживущих вулканических центров	0,455	50	85	87	39585
Вся гидросфера	0,022	7040	2460	2541	57047

Подземные минеральные воды распространены во всех крупных артезианских бассейнах и подстилающих их кристаллических породах до глубины в несколько десятков километров, включая кристаллические породы $\sim f$ мной коры, и нагреты до 200—300°C и более. С позиций анализа содержания Au наибольший интерес представляют три основные группы минеральных вод [123]: 1) холодные углекислые; 2) кремнистые термальные; соленые воды и рассолы, данные о содержании Au в которых приведены в табл. 46. Наиболее низкие содержания Au характерны для азотных термальных вод областей новейших горообразовательных движений (0,0034 мкг/л), а наиболее высокие — для гидротерм областей современного вулканизма. Так, по данным Г.А. Толевой [56], содержание Au в кислых ($pH < 1$, $Eh > 0,913$) хлористо-водородных фумаролах вулкана Эбеко составляет 0,8-1,6 мкг/л, а в хлоридно-натриевых термах кальдеры Узон отмечены содержания Au до 15-28 мкг/л [143].

Золото в соленых водах и рассолах, генетически связанных с осадочными породами платформенных бассейнов осадконакопления, изучено недостаточно. Данные, полученные для соленых вод и рассолов нижней части Сибирской платформы, залегающих до глубины 3,5 км, показывают, что содержание Au в них колеблется от 0,006 до 0,026 мкг/л [123]. В табл. 47 приведен рассчитанный И.С. Ломоносовым кларк Au в различных водах гидросферы. В отличие от прежних исследований, не установлено различия между кларком Au пресных подземных и поверхностных вод, который оказался выше кларка вод Мирового океана.

Кларк Au гидросферы (с учетом единовременных объемов отдельных ее видов) оказался равным $2,2 \cdot 10^{-9}$ вес.%, что на 2 порядка меньше кларка Au ($4,3 \cdot 10^{-7}$) земной коры по А.П. Виноградову.

Наиболее высоким кларком обладают современные гидротермы долгоживущих вулканических центров, которые, как нам представляется, в значительной мере определяют металлогению Тихоокеанского подвижного пояса, где известны крупные месторождения золота и многочисленные проявления близповерхностной золото-серебряной минерализации. Исходя из площади распространения вулканических поясов, можно сделать вывод, что в общем объеме подземных вод кристаллических пород земной

коры современные гидротермы областей активной вулканической деятельности занимают 0,1 часть.

Рассматривая роль гидротермальных процессов в формировании месторождений полезных ископаемых, А.М. Овчинников [159] считает, что с геологической точки зрения периоды бурных вулканических извержений менее продуктивны для образования рудных залежей, чем длительно протекающие гидротермальные процессы в периоды после затухания вулканической деятельности. Поэтому для изучения гидротермальных процессов следует привлекать материал не только по районам действующих вулканов, но и по районам четвертичного и третичного вулканизма, где сохранились следы интенсивной гидротермальной деятельности и продолжают изливаться на поверхность газизирующие теплые воды, выносящие ценные элементы.

Прежде чем перейти к рассмотрению особенностей концентрирования и рассеяния Au в современном гидро терм альном процессе, необходимо оценить пределы его содержания в материнских породах — вулканитах. В этой связи интерес представляют данные о содержании Au в различных типах неизмененных вулканических пород Курило-Камчатской островодужной системы. Наиболее полные сведения о содержании Au в породах четвертичного возраста этого региона приводятся в работах Г.Н. Аношина и его соавторов [11, 13], которые установили и статистически подтвердили отсутствие значительных различий в содержании Au в базальтах, андезитах и кислых породах, что свидетельствует, по их мнению, об инертном его поведении в процессе дифференциации базальтовой магмы островных дуг. Близкие значения содержаний Au получили А.И. Абдурахманов и В.И. Федорченко [1] в лавах вулканов Курильских островов.

В последнее время мы получили данные, характеризующие распределение Au в 205 пробах пород из 29 дифференцированных вулканических построек (19 из которых - подводные) южной и центральной частей Курильской островной дуги. Определение содержаний Au проводилось атомноабсорбционным методом с предварительным обогащением (прибор Перкин-Эльмер-503). Содержание Au в изученных вулканиках варьирует от 0,50 до 16 мг/т. Повышенные концентрации Au, как и максимальные, характерны для базальтов, т.е. для пород наиболее близких к составу первичных выплавов. Так, средние концентрации Au в базальтах 15 из 22 изученных вулканов превышают 2-3 мг/т, в пяти вулканах средние содержания составляют 1,0-1,5 мг/т и в двух - менее 1,0 мг/т.

Установлено, что наиболее обогащены Au базальты, в которых обильно проявлены ранние вкрапленники пироксенов и, особенно оливина при подчиненном развитии или отсутствии фенокристов плагиоклаза. Содержания же Au в плагиофировых и субплагиофировых базальтах обычно самые низкие. Вместе с тем именно в наименее щелочных толеитовых базальтах фронтальной зоны Курильской островной дуги проявлены не только самые низкие, но и самые высокие содержания Au. Этому факту соответствуют и данные А.И. Абдурахманова и В.И. Федорченко о содержании Au (1,02-22,10 мг/т) в базальтах [1]. Самые высокие средние содержания Au (4,48 мг/т) характеризуют базальты фронтальной зоны, несколько меньше (3,58 мг/т) — промежуточной, а самые низкие (3,15 мг/т) — тыловой зоны Курильской островной дуги. Полученные значения заметно выше средних для кайнозойских базальтов в сей Курило-Камчатской провинции (1,73 мг/т) и о-ва Парамушир (1,85 мг/т), но близки к средним для базальтов о-ва Симушир (4,25 мг/т) [11].

С ростом кремнекислотности пород от базальтов к андезитах и далее к дацитам и риолитам в большинстве случаев отмечается постепенное уменьшение содержаний Au. Для семи-восьми вулканов региона средние содержания Au во всем ряду пород находятся почти на одном и том же (обычно низком — 0,5—1,5 мг/т) уровне. Концентрации Au в андезито-базальтах в целом ниже, чем в базальтах, и в значительной мере изменяются в соответствии с теми же геохимическими и петрографическими особенностями пород, что

отмечалось ранее для базальтов. Каких-либо резких различий по средним содержаниям Au (1,22-2,00 мг/т) в андезито-базальтах Курильской островной дуги не отмечено.

Средние содержания Au в андезитах еще более низкие (0,74—1,58 мг/т). Необходимо отметить высокую дисперсию содержаний Au в андезитах отдельных вулканов. Так, на одном из подводных вулканов интервал содержаний Au в андезитах достигает 1,20-7,60 мг/т (среднее - 3,42 мг/т), что даже выше, чем в базальтах того же вулкана (соответственно 0,90—4,00 и 2,45 мг/т). Примечательным фактом является обнаружение аномально высокого (до 42,6 мг/т) содержания Au в некоторых гомеогенных включениях андезитов подводных вулканов, но какой-либо четкой зависимости в распределении Au от общего содержания и соотношения в андезитах ранних минералов-вкрапленников не обнаружено.

Определение содержания Au в четвертичных вулканитах дацит-риолито-вого ряда Курильской островной дуги ограничено 15 пробами с шести вулканов. Установленные концентрации Au в кислых лавах обычно минимальны (меньше 1,00 мг/т). Эти значения ниже кларковых содержаний Au в кислых магматических породах (4,50 мг/т по [39]), а также его средних содержаний в кислых вулканитах о-ва Кунашир и Главной зоны Курил (1,96 мг/т) [11]. Дацитовые пемзы кальдерных вулканов Курил, а также некоторые экструзивные дациты отдельных подводных вулканов иногда характеризуются аномально повышенными концентрациями Au, достигающими 5,50-16,00 мг/т.

Показательны данные о металлоносности эксгаляций Большого трещинного Толбачинского извержения (БТТИ) 1975—1976 гг. на Камчатке [26]. Конденсаты БТТИ отбирались при выделении паров воды непосредственно из слабо дегазированной жидкой лавы при температуре 950—1135°C, что дает право рассматривать их как магматические воды. По составу это ультра-кислые (рН = 0,25—1,76) высокоминерализованные (до 35 г/л) холодные калиево-натриевые растворы с высокими содержаниями фтор- и сульфат-ионов, алюминия, железа, цинка и других металлов. Содержание металлов в конденсатах на несколько порядков выше, чем в вулканических водах другого происхождения — в фумарольных конденсатах и гидротермах. Так, если при крайне неравномерном распределении содержаний Au в гидро-термах областей новейшего вулканизма различных районов мира его среднее содержание составляет 0,43 мкг/л, т.е. более чем на порядок выше кларка пресных вод гидросферы (0,022 мкг/л), а максимальные концентрации Au в гидротермах Камчатки — 20—28 мкг/л (Узон, Кратерное озеро вулкана Семячик), то в магматических водах вулкана Толбачик содержания Au достигают 110 мкг/л [26, 143, 148]. По данным И.А. Меняйлова и других геологов, вынос благородных металлов в составе эксгаляций Толбачинского извержения достигает для Au 2,5, для Ag 0,6 т. Расчет баланса вещества дает основание считать вынос отдельных металлов в составе газообразных продуктов БТТИ близким к ежегодному их поступлению в Мировой океан через атмосферу в результате активного вулканизма.

Эруптивный и постэруптивный процессы БТТИ привели к массовому перераспределению металлов из исходного базальтового состава — концентрированию ряда соединений элементов с образованием рудопроявлений и их рассеиванию в метасоматитах, возгонах, аэрозолях, в воздухе и атмосферных осадках. В случае полного осаждения металлов, вынесенных летучими компонентами, только на втором конусе Северного прорыва, по мнению С.И. Набоко и С.Ф. Главатских [148], могло образоваться

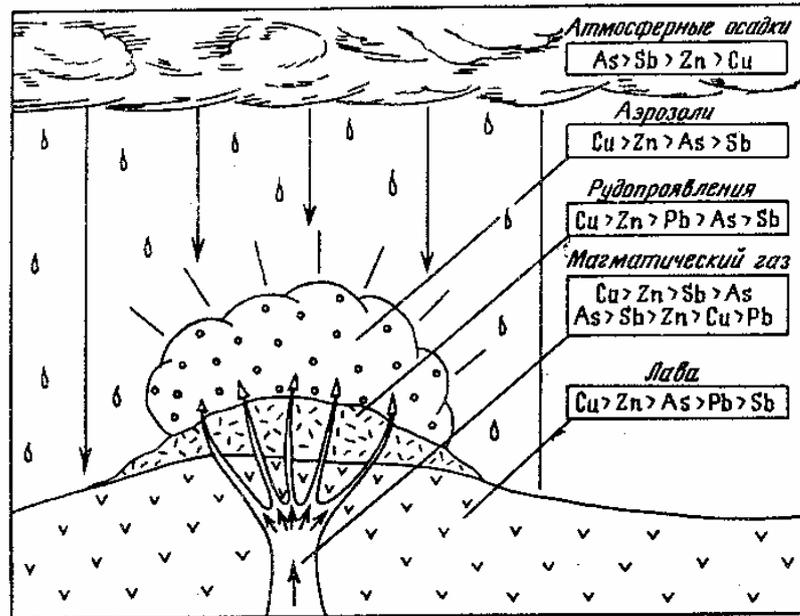


Рис. 81, Перераспределение Си, Zn, Pb, As и Sb между лавой, магматическим газом, аэрозолями, рудопроявлениями и атмосферными осадками в эруптивную и постэруптивную стадии БТТИ

месторождение галоидно-сульфатно-окисного состава, обогащенного платиной. Вместо этого образовалось небольшое рудопроявление. Обнаружено также современное отложение золота при температуре 500°C [35]. В зоне медной минерализации золото встречено в самородном виде. Золотинки тонкопластинчатого габитуса размером до 0,3 мкм находятся в тонком окисленном шлаке. Содержание Ag в золотинках не превышает 3%. Источником золота, как и других металлов, являются магматические газы, насыщенные галоидами с преобладанием хлора, что способствует переносу Au в виде хлоридных комплексов. Среднее содержание Au в газах Северного прорыва составляет 0,1 мг/м³, а Ag - 0,06 мг/м³. За 1,5 года через Второй конус вынесено в летучем состоянии 0,04 т золота и 0,03 т серебра. Очевидно, что высокотемпературный эксгальационный процесс направлен на обогащение его продуктов золотом и образование самородного золота. Исследование содержания золота в расплаве раннего этапа [13] показало, что для ранних магнезиальных базальтов Северного прорыва БТТИ среднее содержание Au равно 4,6 мг/т и повышается в высокоглиноземистых базальтах поздних этапов, содержащих 5,5 мг/т. Наиболее богаты Au породы промежуточного состава Южного прорыва, которые образовались в результате смешения двух магм и содержат до 16,6 мг/т Au.

Основные закономерности рассеяния и концентрирования металлов, выявленные при исследовании БТТИ — крупнейшего базальтового извержения Курило-Камчатской островной дуги за историческое время, объем продуктов которого превысил 1 км³, проиллюстрированы на рис. 81 и отражают общую тенденцию этого процесса в областях активного вулканизма.

3.2. Золото и другие элементы в гидротермальном процессе.

С целью изучения поведения Au и его элементов-спутников в гидротермальном процессе проведены геохимические исследования неизменных и гидротермально измененных вулканогенных пород, гейзеритов и солевых отложений, а также природных вод Паужетского геотермального района.

Содержание Au и его основных спутников в неизменных породах района приведены в табл. 48. Наибольшими средними содержаниями Au характеризуются туфы

различного состава (10,5 мг/т), базальты (10,3 мг/т) и андезиты (9 мг/т), наименьшими - дациты и риолитовые пемзы (не более 5 мг/т). Максимальные концентрации Au (20-28 мг/т) отмечены в туфах и андезитах. Для них характерны и наиболее высокие содержания Ag (0,5-1,0 г/т). Базальты, андезиты, дациты, а также пемзы почти не содержат As и Sb, тогда как в туфах содержание As достигает 20 и даже 40 г/т. В целом для неизменных пород Паужетского геотермального района характерны повышенные концентрации золота по сравнению с его средними содержаниями в четвертичных вулканитах Курило-Камчатской островной дуги. Из всех неизменных пород наибольшие концентрации золота, серебра и мышьяка установлены в туфах.

Иная картина наблюдается в измененных породах (табл. 49). Средние содержания Au в пропилитизированных туфах составляют 7 мг/т, а Ag - 90 мг/т, что свидетельствует о выносе этих элементов в процессе гидротермального преобразования пород. Средние содержания Au в измененных андезитах (12,5 мг/т) и дацитах (6 мг/т) остаются на том же уровне, что и в неизменных породах Паужетского геотермального района.

Ниже рассмотрим особенности распределения Au и некоторых других рудных элементов в структуре гидротермальной системы и района в связи с актуальностью изучения геохимических барьеров следующих типов: глубинных, субповерхностных и аквальных.

Геохимическая миграция Au и микроэлементов в процессе гидротермально-метасоматического преобразования пород прослеживается в разрезе Паужетского месторождения парогидротерм. Как показано в гл. 2, в недрах Паужетской гидротермальной системы на этапах средне-низкотемпературной пропилитизации и гидротермальной современной (?) аргиллизации - высококремнистой цеолитизации пород существовали локальные пародоминирующие системы и обусловленные ими геохимические барьеры. Рассмотрим некоторые особенности геохимических барьеров ПДС, характерные для определенных геолого-структурных условий (см. гл. 1) - тектонического приподнятого блока Паужетского верхнечетвертичного грабена, относительно монолитного ("жесткого") блока на склоне многоступенчатого поднятия Камбального хребта. Глубинные геохимические барьеры других типов, вероятно имеющие место в структуре гидротермальной системы, мы не выделяли.

В пределах тектонического поднятия Верхнего термального Поля для участков, интерпретируемых как зоны ПДС, типична кварц-адуляровая минеральная ассоциация. Геохимические глубинные барьеры выражены отчетливыми максимумами содержаний Au и Ag (см. рис. 55). Причем существует тенденция к смещению повышенных содержаний Au от центральных, как правило наиболее окварцованных, частей ПДС (скв. К-13) к их контактам (скв. К-20 и К-21) по направлению к границе поднятия. Возможно, это связано с последующим тектоническим разуплотнением эндо- и экзоконтактов блока и с перераспределением Au вследствие гидро-термально-метасоматического изменения зоны ПДС. Элементами-индикаторами геохимического барьера являются также кремнезем, литий и мышьяк. Зоны перехода жидкость—пар, выделенные в структуре грабена (екв R-130, P-1), приурочены к тектоническим нарушениям малой мощности (1—10 м), петрографически характеризуются ассоциациями различного состава: кварц-адуляровой, вайрацит-пренит-эпидот-кварц-адуляровой и эпидот-кварц-адуляровой. Две последние отнесены к этапу средне-и, вероятно, низкотемпературной пропилитизации: кварц-адуляровая ассоциация является сквозной, в том числе и современной. Содержание Au и Ag на всех этих интервалах фоновое. Геохимический барьер жидкость—пар здесь выражен положительной аномалией кремнезема и калия. Отсутствие золоторудного геохимического барьера, возможно, объясняется двумя причинами: 1) перераспределением и выносом Au и Ag из Пород ПДС, многие из которых являются палеозонами перехода жидкость—пар, в процессе пропилитизации и аргиллизации пород; 2) малой мощностью ПДС, что, в частности, не позволило на данном этапе исследований

изучить их детально. Необходимо также отметить, что в структуре грабена ПДС и соответственно связанные с ними геохимические барьеры не столь широко представлены, как в пределах тектонического поднятия.

Таблица 48

Содержание золота и других элементов в вулканических породах
Паужетского геотермального района

Порода	Au, мг/г	Ag, мг/г	As, г/г	Sb, г/г	n
Базальт	$\frac{5-14}{10,3}$	$\frac{20-300}{118}$	Не опр.	Не опр.	6
Андезит	$\frac{5-28}{9}$	$\frac{20-1000}{153}$	„	„	13
Дациит	$\frac{5-10}{5}$	$\frac{20-400}{160}$	„	„	4
Туфы	$\frac{5-20}{10,5}$	$\frac{20-500}{90}$	$\frac{20-40}{20}$	„	9
Пемзы	$\frac{5-15}{5}$	$\frac{20-20}{20}$	Не опр.	„	7

Примечание. Анализы табл. 48 и 49 выполнены в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (аналитики С.Е. Чернигова, А.А. Хлебникова, В.С. Кишечникова).

Таблица 49

Содержание золота и других элементов в гидротермально
измененных породах Паужетского геотермального района

Порода	Au, мг/г	Ag, мг/г	As, г/г	Sb, г/г	n
Андезит	$\frac{6-18}{12,5}$	$\frac{20-500}{180}$	Не опр.	Не опр.	5
Дациит	$\frac{6}{6}$	$\frac{20}{20}$	„	„	5
Туфы	$\frac{5-12}{7}$	$\frac{20-400}{90}$	„	„	57

В относительно монолитном, слабо нарушенном блоке на склоне Камбального хребта (скв. R-122, R-102, R-105) глубинные геохимические барьеры в пределах ПДС (скв. R-102) отмечаются аномально высокими содержаниями Ag. В нижней ПДС (360-500 м), образованной на средне-низкотемпературном этапе пропилитизации и характеризующейся широкой минеральной ассоциацией (вайкарит-прениит-эпидот-кварц-адуляровой), единичные высокие содержания Ag имеют место для экзо- и эндоконтактов зон. Метасоматиты центрального участка ПДС характеризуются низкими содержаниями рудных компонентов. Вероятно, причиной этого служит миграция Ag (и Au, которое полностью вынесено ?) к краевым частям зон перехода жидкость—пар в ходе последующих гидротермально-метасоматических преобразований матрицы породы. В верхней ПДС (70-80 м) положительная аномалия Ag более четкая, перекрывающая этот участок. Это обстоятельство, а также образование кварц-адуляровой ассоциации и приуроченность к открытому тектоническому нарушению сближают выделенный геохимический барьер жидкость—пар с таковым Верхнего термального поля и могут, с определенной долей вероятности, свидетельствовать о современном его образовании.

Рассмотрим некоторые особенности геохимического барьера зон перехода жидкость—пар в пределах еще одной геологической структуры - в мощном открытом

тектоническом нарушении брекчиевого строения Кварц-адуляровые гидротермалиты здесь обычно высокопористые за счет выщелачивания и механического вымывания новообразованных и реликтовых минералов (см. разрез скв. К-13 и 5Г). Несмотря на интенсивное выщелачивание и открытую пористость до 50%, участки ПДС выделяются высокими аномалиями золота, серебра и мышьяка. Устойчивость золотосодержащих геохимических барьеров в зонах вскипания парогидротерм в пределах мощных трещинно-брекчиевых зон, по-видимому, определяется тремя моментами: 1) интенсивным привнесом геля кремнезема и связанных с ним соединений Au, Ag, As; 2) многократной активизацией вскипания парогидротерм — выделяется не менее трех этапов — "вспышек" вскипания; 3) образованием ПДС и геохимических барьеров на современном этапе эволюции гидротермальной системы.

Таким образом, глубинные геохимические барьеры, характеризующие пародоминирующий режим Паужетского геотермального месторождения, имеют определенные особенности в зависимости от конкретной геолого-структурной обстановки. Предстоит в дальнейшем более тонкое и детальное изучение структуры, состава и характера поведения глубинных геохимических барьеров, в частности, чтобы выяснить, почему в одном случае повышенные аномалии Au не сопровождаются таковыми Ag, в другом -наоборот и в связи с чем геохимические барьеры жидкость-пар вообще могут не выделяться высокими содержаниями рудных компонентов, а также решить ряд других вопросов.

Таблица 50

Содержание Au и других элементов (в г/т, Hg в %) в сульфидах (пирит, марказит) из синих глин Паужетского месторождения парогидротерм

Номер пробы	Содержание элементов (г/т)						Содержание элементов (г/т)					
	Cr	Ni	Co	V	Mo	Cu	Zn	Sc	Ba	Sr	Au	Hg
0121	3,0	20,6	67,9	14,3	1,0	2,6	10,0	2,0	74	20	0,031	0,050
ЮТП-3	3,0	4,6	26,8	61,3	1,0	68,3	10,0	2,0	31	20	0,0107	0,120
06-6-85	3,0	12,8	49,6	68,8	1,0	48,6	10,0	2,0	68	20	0,047	0,060
НКП-1	3,0	18,3	129	134	1,0	259	76,1	11,4	160	41	0,024	0,130
ВПП-1	3,0	30,9	71,9	73,7	1,0	63,1	29,2	7,1	80	20	0,078	0,090
ЮФШ-2	3,0	14,6	96,7	51,5	1,0	229	46,0	10,4	100	32	0,015	0,12
199/2	3,0	21,9	78,8	204	1,0	171	709	2,0	160	25	0,011	0,14
10-СМ	3,0	54,1	141	65,4	1,0	313	44,5	12,3	130	25	0,036	2,03
9-СМ	3,0	30,0	88,2	38,1	1,0	572	34,3	2,0	36	20	0,100	2,03
ЮФШ-3	3,0	17,8	85,8	28,5	1,0	356	15,0	2,0	Не опр.	Не опр.	0,006	0,46

Примечание. Анализы выполнены в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (аналитики С.Е. Чернигова, Л.Д. Андрулайтис, С.И. Ярошенко).

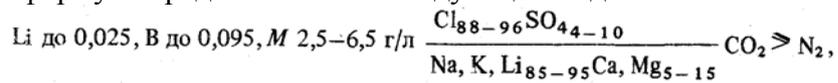
На основе изучения поведения Au в аргиллизитах Паужетского месторождения отмечены его повышенные содержания в каолинит-монтмориллонитовых глинах, приуроченных к зоне сернокислотного выщелачивания. Сульфид содержащие голубые и серые глины, залегающие на небольшой глубине (до 20-60 см) и имеющие мощность до 1,5 м, и бурые глины, выходящие на поверхность, содержат до 20 мг/т Au при средних значениях 6 и 10 мг/т соответственно. Отдельные пробы, кроме Au, содержат много Ag (до 500 мг/т), Sb (до 60 г/т) и As (до 300 г/т). Повышенное количество Au (до 100 мг/т) установлено в сульфидах, отобранных из горизонта синих глин на глубине 40-60 см в пределах термальных площадок (табл. 50).

С геохимической точки зрения верхняя граница горизонта сульфид содержащих глин отвечает смене окислительно-восстановительного потенциала. Поровые растворы горизонта синих глин по химическому составу относятся к сульфатно-хлоридным кислым (рН = 0,97-3,2) водным растворам с высокими концентрациями Mn (1-12 мг/л), Fe (10-580 мг/л), Zn (4-340 мг/л), Си (0,4-33 мг/л) и Au (0,39-1,4 мкг/л) [169], Геохимический барьер,

возникающий на верхней границе горизонта синих глин, назван В.Д. Пампурой и А.А. Хлебниковым субповерхностным сульфидным барьером.

По данным Г. Эверса и Р. Кейса [266], породы геотермального поля Бродленс вблизи поверхности обогащены Sb, Au и Tl, на глубине - Pb, Zn, Ag, Си и другими элементами. Авторы приходят к выводу, что отложение Au из горячих источников в субповерхностных условиях определяется прежде всего уменьшением содержания в водах H₂S вследствие вскипания растворов, когда значения рН (около 5) дестабилизируют бисульфидные комплексы и приводят к осаждению сульфидов As и Sb. Коллоидные сульфиды мышьяка и сурьмы действуют как эффективный концентратор Au и других металлов и служат инструментом в продуцировании обогащенных рудными элементами осадков.

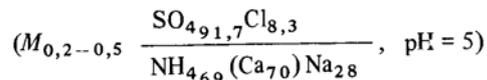
Кроме выделенных геохимических барьеров, заслуживает особого внимания геохимический барьер, связанный с поверхностной разгрузкой современных гидротерм. Основным источником Au и элементов-спутников для рассматриваемых гидротермальных систем являются парогидротермы, которые по отношению ко всем другим типам как поверхностных, так и подземных вод нашей планеты обогащены Au (см. табл. 46, 47). По геохимической типизации гидротерм областей современного вулканизма воды Паужетского района относятся к хлоридному классу глубинной высокотемпературной фации (163—400°С) [166]. Тип вод хлоридно-щелочноземельный, бор-литиевый. Обобщающая формула представляется в следующем виде:



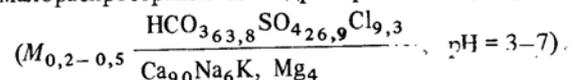
где М—минерализация.

Этот тип охватывает большинство крупных гидротермальных систем Курило-Камчатской островной дуги и Новой Зеландии. Химический состав паужетских пластовоттрещинных вод характеризуется большой дисперсией содержания большинства компонентов, включая прежде всего NH₄⁺, Mg²⁺ и SO₄²⁻. Максимальное содержание Cl и щелочей характерно для наиболее высокотемпературных растворов, содержание кремнекислоты в них превышает 500 мг/л.

По мере поступления глубинных терм к поверхности происходит интенсивное отделение парогазовой фазы, содержащей CO₂ и H₂S. Конденсаты пара, накапливающиеся в субповерхностной зоне, формируют новый, существенно сульфатный, сульфатно-хлоридный и сульфатно-гидрокарбонатный кальций-аммониевый тип гидротерм, в котором выделяются два подтипа: сульфатно-хлоридные кальциевые и аммониевые



и малораспространенные гидрокарбонатно-сульфатные кальциевые



Количественное определение Au в современных гидротермах Паужетского района и в целом Курило-Камчатской островной дуги началось в середине 70-х - начале 80-х годов и обусловлено внедрением в аналитическую практику атомно-абсорбционного анализа, дающего возможность определять кларковые содержания Au в пробах воды. Au в водах определялось в Институте геохимии им А.П. Виноградова СО РАН атомно-абсорбционным методом с предварительной экстракцией его 0,1 М раствором сульфидов нефти в толуоле и с последующим анализом экстрактов в графитовом атомизаторе HGA-74 на спектрометре Perkin-Elmer-503. Предел обнаружения метода- 0,0002 мкг/л, ошибка на предельных концентрациях не выше 16% [221]. Получение концентратов микрокомпонентов проводилось по методике коллективного соосаждения с гидроокисью алюминия (метод ТПИ) [186, 224]. Анализ концентратов проводился приближенно-

количественным спектральным методом на спектрографе ДФС-8, определялось 16 элементов. Пределы обнаружения (в мкг/л): Ag — 0,002, As - 20, Sb - 2.

Содержание Au и Ag в Паужетских гидротермах варьирует от 0,07 до 0,001 и от 10 до 0,006 мкг/л соответственно независимо от химического состава вод и температуры разгрузки (табл. 51). Обращает на себя внимание тот факт, что в основном содержания Au и Ag вполне сопоставимы с их содержаниями в атмосферных осадках и поверхностных водах района. Исключение составляют содержания As, достигающие в водах отдельных термальных источников и скважин 500—1000 мкг/л. Близкие данные по содержаниям Au и Ag в Паужетских гидротермах получены В.Д. Пампурой [166].

Несмотря на низкие содержания Au и его спутников в современных гидротермах Паужетского геотермального района, на поверхностном (аквально) геохимическом барьере происходит их концентрирование в гейзеритах и солевых выпотах. По данным анализа 63 проб гейзеритов, отлагающихся на устьях действующих скважин и у естественных выходов гидротерм, среднее содержание в них Au составляет 33,5 мг/т, Ag — 242 мг/т, As - 21 г/т, Sb - 20 г/т. Максимальное содержание Au и Ag установлено в гейзерите у скв. ГК-3 — 420 мг/т и 20 г/т соответственно, а содержание As и Sb — 600 г/т в пробе кремниевого геля у скв. РЭ-1. Кроме гейзеритов, на термальных лощадках Паужетского месторожде-

Таблица 5.
Содержания золота и других элементов (в мкг/л)
в природных водах Паужетского геотермального района

Место отбора проб	t, °C	pH	Au	Ag	Sb	As
Снег		6,0	0,009	0,4	Не опр.	Не опр.
Дождь		5,8	0,009	0,4	”	”
Поверхностные воды						
Ручей у скв. R-117		6,4	0,003	0,4	”	”
р. Паужетка		6,2	0,006	0,4	”	20
р. Правая Паужетка		6,6	0,005	0,006	”	Не опр.
оз. Курильское		6,8	0,006	0,05	”	”
р. Озерная		6,6	0,006	0,1	”	”
Термальные источники						
Источник 1, долина р. Озерной	67°	7,4	0,07	0,1	Не опр.	20
Источник 2, там же	60°	7,2	0,003	0,01	”	Не опр.
Нижнее термальное поле	91°	6,8	0,006	0,006	6	1000
Источник Л-1, Нижнее термальное поле	95,2	6,8	0,006	10	50	500
Источник Южный	45	6,5	0,005	0,5	Не опр.	400
Источник 1, долина р. Паужетки	20	6,6	0,003	Не опр.	”	100
Источник 2-1, левый берег р. Паужетки	34	6,6	0,008	”	”	100
Источник 2-2	36	6,4	0,004	”	”	100
Теплая бухта, оз. Курильское	20	6,6	0,006	0,006	”	Не опр.
Центральная группа Камбального хребта	91	6,5	0,004	0,030	”	”
Источники Южно-Камбальной группы	90	4,5	0,004	0,006	”	”
То же	85	6,0	0,016	0,008	”	”
”	95	5,7	0,011	0,020	”	”
”	91	6,5	0,002	0,006	”	”
Фумарола Южно-Камбального хребта	100	5,0	0,061	0,006	”	”
Термальные воды из скважин						
1 (пос. Озерновский)	86	7,0	0,006	0,020	Не опр.	Не опр.
2 (Пионерлагерь)	8	7,3	0,002	0,006	”	”
РЭ-1	91	6,0	0,007	0,010	”	500
ГК-3	96,5	7,0	0,016	0,030	”	100

Таблица 51 (окончание)

Место отбора проб	$t, ^\circ\text{C}$	pH	Au	Ag	Sb	As
ГК-4	92	7,0	0,007	0,006	"	100
К-4	60	7,2	0,007	He опр.	"	20
К-15	97	7,0	0,004	0,01	"	200
К-16	92	7,4	0,001	He опр.	"	300
К-20	94	7,0	0,007	0,010	"	300
К-101	90	7,0	0,003	0,006	"	100
К-106	94,8	7,4	0,003	0,006	"	40
К-120	94,2	7,0	0,002	He опр.	"	40
К-123	97,2	7,2	0,003	0,4	"	40
К-142	47	7,0	0,047	He опр.	"	He опр.
К-143	50	7,0	0,009	"	"	"
К-111	90	7,2	0,012	0,5	"	"

Примечание. Анализы выполнены в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (аналитики С.Е. Чернигова, В.С. Кишечникова).

ния с активной фумарольной деятельностью повсеместно развиты мелкокристаллические выпоты солей, в которых рентгеноструктурным анализом установлено наличие сульфатов калия и алюминия. Средние содержания Au и его спутников в этих отложениях сопоставимы с их концентрациями в гейзеритах и составляют (табл. 52) для Au 65 мг/т, Ag 180 мг/т, As 170 г/т, Sb 180 мг/т.

В целом аквальный геохимический барьер Паужетского месторождения аналогичен геохимическим барьерам других гидротермальных систем Тихоокеанского вулканического пояса, где известны кремнистые отложения с высокими содержаниями Au, Ag, As, Sb и других элементов. К таким системам относятся, в частности, геотермальные поля Новой Зеландии — Ваймонгу, Оракейкорако, Бродленс, Вайотапу; Японии — Отако-Хатобару, Беппу и т. д. Еще в 1937 г. Дж. Грейдж (цит. по: [270]), проанализировав 28 проб из кремнистых новообразований гидротермальных систем вулканической зоны Таупо (Новая Зеландия), установил в 14 из них содержание Au более 20 г/т и Ag более 40 г/т. В гейзеритах геотермального поля Вакареварева содержание Ag достигает 100 г/т, в аморфных кремнистых осадках геотермальных месторождений Вайотапу и Бродленс, обогащенных Sb, As и S, золото и серебро содержится в количествах до 85 и 500 г/т соответственно.

О поведении Au на аквальном барьере или барьере разгрузки гидротерм дают представление исследования, проведенные нами на Паужетском месторождении парогидротерм. Прослежено изменение содержания Au и его элементов-спутников в гейзеритах, отобранных в потоке излива термальной воды из скважины на расстоянии 125 м. Термальная вода с температурой 98° С имеет хлоридно-сульфатный натриево-кальциевый состав с минерализацией 2,5 г/л, содержанием кремниевой кислоты 130 мг/л и pH = 8,3. Еп в момент излива воды на поверхность 23—25 нВ, что говорит о восстановительной обстановке. Гейзериты отбирались из кровли и подошвы потока мощностью 0,5 м через 25 м.

Известно, что при осаждении кремнезема из растворов кремниевой кислоты вследствие ее полимеризации и укрупнения полимерных молекул образуются гели поликремниевой кислоты, которые превращаются затем в опалы. В областях современной вулканической деятельности эти процессы происходят обычно вблизи выходов гейзеров и горячих источников. Образованию опалов в этих условиях способствуют относительно низкая температура и большая скорость осаждения кремниевой кислоты. Известно также, что гидрогели и ксерогели поликремниевой кислоты представляют собой высокодисперсные системы, построенные из частиц приблизительно шаровидной формы размером 20-150 Å и характеризующиеся поэтому огромной удельной поверхностью [250]. Пространство между частицами в гидрогелях заполнено водой, при удалении которой формируются

ксерогели (силикагели). Размеры частиц не меняются, В ксеро-гелях пространство между частицами представляет собой систему сообщающихся капилляров (пор). В процессе старения гидрогелей в воде и водных растворах при повышенной температуре происходит уплотнение их структуры, приводящее к понижению дисперсности [137], т.е. к увеличению частиц и сокращению удельной поверхности. Исследование адсорбционных свойств природных опалов [79, 80] указывает на наличие в них мИкропор, а также "бутышкообразных" пор, входные отверстия в которые ненамного превышают размеры адсорбированных молекул. Для гейзерита характерно преобладание макропор, что обусловлено рыхлой упаковкой глобул опала.

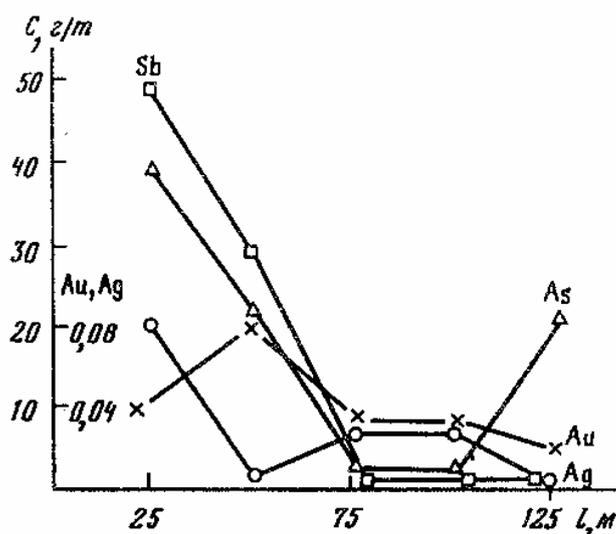


Рис. 82. Изменение содержаний Au, Ag, As и Sb в гейзеритах по потоку излива термальных вод C — содержания микроэлементов в гейзеритах; L — расстояние от точки излива

При сравнительно невысоких содержаниях Au, Ag, As и Sb в воде скважины ($Au = 0,007$, $Ag = 0,01$, $As = 306$, $Sb < 6$ мкг/л) происходит их концентрирование в новообразованных гейзеритах русла потока (рис. 82). Так, содержания Au и Ag наиболее высоки в первых пробах по потоку в кровле отложений: Au - 100 мг/т, Ag - 1 г/т, As - 40, Sb - 50 г/т. В последних пробах содержания относительно ниже и близки к таковым в нижнем горизонте отложений. На первых интервалах наблюдается снижение температуры и повышение Eh до положительных значений (+105 ↔ +95)

Таблица 52.

Содержания Au, Ag (в мг/т), As, Sb (в г/т) и главных породообразующих оксидов (в мас. %) в солевых выпотах на термальных полях Паужетского геотермального района

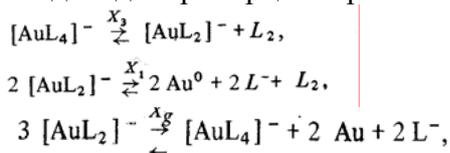
Номер пробы	Содержания Au, Ag (в мг/т), As, Sb (в г/т) и главных породообразующих оксидов (в мас. %)						Содержания микроэлементов в гейзеритах							
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ + FeO	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	П.п.п.	P ₂ O ₅	SO ₂	F
НК-1	18,77	0,07	2,5	0,8	—	0,04	—	22,0	0,12	0,06	21,54	—	33,4	—
ГК-3	4,24	0,11	0,4	0,15	—	0,02	20,3	1,2	1,2	49,14	43,12	0,06	—	0,04
ЮК-1/10а	7,08	0,24	10,2	2,05	1,58	0,04	0,8	0,3	0,04	0,03	74,22	0,1	—	—
ЮК-1/10	22,27	0,52	13,2	1,4	0,18	0,03	0,3	0,3	0,29	0,22	57,82	0,14	—	0,04
ЮК-11	18,97	0,47	8,8	1,05	0,55	0,04	0,8	1,0	0,14	0,2	63,25	0,03	—	0,05
ЮК-3/5	33,3	0,4	9,0	0,35	0,32	0,02	0,4	0,3	0,75	0,05	52,44	0,06	—	0,04
ВПП-1	22,45	0,27	10,1	4,05	2,15	0,03	0,6	0,3	0,22	0,13	54,8	0,07	—	—
ЦК-5	11,46	0,27	11,0	3,32	0,43	0,03	0,5	0,4	0,09	0,14	69,95	0,06	—	—

Примечание. Анализы выполнены в Институте геохимии им. А.П. СО РАН (аналитики В.А. Писарская, С.Е. Чернигова, В.С. Кишечникова).

Номер пробы	S	С у м м а	Au	Ag	As	Sb
НК-1	—	—	30	40	20	30
ГК-3	0,21	99,5	14	100	200	200
ЮК-1/10а	4,25	100,63	60	80	120	230
ЮК-1/10	4,13	100,56	70	100	200	200
ЮК-11	5,43	100,81	65	180	170	250
ЮК-3/5	3,54	100,56	60	180	160	300
ВПП-1	4,78	99,64	100	300	300	210
ЦК-5	2,7	100,35	140	500	170	200

с увеличением к концу потока до +220 нВ. Образуется температурный и; окислительно-восстановительный барьер, на котором, как было замечено : ранее, формируется гейзерит, обогащенный микроэлементами.

В восстановительных условиях глубинных зон в гидротермальных растворах, содержащих H_2S , золото находится в сульфидных и гидросульфид-1 ных комплексах — $[Au(H_2S)_2]^+$, $[AuS]^-$, $[Au(HS)]^0$ с концентрацией до $10^{-3} m$ [101, 169]. При смене восстановительной обстановки окислительной в поверхностных условиях происходит трансформация форм Au в гидроксил- и хлорсодержащие — $[AuCl(OH)]^-$, $[AuOH]^0$, $[AuCl_4]^-$ с I концентрацией $10^{-10} m$. В связи с этим происходит выделение золота в форме Au^0 , ультрадисперсные частицы которого и сорбируются новообразованным гейзеритом. Кроме того, устойчивость комплексов золота в водных растворах контролируется реакциями распада и диспропорционирования его соединений [165]



где X_1 , X_3 — константы реакции распада; X_g — константа реакции диспропорционирования; L — катионы, анионы.

В результате диспропорционирования выделяются частицы Au^0 . Способствует этому и понижение температуры. Наиболее эффективно сорбция идет на начальном этапе. По достижении равновесия процессов отложения и растворения содержания Au и Ag стабилизируются на одном уровне.

Особенностью геохимического барьера разгрузки гидротерм является участие в процессе рудоотложения органического вещества, в частности термофильных бактерий. В Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН проведены специальные исследования по выяснению роли микроорганизмов в укрупнении частиц золота в зоне гипергенеза областей современного вулканизма, в том числе на термопроявлениях Камчатки [106]. Предпосылкой таких исследований явились уникальная особенность термофильных микроорганизмов (быстрый рост, осуществление различных биохимических процессов при повышенных температурах), широкое распространение и высокая численность и перспектива их использования в практике добычи металлов. Сведения о влиянии термофильных микроорганизмов на поведение Au в областях современного вулканизма до наших работ в литературе отсутствовали.

Геохимическому микробиологическому исследованию подвергнуты пробы термальной воды и измененные породы Нижнекошелеевского месторождения парогидротерм, Сивучинского источника и для сравнения донные отложения Охотского моря.

Нижнекошелеевское месторождение парогидротерм расположено на западном склоне Кошелеевского вулканического массива близ побережья Охотского моря. Здесь на относительно небольшой площади сосредоточено множество мощных парагазовых струй, водоемов естественных конденсатов и термальных источников. Сивучинский источник расположен в 4 км юго-западнее зоны разгрузки Нижнекошелеевских гидротерм. По хими-

ческому составу Сивучинские гидротермы (температура до 64 С) относятся к сульфатно-гидрокарбонатным, сульфатно-хлоридным, гидрокарбонатно-сульфатным кальциево-натриевым водам с минерализацией 0,3-1,52 г/л и рН = 6,2-6,8. В газовом составе обнаружены N₂, CO₂, O₂, H₂S, CH₄. Содержание Au на Нижнекошелевском месторождении меняется от 0,007 до 0,03 мкг/л (в Теплом озере).

Исследованы каолинит-монтмориллонитовые глины серо-голубого цвета с линзами и прослоями пирита и марказита, а среди донных отложений Охотского моря - песчаная и пелитовая фракции, содержащие до 0,67% органического углерода. В качестве собственно материала исследований взяты сообщества микроорганизмов, выделенные из воды, аргиллизитов и донных отложений, Биоценозы выращивались на безбактериальной воде, на десятикратных разведениях измененных пород, а также донных отложений с добавлением 10 мг/л углерода. Заражение производили 1 мл материала на 9 мл среды. Кроме того, микроорганизмы выращивали на селективных питательных средах, в частности на среде Кравцова и Сорокина [88].

В водах Нижнекошелевского месторождения парогидротерм и Сивучинского источника широко распространены ценозы, включающие факультативно-автотрофные и гетеротрофные бактерии, цианобактерии, сульфат-редуцирующие бактерии, нитчатые организмы, микроскопические грибы, развивающиеся при низких температурах (14, 29 и 49°С). Содержание клеток бактерий в этих сообществах достигает 10⁶—10⁹ в 1 мл. В составе ценозов обнаружены также хемолитотрофные бактерии, гетеротрофные и аэробные зеленые бактерии, являющиеся умеренно термофильными, где доминируют фотосинтезирующие организмы.

В воде термальных источников численность термофильных сульфат-восстанавливающих бактерий составляет 10² клеток на 1 мл. Наиболее активны эти бактерии в водах сульфатно-хлоридного состава. В ценозах измененных пород присутствуют как мезофильные, развивающиеся при умеренных температурах, так и термофильные, развивающиеся при температурах более 45°С, а также экстремально термофильные с оптимальной температурой роста 65-70° С, способные расти в условиях лимитации по кислороду. В этом ценозе обнаружены цианобактерии, хемолитотрофные бактерии, окисляющие соединения серы и железа и гетеротрофные бактерии, а также микроскопические грибы. В ценозах измененных глин сульфат восстанавливающие бактерии занимают большее место, чем в воде самого термопроявления, их количество составляет 10³—10⁴ клеток на 1 г.

В донных отложениях Охотского моря биоценоз представлен в основном гетеротрофными и сульфатвосстанавливающими бактериями. Менее развиты хемолитотрофные бактерии, окисляющие соединения серы и железа, сульфиды и цианобактерии. Основную массу выделенных культур микроорганизмов составляют бактерии, образующие споры и неспорообразующие, а также термофильные, которые развиваются при температуре свыше 45° С. Численность сульфатобразующих бактерий 10⁴—10⁵ клеток на 1г, что свидетельствует о восстановительных биохимических процессах, связанных с преобразованием серы и ее производных. Выявленные микробные ценозы термальных вод, гидротермальных глин и донных осадков способны развиваться при температуре от 14 до 70° с рН = 4,3—6,8.

Развитие всех выявленных биоценозов происходит в тесном контакте с металлами, в том числе с золотом [104, 105,194]. Для выявления активных микроорганизмов, способных восстанавливать и укрупнять золото, в питательные среды вводили растворенное золото в виде хлорида в концентрации 5,4 мкг/л и коллоидное в концентрации 4,1 мкг/л., Коллоидный раствор готовили по Фарадею-Жигмонди [131]. Размер частиц золота 5—20 мкм. Время контакта микроорганизмов с золотом 60 сут. В качестве контроля применяли питательную среду с золотом (без микроорганизмов). Эксперименты показали специфичность взаимодействия биоценозов, развивающихся в природных объектах юга Камчатки и в донных отложениях Охотского моря, с

растворенным и коллоидным золотом. В табл. 53 приведены данные сцинтилляционного эмиссионного спектрального анализа, усовершенствованного в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН [180] и успешно применяемого для определения количества и размеров частиц золота в природных средах. Установлено, что ценоз микроорганизмов, включающий различные их виды, за 60 сут переводит золото из растворенного и коллоидного состояния в тонко дисперсное. Этот процесс сопровождается выпадением золота в виде осадка. Общей закономерностью является высокое содержание частиц размером 3-5 и 5-9 мкм, что составляет 35—70 и 23—44% соответственно. В контрольных опытах обнаружены отдельные тонкодисперсные (до 5—9 мкм) частицы золота. Укрупненные частицы золота могут достигать 15—23 мкм и более (1—8%).

В результате исследований по выяснению роли микроорганизмов в поведении золота в зоне гипергенеза Паужетского геотермального района установлено большое влияние на его укрупнение термофильных сообществ микроорганизмов. Альгобактериальные ценозы современных гидротерм способствуют образованию полей концентрирования золота. Все рассмотренные геохимические барьеры осуществляют процесс концентрирования золота и его основных элементов-спутников, выносимых на поверхность гидротермальной системы. Представляет определенный интерес расчет выноса золота в пределах Паужетской гидротермальной системы, имеющей суммарный дебит 500 л/мин и среднее содержание золота в воде 0,0046 мкг/л. Вынос золота в течение одного года составит 1,21 кг, за 100 тыс. лет - 121 т. Длительность существования гидротермальных систем, подобных Паужетской, большинство исследователей оценивают минимум в 200—250 тыс. лет. Таким образом, при создании определенных условий для концентрирования золота современные гидротермальные системы "вулканогенного типа" могут быть сопоставимы с их палеогидротермальными аналогами. Прежде всего это относится к близким по условиям образования гидротермальным месторождениям малоглубинной золоторудной формации: в Центрально-Камчатском вулканическом поясе, Охотско-Чу-котском вулканогенном поясе, Филиппинской островодужной системе. Месторождения достигают средних и крупных размеров.

Таблица 53

Взаимодействие растворенного и коллоидного золота с микроорганизмами, выделенными из природных объектов (на основе сцинтилляционного анализа)								
Номер пробы	Место отбора проб (материал)	Тип золота, введенного в опыт	Размер частиц золота, мкм					Средний диаметр частиц золота (d), мкм
			3—5	5—9	9—12	12—15	15—23	
НК-3	Нижнекошелевское месторождение парогидротерм (термальная вода)	Растворенное	53	17	2	1	1	6,8
			72	23	2	1	1	
НК-3	То же	Коллоидное	107	129	24	15	24	10,2
			36	43	8	5	8	
НК-7	"	Растворенное	44	29	3	2	0	6,8
			56	37	4	3	—	
НК-8	"	"	108	83	14	13	6	8,5
			48	37	6	6	3	
Ск-5	Сивучинский источник (термальная вода)	"	97	69	20	13	9	9,2
			47	33	10	6	4	
Л/8-2	Нижнекошелевское месторождение парогидротерм (гидротермальные глины)	Растворенное	149	84	23	9	16	9,2
			53	30	8	3	6	
Л/7-2	То же	Коллоидное	27	34	8	6	4	9,7
			34	43	10	8	5	
24-19	Охотское море (донные отложения)	Растворенное	96	106	23	14	14	10,0
			37	41	10	5	7	
24-19	То же	Коллоидное	77	66	23	4	13	9,8
			42	36	13	2	7	
38	"	Растворенное	99	85	19	8	13	9,4
			47	38	8	4	6	
38	"	Коллоидное	152	86	12	0	3	7,0
			60	34	5	—	1	
38	"	Коллоидное	80	78	12	5	2	7,8
			45	44	7	3	2	
К-1	Контрольные опыты	Растворенное	143	11	Не опр.	Не опр.	Не опр.	4,5
			94	6				
К-2	То же	Коллоидное	20	11	"	"	"	6,0
			61	39				

Примечание. В числителе — количество частиц золота, которые имеют размер, соответствующий нижнему пределу интервала, в знаменателе — то же, верхнему пределу этого же интервала. Анализы выполнены в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (аналитик С.И. Прокопчук).

3.3. Особенности геохимических поисков золота в областях активного вулканизма Камчатки

Поведение золота в экзогенных условиях, в том числе в областях активного вулканизма, во многом определяется природно-климатическими условиями. Кроме того, на отложение и перераспределение золота поверхностными агентами влияют состав и строение рудных тел, их тектоническое положение, характер рудовмещающих пород, состав и мощность перекрывающих руды молодых эффузивно-пирокластических и вулканогенно-осадочных образований. Значительная подвижность золота в зоне гипергенеза является установленным фактом, что и предопределяет возможность поисков его месторождений геохимическими методами. Решение этой проблемы имеет теоретическое и большое практическое значение.

Примером практического применения комплекса геохимических методов поисков являются исследования, проведенные на двух рудопроявлениях с золотосеребряным оруденением — Выченкия и Левый Каюк. Рудопроявления приурочены к местам пересечения кольцевых зон тектонических нарушений, ограничивающих депрессию мелового возраста и вулка-нотектоническую структуру позднемиоцен-раннеплиоценового времени. Интенсивная гидротермальная деятельность, проявившаяся в тесной пространственной связи с субвулканическими интрузиями и дайками, привела к образованию полей метасоматитов и рудных тел. Метасоматиты представлены низко- и среднетемпературными пропилитами. Преимущественным развитием пользуются кварц-серицитовые и кварц-гидрослюдистые разности, а также аргиллизиты. Рудные тела являются кварцевыми и кварц-халцедоновыми жилами с адуляром, карбонатами, каолинитом, серицитом и гидрослюдами. Мощность жил варьирует от первых сантиметров до 4 м, в среднем составляет 10—30 см. Сложены жилы мелкокристаллическим кварцем, нередко халцедоновидным, и халцедоном; текстура полосчатая. Образованы жилы, судя по температурам гомогенизации газовой-жидких включений, в интервале 230—374° С. Помимо кварцевых, на площади рудопроявлений выявлены жилы и прожилки карбонатного состава мощностью обычно 1—3 см. Широко развиты трещинно-брекчиевые зоны, в которых обломки вулканогенных пород сцементированы кварцем, карбонатами и халцедоном. Тонкие прожилки кварц-халцедонового и халцедонового состава ориентированы обычно параллельно простиранию зон дробления. Мощность зон достигает десятков метров.

Руды проявлений относятся к убогосульфидным — содержание рудных компонентов в них обычно не превышает 1—1,5%, достигая 25—30% на самых глубоких эрозионных срезах. Текстура руд вкрапленная, прожилково-вкрапленная, редко гнездово-вкрапленная. Оптическими и рентгено-спектральными исследованиями гидротермалитов установлены марказит, пирит, халькопирит, арсенопирит, сфалерит, галенит, борнит, блеклые руды, энаргит, гессит, самородное золото и серебро, науманнит, клауста-лит, виттихенит и гипергенные гетит, лепидокрокит, ковеллин, малахит, азурит. В распределении рудных минералов устанавливается четкая вертикальная зональность: на высоких горизонтах развиты преимущественно дисульфиды железа (пирит и марказит), сфалерит, халькопирит. Содержание марказита в жилах и прожилках достигает 50—60% общей массы рудных минералов. С увеличением глубины эрозионного среза резко сокращается количество марказита при том же относительно высоком содержании пирита. С пиритом, халькопиритом, сфалеритом и галенитом ассоциируют гессит и самородное золото, а на самых глубоких горизонтах появляются блеклые руды, борнит, энаргит, селениды свинца и серебра и висмутиды меди. Максимальные содержания благородных металлов установлены в рудах, в которых дисульфиды железа представлены в основном пиритом, а марказит образует единичные зерна.

Таким образом, формационная принадлежность рудопроявлений, парагенезис с интрузивными образованиями повышенной щелочности, характер и состав минеральных

и рудных новообразований и другие факторы свидетельствуют о высокой перспективности объектов.

Рудные тела вскрываются в единичных естественных обнажениях тальвегов основных водотоков, а 95% площади рудопроявлений закрыто четвертичными почвенно-пирокластическими отложениями мощностью до 60-70 м и задерновано. В этих условиях поиски золота существующими методами геологического картирования малоэффективны. Для обнаружения в пределах рудопроявлений тел с повышенными концентрациями рудных элементов и их распределения в рудной зоне использован комплекс поисковых геохимических методов: изучение первичных ореолов и потоков рассеяния, а также шлиховое опробование аллювиальных отложений.

Анализ распределения золота в гидротермалитах рудопроявлений (метасоматитах и жилах) свидетельствует о повышении концентраций в целом по площади от флангов к осевой части главной рудной зоны и с глубиной. Обработка геохимических данных по первичным ореолам рассеяния рудопроявления Выченкия методом многомерных полей позволила установить, что наиболее информативным является характер распределения Au, Ag и As. Содержания этих элементов в породах и рудах отличаются высокими коэффициентами контрастности (*КК*). Участок с максимальными содержаниями Au характеризуется и наиболее высокими значениями *КК* (до 30), и максимальной площадью ореола рассеяния. Пространственно с ним совпадает ореол рассеяния Ag со значениями *КК* до 50. С уменьшением глубины эрозионного среза площади первичных ореолов этих двух элементов заметно сокращаются. Снижаются и *КК* — до 8 и 10 соответственно. Ореолы рассеяния As с высокими *КК* (до 620) приурочены к максимальным высотным отметкам и характеризуют верхнюю часть рудной зоны. Таким образом, первичные ореолы Ag и As распространяются на высоту по меньшей мере 400—600 м над зонами максимального обогащения Au, что представляет несомненный интерес при поисках скрытого оруденения.

Аллювиальные отложения опробовались традиционным методом на промывочном лотке стандартного типа. Объем пробы составлял 0,02—0,04 м³, промывка велась до серого шлиха. Минералогическим анализом шлиховых проб золото в них не обнаружено, что еще раз подтверждает установленную ранее закономерность — коренные месторождения миоплиоценового возраста в исследуемом регионе устойчивых шлиховых ореолов не дают. Последнее обстоятельство обусловлено, видимо, рядом причин. Прежде всего малым размером золотин — в среднем 5—8 мкм по данным сцинтил-* люционного анализа, что способствует смыву их на лотке. Другой причиной

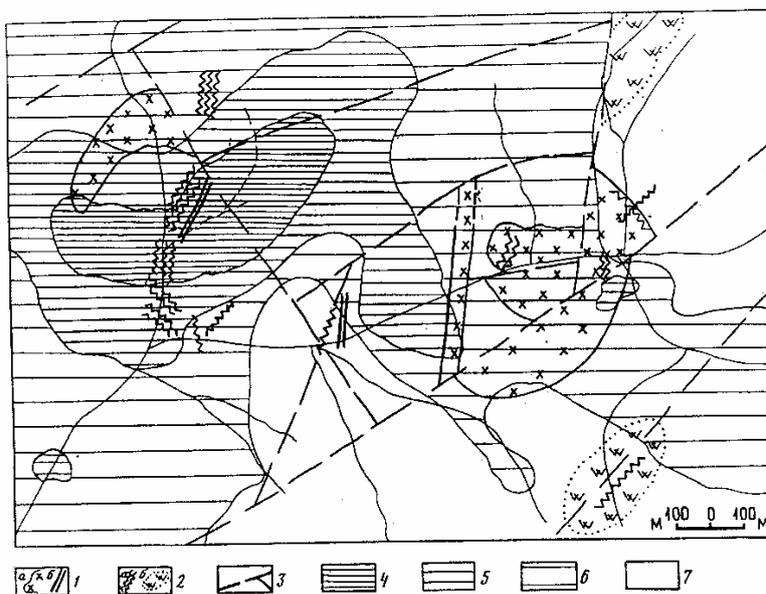


Рис. 83. Схема гидрогеохимических ореолов рассеяния золота рудопроявления Левый Каюк

1 — вулканические тела (а) и дайки (б) роговообманковых диоритовых порфири-тов, андезитов и андезито-дацитов; 2 — гидротермальные образования: а — кварцевые, кварц-халцедоновые и кварц-карбонатные жилы и зоны прожилкования, б — про-пилиты и аргиллизиты; 3 — тектонические нарушения; 4—7 — контуры гидрогеохимических ореолов рассеяния золота, коэффициент концентрации: 4 — более 3,5 — 2—3, 6 - 1,5-2, 7 - менее 1,5

является, видимо, повышенная прочность руд, обусловленная мелко- и крупнокристаллической структурой жильного материала, что затрудняет освобождение золота из обломков в экзогенных условиях.

Эффективность использования литогеохимического метода поисков золота по потокам рассеяния подтверждается всем опытом применения его в таежных районах Сибири и Дальнего Востока. Содержание золота в илистой фракции донных отложений варьирует обычно от 0,00 и до и г/т, достигая максимальных значений в непосредственной близости от рудного источника. Опыт применения этого метода в условиях Южной Камчатки показал его низкую информативность. Содержания золота в илистой фракции донных отложений возрастают по направлению к коренным источникам, но концентрации золота находятся на уровне кларковых, изредка достигая 0,01 г/т.

Причина столь низких концентраций золота в отложениях русловых потоков обусловлена спецификой физико-химических условий формирования этих отложений. При оттаивании систем, содержащих воду и твердую фазу с сорбированным на ней золотом, резко возрастает десорбция золота с твердой фазы, что, видимо, обусловлено аномальными свойствами талой воды [136, 204].

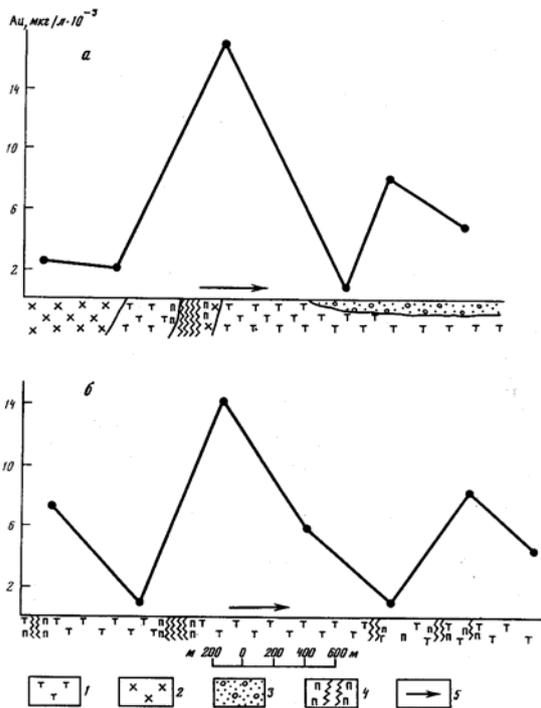


Рис. 84. Продольные гидрогеохимические профили (миграционные потоки) рудопроявления Выченкия: а - вдоль нижнего обреза русла р. Выченкия, б - вдоль одного из ее притоков

1 — туфы андезитового—андезито-дацитового состава; 2 — интрузии и дайки диоритовых порфири-тов; 3 — современные аллювиальные и пирокластические отложения; 4 — кварцевые жилы и зоны прожилкования; 5 — направление движения водных потоков

Питание водотоков в пределах региона осуществляется в силу значительного количества твердых атмосферных осадков (до 2000 мм/г) преимущественно талыми водами на протяжении всего летнего периода. Это и обуславливает десорбцию золота с поверхности минеральных частиц донных отложений.

Опробование водных потоков рассеяния проведено на всей площади рудопроявлений (рис. 83; см. рис. 4) по традиционной методике. Обработка данных гидрогеохимической съемки, как и других видов опробования, осуществлялась методом многомерных полей. Фоновые содержания элементов в поверхностных водах рассчитаны статистическим методом куммулят [244].

Концентрации Au в водах поверхностных водотоков варьируют от 0,002 мкг/л и менее до 0,003 мкг/л. По мере приближения к коренным источникам содержания его возрастают до максимальных, а гипсометрически выше рудных тел падают ниже 0,002 мкг/л; в водах бассейна аккумуляции (Курильское озеро) концентрации Au не выше 0,006 мкг/л (рис. 84, а). Ореолы рассеяния золота в поверхностных водах (рис. 84,б) при невысоких коэффициентах контрастности (до 3,3) характеризуются четкостью границ и пространственной приуроченностью к коренным источникам. В целом золотое оруденение дает гидрогеохимические потоки отчетливой конфигурации с повышенными (на порядок относительно фона) содержаниями Au.

Таким образом, основным транспортным агентом золота в зоне гипергенеза в условиях Паужетского района выступают водные потоки, Гравитационный способ перемещения золота играет резко подчиненную роль, что обусловлено очень мелким размером золотин в коренных источниках и большой механической прочностью жильного материала. Климатические и гидрологические условия района определяют, видимо, низкие содержания золота в илистой фракции донных отложений и высокую реакционную способность поверхностных вод. Отмеченные особенности миграции золота могут быть использованы при поисках скрытого оруденения в районах активного вулканизма.

Установленные повышенные концентрации золота и других рудных элементов в различных природных средах Южной Камчатки характеризуют области новейшего вулканизма как наиболее перспективные для изучения процессов современного рассеяния и концентрирования рудного вещества в земной коре. Гипергекные процессы в данном случае носят специфический характер. Они неразрывно связаны с гидротермальной деятельностью, что предопределяет необходимость комплексного изучения распределения золота и его спутников в неизмененных и гидротермально измененных породах, в новообразованиях, термальных и поверхностных водах, в почвах, растениях и атмосферных осадках.

В этой связи реальной является возможность изучения циклов миграции элементов от магматизма до гипергенеза на подобных модельных объектах. Это необходимо не только для понимания процессов рудообразования, разработки геохимических методов поисков рудных месторождений, но и для геохимической оценки среды обитания.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ.

Изучение эволюции элементов структуры древних и современных гидротермальных систем Паужетского геотермального района (основные геологические блоки, проницаемые трещинно-брекчиевые зоны, породы, гидротермалиты, зоны перехода жидкость-пар, геохимические барьеры, интрузивно-субвулканические тела как вероятные источники тепла и рудных минералов, а также щелочные и другие компоненты) позволяет предложить следующую концепцию развития структуры наиболее хорошо изученной Паужетской гидротермальной системы.

Благоприятная обстановка для формирования геологической структуры будущей гидротермальной системы начала складываться с плиоцен-плейстоценового

времени (а возможно, и раньше) в результате образования в центральной части крупной Паужетской структуры субколыцевой вулканотектонической депрессии диаметром 40—50 км (см. рис. 3 и 6). Пересечение региональных тектонических нарушений северо-восточного и северо-западного простираний с радиальными и диаметральными разломами вулканотектонической депрессии, видимо, предопределило заложение и дальнейшее развитие разрывной структуры на изометричном участке размером 12 X 15 км. Наличие разновозрастных интрузивных и субинтрузивных (субвулканических) образований, экструзивных тел и эффузивов свидетельствует о длительной магматической деятельности в пределах данного участка — от миоцен-плиоцена до верхнечетвертичного периода. Сходная геологическая обстановка в раннемиоцен-плиоценовое время сложилась в районе рек Выченкия и Левый Каюк, вероятно, на ряде участков будущего Камбального хребта. Таким образом, созданы основные необходимые условия для формирования гидротермальной системы: тепловой источник в виде длительно живущего интрузивного тела, подпитываемого магмой из периферического очага; система открытых (подновляющихся) кольцевых и линейных разрывных структур; благоприятная гидрогеологическая структура — локальная депрессия с огромной площадью водосбора, два мощных водоносных горизонта, сообщаемые между собой по системе трещин.

Формирование блоковой структуры гидротермальной системы произошло в несколько этапов (см. рис. 27). К настоящему времени геологическую структуру системы определяют Паужетский грабен, верхнечетвертичные - современные тектонические поднятия с интенсивно нарушенными породами (образовавшиеся в районе Верхнего и Восточного термальных полей и, возможно, на других участках за счет внедрения интрузий или действия жестких штампов) и серия относительно монолитных блоков на северо-западном склоне Камбального многоступенчатого поднятия (см. рис.30). Геологическое строение каждой из перечисленных крупных структур неоднородно вследствие развития блоковой структуры пространства в ее пределах. Блоки различаются типом и интенсивностью гидротермально-метасоматической проработки (и соответственно показателями физических свойств пород) и ограничены трещинно-брекчиевыми зонами разного порядка.

История гидротермально-метасоматической переработки пород свидетельствует о большой продолжительности жизни гидротермальной системы. Гидротермальные растворы различного состава сформировали пропилиты трансильванского типа (а до этого средне- и, вероятно, высокотемпературные пропилиты) и наложенные на них или близкоодновременные цеолитовые пропилиты, аргиллизированные на верхнечетвертичном и современном этапах деятельности системы. Высококремнистая цеолитизация и аргиллизация пород характеризует, по всей вероятности, современный регрессивный этап развития гидротермальной системы. Неоднородно-блоковое строение геологической среды обусловило и различную степень гидротермально-метасоматического изменения пород. Наиболее интенсивно переработаны отложения верхнепаужетской подсвиты в пределах горстов. Породы здесь разбиты субвертикальными разломами на серию мелких блоков.

При тектонических подвижках в зоне разлома и открытых трещинах и порах вмещающих пород формируются, обычно в три-четыре этапа, области перехода жидкость—пар (вскипания гидротерм). Одним из факторов, способствующих вскипанию гидротерм, служит брекчирование мешающих пород в зоне разлома. Помимо тектонического дробления, наиболее вероятны закрытые гидротермальные эксплозии, газогидротермальные удары и другие явления, связанные с передачей породам механической и тепловой энергии гидротермальным флюидом. На поверхности возможны фреатические взрывы. Открытое пространство в зоне разлома кольматируется кварц-адуляровым минеральным агрегатом. Режим кипения в зонах открытых разломов имел место и на ранних (высоко- и среднетемпературных) этапах эволюции гидротермальной системы, индикатором которых служат эпидот-кварц-

адуляровая и вайрацит-пренит-эпидот-кварц-адуляровая минеральные ассоциации. Таким образом, паровые резервуары (ПДС) в структуре Паужетской гидротермальной системы локализуются в пределах открытых в определенные периоды тектонических нарушений. Образование резервуаров носит пульсирующий характер. Мощность ПДС по разлому составляет от метров и долей метра (в трещинах) до 150—200 м. Верхняя и нижняя границы ПДС являются термодинамическими и геохимическими глубинными барьерами, на которых в гидротермалитах осаждаются Au, Ag, As, в некоторых случаях В и ряд других элементов. Смещение геохимических барьеров вследствие расширения или "схлопывания" паровых резервуаров приводит к формированию многометровых зон, в основном кварц-адуля-1 ровых, обогащенных рудными компонентами. Зоны могут рассматриваться в качестве аналогов рудных тел эпитеермальных месторождений (золотосодержащие гидротермалиты рек Выченкия и Левый Каюк).

Поток термальных вод, восходящий по системе активных долгоживущих разрывов, в пределах кольцевых структур диаметром 1—2,5 км с приближением к дневной поверхности разбивается на ряд струй, концентрирующихся в верхнечетвертичных - современных тектонических поднятиях — овалнокольцевых блоках поперечником - 300—400 X 500 м. Охлажденные растворы возвращаются в геотермальный резервуар по открытым тектоническим нарушениям, обычно ограничивающим крупные кольцевых структурных (2-2,5 км), а основной объем метеорных вод поступает в резервуар через структуру грабена. Активное смешение метеорных и восходящих термальных вод, по данным изучения изотопного состава Sr, происходит в верхних горизонтах верхнечетвертичных-современных тектонических поднятий, как наиболее нарушенных разуплотненных участков гидротермальной системы.

В недрах геотермального резервуара циркуляция гидротерм вероятно в экзоконтактовой зоне предполагаемого сложного долгоживущего интрузивного тела (комплекса). На наличие кровли такого тела на глубинах 2—2,5 км указывают пояс даек ниже 600-800 м от дневной поверхности, появление здесь силлоподобных тел порфировых андезитов и микродиоритов, увеличение мощности тел с глубиной, а также неясно-брекчиевые текстуры субинтрузивного материала. На глубоких срезях геотермального резервуара гидротермальных систем Выченкия, Мутновской, Паратунской¹ видно, что диоритовые— габбро-диоритовые субинтрузивные тела омываются мощным потоком парогидротерм по экзоконтактовой брекчиевой оторочке толщиной до 500 м. Этот поток обогащен рудными, щелочными, редкими и другими элементами и, вероятнее всего, является основным источником питания верхних горизонтов термальных вод глубинными флюидами.

Эти данные, а также поэтапная средне-низкотемпературная гидротермально-метасоматическая переработка всех вмещающих пород, начиная с основания разреза, низкие стронцевые метки, указывающие на возможность глубинного источника гидротермального флюида, позволяют предположить наличие в структуре Паужетской гидротермальной системы собственного, а не наведенного теплового источника — длительно живущего интрузивного комплекса диорит-габбро-диоритового состава. Комплекс подпитывается из периферического магматического очага, мигрирующего в сторону Паужетской гидротермальной системы по серии северо-западных разрывов вдоль Камбального хребта. Из изложенного следует, что разбурена только верхняя часть гидротермальной системы. Углубление скважин до 2,5—3 км позволит вскрыть, вероятно, наиболее продуктивный горизонт парогидротерм.

С.Н. Рычагов, И.Ф. Делемень, Н.С. Жатнуев, А.Л. Коробов, Г.П. Королева, В.М. Ладыгин, Ю.М. Стефанов, В.Л. Сывороткин

¹ С.Н. Рычагов, Е.Н. Гриб, В.Л. Леонов, С.Ф. Главатских, Ф.А. Яновский. Отчет о лабораторных исследованиях горных пород из глубоких скважин, пробуренных на месторождениях термальных вод Паратунском, Эссо, Анавгай. Петропавловск-Камчатский, 1989. Фонды Камчатбургеотермии. 89 с.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абдурахманов А.И., Федорченко В.И.* Закономерности распределения некоторых редких (Sc, Zr, Y) и рудных (Си, Аи) элементов в четвертичных лавах Курильских островов // *Вулканология и сейсмология*. 1984. № 4. С. 55-66.
2. *Аверьев В.В.* Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью // *Современный вулканизм*. М.: Наука, 1966. С. 118-128.
3. *Аверьев В.В., Белоусов В.И.* Геологический очерк района // *Паужетские горячие воды на Камчатке*. М.: Наука, 1965. С. 8-23.
3. *Аверьев В.В., Набоко С.И., Пипп Б.И.* Современный гидротермальный метаморфизм в областях активного вулканизма // *ДАН СССР*. 1961. Т. 137, № 2. С. 407-410.
5. *Аверьев В.В., Святловский А.Е.* Вулканотектонические структуры Южной Камчатки // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1961. № 6. С. 98-100.
6. *Адамчук Ю.В., Трубников Б. А.* Электропроводность лавы южного Новотолбачинского прорыва // *Тр. Ин-та атомной энергии им. И.В. Курчатова*. М., 1977. 8 с.
7. *Алимов О.Д., Манжосов В.К., Ерельяну В.Э.* Удар: Распространение волн деформаций в ударных системах. М.: Наука, 1985. 358 с.
- ^ *Андреев К.К., Беляев А.Ф.* Теория взрывчатых веществ. М.: Оборонгиз, 1960. 595 с.
9. *Андреева О.Е., Зотов А.В.* Метасоматическая зональность измененных пород областей современной гидротермальной деятельности // *Проблемы вертикальной метасоматической зональности*. М.: Наука, 1982. С. 14-36.
- Ю.Андриенко Н.И., Захаров В.Н., Протасов Ю.И.* и др. Механизм пробоя неоднородных моделей горных пород // *Электротехнология разрушения горных пород*. М., 1978. С. 61-66. (Тр. ГИГХСа; Вып. 46).
- И.Аношин Г.Н.* Золото в магматических горных породах. Новосибирск: Наука, 1977. 207с.
12. *Аношин Г.Н.* К методике геохимических исследований при оценке потенциальной рудоносности гранитоидов // *Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов*. Иркутск, 1971. Ч. 2. С. 139-146.
13. *Аношин Г.Н., Вольнец О.Н., Флеров Г.Б.* К геохимии золота и серебра в базальтах Большого трещинного Толбачинского извержения 1975-1976 гг. // *ДАН СССР*. 1982. Т. 264, № 1. С. 195-197.
14. *Апрелков С.Е.* Игнимбриты Голыгинских гор (Южная Камчатка) // *Тр. Лаб. вулканологии*. 1961. Вып. 20. С. 92-96.
15. *А прел ков С.Е., Долматов Б.К., Слепое ЮМ., Шеймович В.С.* Миоценовые интрузии гранитоидов Южной Камчатки // *Вулканизм и геохимия его продуктов*. М.: Наука, 1967. С. 145-157.
16. *Ахведиани И.Р.* Анальцимовый геотермометр // *Науч. тр. Груз, политехн. ин-та*. 1982. № 3(248). С. 63-70.
- П.Багдасаров ЭА., Василевский ММ., Казицын Ю.В.* и др. Метасоматизм и его место в истории геологического развития земной коры // *Проблемы метасоматизма*. М.: Недра, 1970. С. 7-14.
18. *Бажеев Е.Д.* Эволюция гидротермальных растворов при формировании вольфрамовых месторождений (на примере Соктумского рудного узла) // *Геохимия*. 1980. № 10. С. 1461-1467.
- 284**
19. *Базаров Л.Ш., Моторина И.В.* Изучение включений в минералах методом замораживания // *Проблемы петрологии и генетической минералогии*. М.: Наука, 1970. Т. 1. С. 282-291.

20. *Балеста С.Т., Зубин М.И., Огородов Н.Е.* Глубинное строение структуры по геофизическим данным // Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980. С. 95-105.
21. *Батырмурзаев А.С.* Миграция калия и радиогенного аргона в минералах. Махачкала: Даг. кн. изд-во, 1982. 207 с.
22. *Белоусов В.И.* Роль геолого-структурных факторов в формировании и деятельности гидротермальных систем в современных вулканических областях: Автореф. ... канд. геол.-минерал. наук. Петропавловск-Камчатский, 1967. 22 с.
23. *Белоусов В.И.* Геология геотермальных полей в областях современного вулканизма. М.: Наука, 1978. 176 с.
24. *Белоусов В.И., Сугробов ВМ.* Геологическая и гидротермальная обстановка геотермальных районов и гидротермальных систем Камчатки // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: ДВНЦ, 1976. С. 5 -22.
25. *Белоусов В.И., Сугробов ВМ., Сугрובה Н.Г.* Геологическое строение и гидрогеологические особенности Паужетской гидротермальной системы // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: ДВНЦ, 1976. С. 23-58.
26. Большое трещинное Толбачинское извержение. Камчатка. 1975-1976 гг. М.: Наука, 1984. 636 с.
27. *Борисенко А.С.* Изучение солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16-27.
28. *Бородаевская М.Б.* Особенности структуры Ключевского рудного поля // Тр.ЦНИГРИ. 1958. Вып. 25, кн. 1. С. 11-32.
29. Брекчиевая структура геологической среды / С.Н. Рычагов. Петропавловск-Камчатский: Ин-т вулканологии ДВО АН СССР, 1989. 62 с. Деп. в ВИНТИ. 04.04.89., №2138-889.
30. *Брито-Рохас А., Коутин-Корреа Д.П.* О природе цеолитизации вулканогенно-осадочных толщ Восточной Кубы (Ориенте) // Геология, генезис и использование природных цеолитов: Тез. докл. Звенигород: ГИН АН СССР, 1976. Ч. 1. С. 63.
31. *Ваганов П.А., Куликов В.И., Штангеева И.В.* Биогеохимические характеристики водорослей Баренцева моря (по результатам нейтронно-активационного анализа) // Геохимия. 1978. № 11. С. 1740-1745.
32. *Вакин Е.А., Декусар З.Б., Сережников А.И., Писарева М.В.* Гидротермы Кошелевского вулканического массива / Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: ДВНЦ, 1976. С. 58-84.
33. *Василевский ММ.* Вулканогенно-рудные пояса и центры // Прогнозная оценка рудоносности вулканогенных формаций. М.: Недра, 1977. С. 86-95.
- М.Василевский ММ., Стефанов ЮМ., Рычагов СМ., Некрасова Ж.А.* Структурно-вещественные парагенезисы вулканогенных рудных районов, узлов и полей (к проблеме прогноза) // Вулканология и сейсмология. 1981. № 4. С. 60-73.
33. *Вергасова Л.П., Набоко СМ., Серафимова Е.К.* и др. Эксгальционное самородное золото // ДАН СССР. 1982. Т. 264, № 1. С. 201-203.
36. *Вернадский ВМ.* Избранные сочинения. М.: Изд-во АН СССР, 1954. Т. 1. 696 с.
37. *Виар Ж., Сабатье Г.* Экспериментальное воспроизведение глин и офитов кейпера // Проблемы петрологии и генетической минералогии. М.: Наука, 1969. Т. 1. 136-142 с.
38. *Винклер Г.* Генезис метаморфических пород. М.: Мир, 1969. 327 с. .
39. *Виноградов АЛ.* Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 555-571.
40. *Виноградов ВМ., Григорьев В.С., Покровский Б.Г.* Изотопный состав кислорода и стронция в породах Курило-Камчатской островной дуги — ключ к некоторым генетическим построениям // Эволюция системы коросжати. М.: Наука, 1986. С. 82-83.

41. *Вовк А.Л., Черный Г.М., Кравец В.Г.* Действие взрыва в грунтах. Киев: Наук, думка, 1974. 207 с.
42. *Войткевич Г.В., Мирошников А.Е., Поваренных А.С., Прохоров В.Г.* Краткий справочник по геохимии. М.: Недра, 1970. 278 с.
28543. *Воларович М.П., Томашевская И.С., Будников В.А.* Механика горных пород при высоких давлениях. М.: Наука, 1979. 152 с.
44. *Волосиков Р.Н., Ляхова И.Г., Заворотных И.Р.* О применении торфометрического опробования при поисках золоторудных месторождений // Геохимические методы поисков месторождений золота по вторичным ореолам рассеяния. Чита, 1973. Вып. 28. С. 46-49.
45. *Волостных Г.Т.* Альбитизация полевых шпатов при аргиллизацией пород // Зап. Всесоюз. минерал, о-ва. 1965. Ч. 94, вып. 2. С. 236-239.
46. *Воробьев А.А.* Равновесие и преобразование видов энергии в недрах. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1980. 211с.
47. *Воробьев А.Л.* Физические условия залегания и свойства глубинного вещества. Высокие электрические поля в земных недрах. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1975. 297 с.
48. *Воронков В.А., Делемень И.Ф.* Структурно-гидродинамические факторы локализации гидротерм в вулканических областях: Тез. докл. VI вулканол. совещ. Петропавловск-Камчатский, 1985. С. 25-27.
49. *Вукалович М.П.* Теплофизические свойства воды и водяного пара. М.: Машиностроение, 1967. 160 с.
50. *Галле А.А.* Методика аналитического определения поверхностей лунок вы-кола породы при сложных видах нагрузений // Управление процессами разрушения горных пород. Киев: Наук, думка, 1984. 152 с.
51. Геология СССР. М.: Недра, 1964. Т. 31, ч. 1. 734 с.
52. Геофизические исследования горных ударов. М.: Недра, 1975. 136 с.
53. Геохимия, изотопный состав стронция и генезис гидротерм Нижнеозерновского месторождения//В.Д. Пампура, Г.Л. Сандимирова, Ю.Л. Махалкин, В.М.Николаев // Тез. докл. XII Всесоюз. совещ. по подземным водам Востока СССР. Южно-Сахалинск, 1988. С. 57-58.
54. Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. 284 с.
55. Глубинные исследования архейского фундамента востока Русской платформы в Миннибаевской скв. 20 000. Казань: Татар, кн. изд-во, 1976. 132 с.
56. *Голева Г.А.* Гидрогеохимия рудных элементов. М.: Недра, 1977. 216 с.
57. *Голубев В.С., Милова Л.В., Шаранов В.Н.* Динамика перемещения геохимического барьера в гидротермальной системе, связанного с границей пар-жидкость // Геология и геофизика. 1978. № 5. С. 41-49.
58. *Горбатый Ю.Е., Эпельбаум М.Б., Бондаренко Г.В.* Инфракрасные спектры воды в околокритической области // Тр. VIII совещ. по эксперим. и техн. минералогии и петрографии. М.: Наука, 1971. С. 207-212.
59. *Горшков Г.С.* Вулканы Курильской дуги. М.: Наука, 1967. 288с.
60. *Горяинов П.М.* О геодинамических необычных обстановках осадочного породо-и рудообразования в связи с проявлением тектонокессонного эффекта // Литология и полезные ископаемые. 1983. № 5. С. 47-60.
61. Грунтоведение. М.: Изд-во МГУ, 1973. 387 с.
62. *Гугушвили В.И.* Поствулканический процесс и формирование месторождений полезных ископаемых в древних островных дугах и интрадуговых рифтах (на примере Аджаро-Триалетской зоны Кавказа). Тбилиси: Мецниереба, 1980. 184 с.
63. *Гугушвили В.И., Ахведиани Р.А., Микадзе Г.А.* О критериях разделения меловых и палеогеновых поствулканических явлений в меловом вулканическом комплексе Аджаро-Триалетии // Сообщ. АН ГССР.. 1976. Т. 83, № 3.

84. Ицксон Г.В., Рундквист Д.В., Козлов В.А. и др. Оловорудные месторождения Малого Хингана. Л., 1959. 344 с. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер.; Т. 27).
85. Казанский В.И., Глубинные корни рудных месторождений // Природа. 1986 №11. С. 30-39.
86. Калинин А.И., Ольшевский В.М., Костырко Н.А., Болдырев М.В. Инъекционные брекчии на близповерхностных месторождениях Северо-Востока СССР и их значение при локальном прогнозе // Тихоокеанская геология. 1986. № 1. С. 71-82.
87. Калюжный В.А. Методы вивчення багатофазових включень у мінералах Києв: Изд-во АН УССР, 1960. 168с.
88. Каравайко Г.И., Кузнецов С.И., Голомзин А.И. Роль микроорганизмов в выщелачивании металлов из руд. М.: Наука, 1978. 248 с.
89. Карпов Г.А. Гидротермальные растворы верхней зоны пропилитовой фации на примере месторождений современных гидротерм на Камчатке // Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск-Наука, 1974. С. 185-189.
90. Карпов Г.А. Кинетика и динамика минерало-рудоотложения на подвижном геохимическом барьере (на примере гидротермальной системы Узон на Камчатке) : Тез. докл. IV Всесоюз. симпоз. "Кинетика и динамика геохимических процессов". Киев: Наук. думка, 1983. С. 31-32.
28791. Карпов Г.А. Параметры цеолитизации по данным экспериментов в геотермальных скважинах Камчатки // Геология, генезис и использование природных цеолитов: Тез. докл. Звенигород: ГИН АН СССР, 1978. Ч. 1. С. 32.
92. Карпов Г.А. Экспериментальные исследования минералообразования в геотермальных скважинах. М.: Наука, 1976. 171 с.
93. Кепежинская К.Б., Хлестов В.В. Статистический анализ минералов группы эпидота и их парагенетические типы // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1971. Вып. 103. 312 с.
94. Кизгай И.Н. Модель многостадийного минералообразования, согласующаяся с вариациями основных параметров гидротермального процесса // Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Новосибирск: Наука, 1979. Т. 2. С. 7-34.
95. Кирюхин А.В., Делемень И.Ф., Гусев Д.Н. Высокотемпературные геотермальные резервуары. М.: Наука, 1991. 254 с.
96. Кирюхин А.В., Сугробов В.М. Модели теплопереноса в гидротермальных системах Камчатки. М.: Наука, 1987. 152с.
97. Кольская сверхглубокая. М.: Недра, 1984. 494 с.
98. Коржинский Д.С. Зависимость метаморфизма от глубинности в вулканогенных формациях // Тр. Лаб. вулканологии. 1961. Вып. 19. С. 5-11.
99. Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1953. С. 335-456.
100. Коробов А.Д. Бентонито-цеолитоносные провинции Центрально-Восточно-азиатских вулканических поясов // ДАН СССР, 1989. Т. 309, № 4. С. 935-937,
101. Коробов А.Д. Нижнемезозойские гидротермалиты Кушмурунского грабена. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1988. 166 с.
102. Коробов А.Д., Гончаренко О.П., Рихтер Я.А. Стадийность постмагматических процессов и современное глинообразование Паужетского геотермального поля (Южная Камчатка) // Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1989. 138 с. Деп. в ВИНТИ 15.01.90., №261-890.
103. Коробов А.Д., Гуцаки В.А. Процессы аргиллизации в зоне разгрузки термальных вод Мутновского вулкана (Камчатка) // Минералообразование из вскипающих растворов: Тез. докл. 4-й сес. Северо-Кавказ. отд-ния ВМО АН СССР. Терскол, апрель. 1988. Пермь, 1988. С. 59-60.

104. *Коробушкина Е.Л., Завьялова Л.Л., Коробушкин ИМ.* Изменения золота в процессе бактериального растворения // Изв. АН СССР. Сер. биол. 1977. Вып. 6. С. 936-939.

105. *Коробушкина Е.Д., Коробушкин ИМ.* Взаимодействие золота с бактериями и образование "нового" золота // ДАН СССР. 1986. Т. 287, № 4. С. 978-980.

106. *Коробушкина Е.Д., Королева Г.П., Прокончук С.И., Сандимирова Г.Л.* Роль микроорганизмов в укрупнении частиц золота в зоне гипергенеза областей активного вулканизма // Гидрогеохимические поиски месторождений полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1990. С. 117-122.

107. *Королева Г.Л., Ломоносов И.С., Карпов И.К.* Физико-химическая модель гидрогенного концентрирования золота в зоне гипергенеза // ДАН СССР. 1984. Т. 278, №3. С. 732-734.

108. *Косыгин Ю.А., Маслов П.А.* Роль твердых лунных приливов в тектоническом процессе // Геотектоника. 1986. № 6. С. 3-7.

109. *Котов Н.В., Соколова И.Ю., Франк-Каменецкий В.А.* Гидротермальные преобразования гейландита и ломонтита в чистой водной и Af-хлоридной средах при повышенных Р-Т-параметрах // Геология, генезис и использование природных цеолитов. Тез. докл. Звенигород: ГИН АН СССР, 1978. Ч. 1. С. 29.

110. *Красный Л.И.* Глобальная система геоблоков. М.: Недра, 1984. 224 с.

111. *Крашенинников С.П.* Описание земли Камчатки. СПб., 1755. Т. 1. 438 с.

112. *Кулагашев А.И.* О брекчиях Нерчинско-Заводского района и связанной с ними рудной минерализации // Геология некоторых рудных месторождений Забайкалья. Чита, 1968. С. 56-64.

113. *Ладыгин В.М., Рычагов С.Н., Васильева Ю.В.* и др. Петрофизические свой-

288

ства метасоматитов Паужетского месторождения парагидротерм (Южная Камчатка) // Вулканология и сейсмология, 1991. № 6. С. 95-110.

114. *Лебедев Л.М.* Минералы современных гидротерм. М.: Наука, 1979. 200 с.

115. *Лебедев Л.М., Горохова ЛМ.* О современном минералообразовании в технических сооружениях Паужетки (Камчатка) // ДАН СССР. 1968. Т. 182, № 6. С. 1399-1401.

116. *Леонов В.Л.* Структурные условия локализации высокотемпературных гидротерм. М.: Наука, 1989. 105 с.

117. *Ленин В.С., Масловская ММ., Егорова Т.В., Брандт С.Б.* Изотопный состав стронция как индикатор смещения в геохимических процессах // Физические и химические методы исследования горных пород и минералов. Иркутск, 1977. С. 77—88.

118. *Литасов Н.Е.* Вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения Паужетской депрессии // Дэлгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки, М.: Наука, 1980. С. 87-95,

119. *Литасов Н.Е.* Вулканизм, глубинное строение и генезис Паужетской кольцевой вулкаотектонической структуры. Общие сведения о структуре // Там же. С. 69-79.

120. *Литасов Н.Е.* Миоцен-плиоценовый вулканизм и история его развития // Там же. С. 79-87.

121. *Литасов И.Е., Кожемяка Н.Н., Стефанов Ю.М., Воронков В.А.* Паужетская кольцевая вулканотектоническая структура // Активные вулканы и гидротермальные системы Камчатки: (Путеводитель научных экскурсий). Петропавловск-Камчатский, 1985, С. 198-222?

122. *Ломоносов И.С., Королева Г.П., Стефанов ЮМ.* Теория и практика геохимических методов поисков в областях новейшего вулканизма // Современные проблемы теоретической и прикладной геохимии. Новосибирск: Наука, 1987. С. 182-191.

123. *Ломоносов И.С., Кустов Ю.И.* Золото и серебро в минеральных водах Сибири // Геология и геофизика. 1985. № 12. С. 50-55.

124. *Лукашев К.И.*, Геохимическое поведение элементов в гипергенном цикле миграции. Минск, 1964. 195 с.
125. *Максимов С.С.* О брекчиевых телах Балейского рудного поля // Геология и разведка месторождений полезных ископаемых Забайкалья, Чита, 1968. С. 34—35.
126. *Маракушев А.А.* Проблемы космической петрологии // Изв. вузов. Геология и разведка. 1990. № 1. С. 3-16.
127. *Марков ГЛ., Савченко С.Н.* Напряженное состояние пород и горное давление в структурах гористого рельефа. Л.: Наука, 1984. 140 с,
128. *Мейсон Б.* Метеориты, М.: Мир, 1965. 306 с.
129. *Мельников Ф.П.* Криометрический метод исследования включений образцов минералообразующих сред // Минералогическая термометрия и барометрия. М.: Наука, 1968. Т. 2. С. 56-60,
130. *Мерлич Б.В., Зайцева В.П.* Неогеновые вулканические жерловины Закарпатья // Сб. Львов, геол. о-ва, 1961. № 7/8. С. 30-35.
131. Методические разработки к практикуму по коллоидной химии. 3-е изд. М.: Изд-во МГУ, 1976. Ч. 2. 126 с.
132. Методическое пособие по инженерно-геологическому изучению горных пород. М.: Недра, 1984. Т. 2. 438с,
133. *Миасиро А.* Метаморфизм и метаморфические пояса. М.: Мир, 1976, 535 с.
134. *Милло Ж.* Геология глин. М.: Недра, 1968. 201 с.
135. *Мироненко М.В., Наумов Г.Б.* Физико-химические условия образования ломонита в углекислых гидротермальных системах // Геохимия. 1982. № 4. С. 597-602.
136. *Митрофанов А.И., Погребняк Ю.Ф., Королева Г.П.* О возможном влиянии криогенных процессов на перераспределение золота в россыпях // АН СССР. 1981. Т. 260, № 1. С. 202-205,
137. *Мицюк БМ.* Взаимодействие кремнезема с водой в гидротермальных условиях. Киев: Наук, думка, 1974. 85 с.
138. *Моралев В.М., Глуховский М.З.* Кольцевые структуры ранних этапов геологической истории Земли в пределах древних щитов // Проблемы осадочной геологии докембрия, М.: Наука, 1984. № 9. С. 98 102.
139. *Морозова И.М., Аракелянц ММ., Рублев А.Г.* Калий-аргоновые системы вулканитов // Изотопное датирование процессов вулканизма и осадкообразования. М.: Наука, 1985. С. 44-59,
140. *Муслимое Р.Х., Хаммадеев ФМ., Ибатуллин Р.Х., Кавеев И.Х.* Программа дальнейшего изучения глубинных недр Татарии // Глубинные исследования докембрия востока Русской платформы. Казань: Татар, кн. изд-во, 1980. С. 3-13.
141. *Набоко СМ.* Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 172 с.
142. *Набоко С.И.* Закономерности цеолитообразования в областях разгрузки гидротермальных систем мира // Геология, генезис и использование природных цеолитов: Тез. докл. Звенигород: ГИН АН СССР, 1978. Ч. 1. С. 8-9.
143. *Набоко С.И.* Металлоносность современных гидротерм в областях тектономагматической активности. М.: Наука, 1980. 198 с.
144. *Набоко С.И.* Метасоматизм пород и вертикальная зональность в областях современного магмопроявления // Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М.: Недра, 1966. С. 17-25. (Тр. 1-й конференции по околорудному метасоматозу),
145. *Набоко С.И.* Минералогия действующих гидротермальных систем и минералогический критерий температурного режима в их недрах // Минералогия гидротермальных систем Камчатки и Курильских островов. М.: Наука, 1970. С. 3 -12.

146. *Набоко С.И.* Условия современного гидротермального метаморфизма вулканических пород // Сов. геология. 1962. № 1. С. 131-145.
147. *Набоко С.И., Берхин С.И.* Состав и структура современных гидротермальных зеленых минералов месторождения Горячий Пляж (о. Кунашир) // Минералогия гидротермальных систем Камчатки и Курильских островов, М.: Наука, 1970. С. 71-78.
148. *Набоко С.И., Главатских С.Ф.* Постэруптивный метасоматоз и рудообразование. М.: Наука, 1983. 162с.
149. *Набоко С.И., Карпов Г.А., Резникова Л.П.* Гидротермальный метаморфизм пород и минералообразование // Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965. С. 76-118.
150. *Набоко С.И., Пийп Б.И.* Современный метаморфизм вулканических пород в районе Паужетских гидротерм (Камчатка) // Тр, Лаб. вулканологии. 1961. Вып. 19. С. 99-114.
151. *Ногата Т.* Магнетизм горных пород. М.: Мир. 1965. 346 с.
152. *Иарсеев В.А., Филипенко В.В.* Золотоносные брекчиевые тела месторождений Аксу // Геология, геохимия и минералогия золоторудных районов и месторождений Казахстана. Алма-Ата, 1968. Вып. 1. С. 67-73.
153. *Наумов В.Б.* К вопросу об определении температур минералообразования методом декрепитации // Минералогическая термометрия и барометрия, М.: Наука, 1968, Т. 2. С. 37-43.
154. *Наумов В.Б., Малинин С.Д.* Новый метод определения давления по газожидким включениям // Геохимия. 1968. № 4. С. 432-441.
155. *Невский В.А.* Трубочатые тела брекчированных пород Актюзского рудного поля // Геология рудных месторождений. 1960. № 2. С. 83-93.
156. *Немененок ТМ.* Брекчии и брекчиевидные породы никеленосных трапповых интрузий (Норильский район) // Рудоносные брекчии и их поисковое значение, Алма-Ата: КазНИИМС, 1977. С. 176-189.
157. *Нурбаев З.М.* Роль и значение эксплозивных брекчий в эндогенном рудообразовании // Там же. С. 11-34.
158. *Нурбаев З.М., Полетаев А.И.* Брекчиевые образования медно-порфировых месторождений // Там же. С. 34-51.
159. *Овчинников А.М.* Закономерности распространения и формирования углекислых терм. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 253 с.
160. *Овчинников В.В.* Соотношение магматизма, трубок взрыва и эндогенной минерализации на примере одного из рудных районов // Морфогенезис и зональность интрузивов и связанных с ними золоторудных, железорудных и полиметаллических месторождений Сибири. Новосибирск, 1968. С. 38-49.
161. О генезисе современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны по изотопным данным / Г.С. Плюснин, Г.П. Сандиминова, Ю.А. Пахольченко и др. // Геохимия, 1978. №9. С. 1403-1410. 290
162. *Огородов Н.В.* Геологический очерк // Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980. С. 7-10.
163. *Огородов Н.В., Вольнец О.Н., Колосков А.В., Пополитов Э.М.* Дикий Гребень // Бюл. вулканол. станций, 1977. № 54. С. 75-88.
164. *Осиное М.А.* Формирование расслоенных плутонов с позиций термоусадки. М.: Наука, 1982. 100с.
165. *ПаддефетР.* Химия золота. М.: Мир, 1982. 259 с.
166. *Пампура В.Д.* Геохимия гидротермальных систем областей современного вулканизма. Новосибирск: Наука, 1985. 153 с.
167. *Пампура В.Д., Плюснин Г.С., Сандиминова Г.П.* Изотопный состав стронция современных гидротерм Камчатки // Геохимия, 1977. № 7. С. 1087-1091.

168. *Пампура В.Д., Сандимирова Г.П.* Геохимия и изотопный состав стронция гидротермальных систем. Новосибирск: Наука, 1990. 152 с.
169. *Пампура В.Д., Хлебникова А.А.* Условия концентрирования золота в гидротермальных системах областей современного вулканизма // Современные проблемы теоретической и прикладной геохимии. Новосибирск: Наука, 1987. С. 101-110.
170. Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965. 208 с.
171. *Перельман А.И.* Закономерности концентрации рудных элементов на геохимических барьерах // Эндогенные источники рудного вещества. М.: Наука, 1987. С. 141-160.
172. *Петров Б.П., Супруненко Э.И.* Влияние метаморфометасоматических процессов на петрофизические свойства горных пород // ДАН СССР. 1987. Т. 295, № 6. С. 1426-1428.
173. Петрографический словарь. М.: Недра, 1981. 496 с.
174. *Петухов ИМ.* Основные результаты изучения горных ударов, разработки и внедрения мер борьбы с ними на шахтах СССР. Л., 1970. С. 3-42. (Тр. ВНИМИ; Сб. 74).
175. *Писарева М.В.* Зона природного пара Нижнекошелевского геотермального месторождения // Вулканология и сейсмология. 1987, № 2. С. 52-64.
176. *Погребняк Ю.Ф., Пустельников О.С., Тримонис Э.С.* Золото в водной взвеси Балтийского, Северного и Черного морей // Геохимия. 1980. № 1. С. 116-121.
177. *Покровский Г.И.* Физика взрыва. М.: Знание, 1954. 24 с. *
178. *Поспелов ГЛ.* Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизмы метасоматоза. Новосибирск: Наука, 1973. 355 с.
179. Происхождение вулканических серий островных дуг./Т.И. Фролова, И.А. Бурикова, А.В. Гущин и др. М.: Недра, 1985. 275 с.
180. *Прокопчук СМ., Лонцих С.В.* Исследование точности сцинтилляционного спектрального анализа дисперсных веществ и материалов // Новые методы спектрального анализа. Новосибирск: Наука, 1983. С. 143-145.
181. *Разин Л.В., Рожков И.С.* Геохимия золота в коре выветривания и биосфере золоторудных месторождений Куранахского типа. М.: Наука, 1966. 250 с.
182. Разрушение. Т. 1. Микроскопические и макроскопические основы механики разрушения. М.: Мир, 1973. 616 с.
183. Разрушение. Т. 7, Ч. 1. Неорганические материалы (стекла, горные породы, композиты, керамика, лед). М.: Мир, 1976. 634 с.
184. *Ратеев М.А., Градусов Б.П., Ильинская М.Н.* Глинообразование при постмагматических изменениях андезито-базальтов силура Южного Урала // Литология и полезные ископаемые. 1972. № 4. С. 93-109.
185. *Ратеев М.А., Градусов Б.П., Ильинская М.Н.* Гидротермальная аргиллизация верхнесантонских вулканогенных пород и ее роль в формировании бентонитов Сари-гюх (Армянская ССР) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. №12. С. 41-56.
186. *Резников А.А., Муликовская Е.П., Соколов И.Ю.* Методы анализа природных вод. М.: Недра, 1970. 188 с.
187. *Рогожива Ф.А.* Формы сдвижения земной поверхности в зависимости от размеров залежей // Сдвижение горных пород. Л., 1971. С. 201-212. (Тр. ВНИМИ; Сб.83).
188. *Рычагов С.Н.* Кольцевые структурно-вещественные парагенезисы вулканогенных рудных полей. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1984. 148 с.
189. *Рычагов С.Н.* Структурное положение и генетические типы брекчий вулканогенных рудных полей Корякского нагорья Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1982. № 2. С. 43-61.
190. *Русинов В.Л.* Альбитизация плагиоклазов в условиях приповерхностной пролитизации (на примере Камчатки) // Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии, М.: Наука, 1968. С. 218-237-
191. *Русинов В.Л.* Метасоматические процессы в вулканических толщах. М.- Наука, 1989. 213с.

192. *Русинов В.Л.* О находках пренита и кластическом характере эпидота в породах некоторых областей современного гидротермального метаморфизма // Изв АН СССР. Сер. геол. 1965. № 2. С. 33-43.
193. *Ручкин Г.В., Михайлов В.М.* Эксплозивные¹ брекчии и обломковидные руды Блявинского месторождения (Южный Урал) // Вести. МГУ. Сер. 4. Геология, 1967. №3. С. 68-74.
194. *Саевичёв А.С., Никитин Д.И., Оранская М.С.* Две фазы аккумуляции коллоидного золота иммобилизованными клетками микроорганизмов // Геохимия. 1985. №10.0.1546-1548.
195. *Савенко В.С.* Средний элементный химический состав океанского аэрозоля // ДАН СССР. 1988. Т. 299, № 2. С. 465-467.
196. *Салоп Л.П.* Геологическое развитие Земли в докембрии. Л.: Недра, 1982. 343с.
197. *Сандиминова Т.П., Николаев В.М.* Изотопный состав стронция Нижнекошелевского месторождения парогидротерм: Тех. докл. XI Всесоюз. симпоз. по геохимии изотопов. Москва, 1-3 дек. 1986. М., 1986. С. 309.
198. Свойства горных пород и методы их определения. М.: Недра, 1969. 392 с.
199. *Сендеров Э.Э.* Влияние CO₂ на устойчивость ломонтита // Геохимия. 1973. № 2. С. 190-200.
200. *Сендеров Э.Э., Петрова В. В.* Современное состояние проблемы природных цеолитов // Неметаллические полезные ископаемые. М.: ВИНТИ, 1990. Т. 8. 142 с.
201. *Сендеров Э.Э., Хитаров Н.И.* Цеолиты, их синтез и условия образования в природе. М.: Наука, 1970. 283 с.
202. *Сережников А. И.* Сравнительная геохимическая характеристика современных и древних гидротермальных систем вулканических областей // ДАН СССР. 1980. Т. 288, №2. С. 457-461.
203. *Сережников А.И., Литасов Н.Е., Огородов Н.В., Спиченкова М.В.* Кошелевский вулканический массив // Бюл. вулканол. станций. 1973. № 49. С. 54-59.
204. *Сикорский Ю.А., Вертепная Г.И., Красильников М.Г.* Физические свойства талой воды // Изв. вузов. Физика. 1959. № 3. С. 12-15.
205. *Синяков Е.Я., Афонин Ю.А.* "Галечные дайки" Хинганского оловорудного месторождения // Геология и геофизика. 1976. № 9. С 109-115.
206. *Словцов И.Б., Москалева Г.П.* Слоистые алюмосиликаты с добавочными анионами как возможные индикаторы температур и давлений гидротермального процесса // Состав и свойства глинистых минералов и пород: Тез. докл. Новосибирск: Наука, 1988. С. 117-118.
207. *СмитФ.Г.* Физическая геохимия. М.: Недра, 1968. 475 с.
208. *Смирнов Я.Б., Сугробов В.М.* Земной тепловой поток в Курило-Камчатской и Алеутской провинциях. Оценка глубинных температур и мощности литосферы // Вулканология и сейсмология. 1980. № 3. С. 3-18.
209. *Соболев Г.А., Рац М.В.* О некоторых вопросах на стыке дизъюнктивной тектоники и сейсмологии // Математические и экспериментальные методы в дизъюнктивной тектонике. М.: Наука, 1986. С. 3-12.
210. Способ прогноза геотермальных месторождений // Фундаментальные науки - народному хозяйству: Рефераты научных разработок институтов АН СССР. М.: Наука, 1990. С. 487-488.
211. *Ставрогин А.Н., Бич Я.А.* Хрупкое разрушение пород и горные удары. М.: Наука, 1973. 34 с.
212. *Стефанов Ю.М., Литасов Н.Е.* Особенности структурной позиции рудных месторождений вулканических поясов (на примере Южной Камчатки) // Вулканические структуры: Проблемы образования и связанная с ними металлогения. Ташкент, 1986. С. 18-19.

213. *Стефанов Ю.М., Широкий Б.И.* Металлогения верхнего структурного этажа Камчатки. М.: Наука, 1980. 104 с.
214. *Сугробов В.М., Сугрובה Н.Г.* Температура в недрах Паужетского месторождения по данным разведочных скважин // Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965. С. 43-48.
215. *Судариков Ю.Ф., Мельников К.М.* Об эксплозивных брекчиях Жирскенского месторождения // Изв. вузов. Геология и разведка. 1971. № ?, С, 47-54.
216. *Сывороткин В.Л.* Влияние глубинных разломов на магматизм Курильской островной дуги: Тез. докл. Всесоюз. совещ. "Эндогенные процессы в зонах глубинных разломов", Иркутск, 1989. С. 256-257.
217. *Сывороткин В.Л.* Ликвационная природа алливалитовых нодулей в дацитовых пемзах вулкана Заварицкого на Курилах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. №3. С. 142-146.
218. *Сывороткин В.Л., Русинова С.В., Дриль С.И.* Четвертичный вулканизм Курильской дуги и его связь с геодинамическим режимом // Вести. МГУ. Сер. 4, Геология. 1990. №1. С 91-96.
219. *Тарасенко Т.В., Дмитриев В.Д., Лебедев М.М., Яроцкий Г.П.* О глубинном структурном контроле вулканизма и оруденении Камчатской области // Гидротермальный процесс в областях тектоно-магматической активности. М.: Наука, 1977. С. 203-211.
220. *Таусон Л.В.* Современные проблемы геохимии // Вести. АН СССР. 1983. № 5. С. 89-96.
221. *Торгов В.Г., Хлебникова А.А.* Атомно-абсорбционное определение золота в пламени и беспламенном графитовом атомизаторе с предварительным выделением экстракцией сульфидов¹ нефти // Журн. аналитохимии. 1977. Т. 31, вып. 5. С. 954-959.
222. *Трухин Ю.П., Петрова В.В.* Эпидот Большебанного и Паратунского месторождений // Минералогия гидротермальных систем Камчатки и Курильских островов. М.: Наука, 1970. С. 100-110.
223. *Туговик Г.И.* Флюидно-эксплозивные структуры и их рудоносность. М.: Наука, 1984. 193 с.
224. *Удодов П.А., Шварцев С.Л., Рассказов Н.М.* и др. Методическое руководство по гидрогеохимическим поискам рудных месторождений. М.: Недра, 1973. 182 с.
225. *Фелицин С.Б., Ваганов П.А., Кирьянов В.Ю.* Распределение редких и рассеянных элементов в пеплах вулканов Камчатки по данным инструментального нейтронно-активационного анализа // Вулканология и сейсмология. 1990. № 2. С. 23-35.
226. Физика очага землетрясения. М.: Наука, 1975. 244 с.
227. *Флинн Д.* Деформация при метаморфизме // Природа метаморфизма. М.: Мир, 1967. С. 49-77.
228. *Фогельман Н.А.* Эксплозивно-инъекционные золотоносные брекчии Илинско-го месторождения в Забайкалье // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1964. Вып. 2. С. 90-100.
229. *Фор Г., Пауэлл Дж.* Изотопы стронция в геологии. М.: Мир, 1974. 214 с.
230. *Франк-Каменецкий В.А., Котов Н.В., Гойло Э.А.* Кристаллохимия трансформационных превращений глинистых минералов // Зап. ВМО. 1973. Т. 102, вып. 2. С. 129-142.
231. *Фролова Т.Н., Бурикова И.А., Дриль С.И.* К вопросу о продольной зональности Курильской островной дуги // Строение сейсмофокальных зон. М.: Наука, 1987. С. 81-95.
232. *Фролова Т.Ч., Перчук Л.Л., Бурикова И.А.* Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. М.: Недра, 1989. 261 с.
233. *Ханукаев А.Н.* Физические процессы при отбойке горных пород взрывом. М.: Недра, 1974. 224 с.
234. *Ханукаев А.Н.* Энергия волн напряжений при разрушении пород взрывом. М.: Госгортехиздат, 1962. 200 с.
235. *Хромова Г.Г.* Кратерно-озерные отложения: динамика формирования (на примере вулкана Эбеко). Владивосток: Изд-во ДВО АН СССР, 1987. 136 с.

236. Хундадзе А.Г., Сендеров Э.Э., Хитаров М.И. Экспериментальные данные по составам синтетических анальцимов // *Геохимия*. 1970. № 5. С. 588-601.
237. Черменинов В.Б. Картирование гидротермально измененных пород по разрезу скважин // *Геология и геофизика*. 1988. № 5. С. 101-111.
238. Шарпов В.Н., Шилова Л.В., Голубев В.С. Динамика массообмена в гидротермальной системе при наличии фазовой границы пар-жидкость // Там же. 1978. № 9.
239. Шварцев С.Л. Золото в подземных водах Западно-Сибирского артезианского бассейна // *Вопросы геохимии подземных вод в связи с поисками рудных полезных ископаемых*. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1974. С. 191-193.
240. Шевалдин Ю.В. Тепловой поток Западно-Тихоокеанской зоны // *Геотермические исследования на дне акваторий*. М.: Наука, 1988. С. 49-58.
241. Шеймович В.С. Игнимбриты Камчатки. М.: Наука. 1979. 180 с.
242. Шеймович В.С. Особенности развития дочетвертичных вулcano-тектонических депрессий на Камчатке // *Геотектоника*. 1974. № 6. С. 118-125.
243. Шеймович В.С., Хромов В.Т., Гладикова В.М. О возрасте алнейской серии на юге Камчатки // *Вопросы географии Камчатки*. Петропавловск-Камчатский. 1965. Вып. 3. С. 101-104.
244. Шиманский А.А. Графические приемы статистической обработки поисковых и разведочных данных. Иркутск. 1974. 120с.
245. Штайнер А. О находке гидротермального эпидота в Вайракей, Новая Зеландия // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1966. № 1. С. 167.
246. Щербakov В.П. Физические основы палсомагнетизма // *Современное состояние исследований в области геомагнетизма*. М.: Наука. 1988. С. 162—172.
247. Юхара К. Роль гидротермальной тепловой разгрузки в Японии // *Вулканизм островных дуг*. М.: Наука, 1977. С. 126-136.
248. Яроцкий Г.П. Некоторые особенности геофизических полей и строения земной коры Корьякско-Камчатского региона // *Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса*. Петропавловск-Камчатский, 1974. С. 71-84.
249. Ясырев А., Никитин Н. Геохимия золота в осадочных процессах. Тула, 1972. 78с.
250. Acker E.G. // *J. Colloid and Interface Sci.* 1970. Vol. 32. P. 41.
251. Albarede F., Michard A., Minster J.F. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio in hydrothermal waters and deposits from the East Pacific Rise at 21°N // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1981. Vol. 55. P. 229-236.
252. Albers J.P., Kleinhampl F.K. Spatial relation of mineral deposits to tertiary volcanic centers in Nevada // *US Geol. Surv. Prof. Pap.* 1970. N 700-C. P. C1-C10.
253. Beny C., Guilhaumot N., Nouray J.-C. Native-sulphur-bearing field inclusions in the CO₂-H₂S-S system: microthermometry and Raman microprobe (mole) analysis - thermochemical interpretations // *Chem. Geol.* 1982. Vol. 37. P. 113-127.
254. Bischoff J., Rosenbauer R. Liquid-vapour relations in the critical region of the system NaCl-H₂O from 380 to 415°C: Boundary of seawater // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1988. Vol. 52, N 8. P. 1221-1226.
255. Bjornsson S., Arnorsson S., Tomasson J. Economic evolution of Reykjanes thermal brine area, Iceland // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1972. Vol. 56, N 12. P. 2380-2391.
256. Brass G.W. The variation of the marine $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio during Phanerozoic time: Interpretation using a flux model // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1976. Vol. 40, N 7. P. 721-730.
257. Cathles L.M. An analysis of the cooling of intrusives by ground-water convection which includes boiling // *Econ. Geol.* 1977. Vol. 72, N 5. P. 804-826.
258. Construction of the seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ curve for the Cenozoic and Cretaceous: Supporting data / R.B. Koepnick, W.H. Burke, R.E. Denison et al. // *Chem. Geol. Isotope Geosci. Sect.* 1985. Vol. 58, N 1/2. P. 55-81.

259. *Coombs D.S., Ellis A.J., Fife W.S., Taylor A.M.* The riolite facies with comments of interpretation of the hydrothermal synthesis // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1959. Vol. 17, N 1/2. P. 53-108.
260. *Cornelius K.D* Breccia pipe associated with epigenetic mineralization, Mount Morgan, Queensland // *Econ. Geol.* 1967. Vol. 62, N 2. P. 282-285.
261. *Dasch E.J., Hedge C.E., Dymond J.* Effect of seawater interaction of strontium isotope composition of deep-sea basalt // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1973. Vol. 19, N 2. P. 177-183.
262. *Drummond S.E., Ohmoto H.* Chemical evolution and mineral deposition in boiling hydrothermal systems//*Econ. Geol.* 1985. Vol. 80. P. 126-147. **294**
263. *Elder J.W.* Heat and mass transfer in the Earth: Hydrothermal systems // *N.Z. Dep. Sic. Industr. Res. Bull.* 1966. Vol. 169. P. 115.
264. *Elderfeldt H., Greaves M.* Strontium isotope geochemistry of Icelandic geothermal systems and applications for sea water chemistry // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1981. Vol. 45. P. 2201-2212.
265. *Ellis A.J.* Volcanic hydrothermal areas and the interpretation of thermal waters compositions // *Bull. Volcanol.* 1966. Vol. 29. P. 575-584.
266. *Eurens G.R., Khays R.R.* Volatile and precious metal zoning in the Broadlands geothermal field, N.Z. // *Econ. Geol.* 1977. Vol. 72, N 7. P. 1337-1354.
267. *Furukawa J., Li S.* Temperature structure under the Japan are estimated from measured heat flow values and radioactive heat generation // *Intern, symp. of geothermal resources, Kumamoto and Beppu, Japan, Nov. 10-14,1988. Kumamoto, 1988. P. 322-325.*
268. *Garcia-Cervigon A., Rodrigues Gallego M., Peres del Villar L.* Estudio de una prelimita de origen hydrothermal on Caravace (Murica) // *Estud. geol.* 1976. Vol. 32, N 2. P. 192-204.
269. *Gill J.* Oioogenicandesites and plate tectonics. B.: Springer ,1981.
270. *Hedengvist J.W.* Waiotapu geothermal field // *Monogr. Ser. Miner. Deposits.* 1986. N26. P. 65-79.
271. *Hedengvist J.W., Henley R.W.* Hydrothennal eruptions in the Waiotapu geothermal system, New Zealand: their origin, associated breccias and rektion to precious metal mineralization // *Econ. Geol.* 1985. Vol. 80. P. 1640-1668.
272. *Hoffman A.W., Hart S.R.* An assessment of local and regional isotopic equilibrium in the mantle // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1978. Vol. 38. P. 44.
273. *Honda S., Muffler L.J.P.* Hydrothennal alteration on core from research drill Hole 4-1, Upper Geyser basin, Yellowstone National Park, Wyoming // *Amer. Miner.* 1970. Vol. 55, N 9/10. P. 1714-1737.
274. Hydrothermal plumes in the Galapagos Rift / R.F. Weiss,P. Lonsdale, J.E. Lupton et al. // *Nature.* 1977. Vol. 267. P. 600.
275. *Irvine T.N., Baragar W.R.A.* A guide to the chemical classification of the Common Volcanic rorks // *Canad. J. Earth. Sci.* 1971. Vol. 8. P. 523-548.
276. *Keith T.E.S., Muffler L.T.P., Cremer M.* Hydrothermal epidote formed in the Salton Sea geothermal system, California // *Amer. Miner.* 1968. Vol. 53, N 9/10. P. 1635-1644.
277. *Kennedy G.C.* A portion of silica-water // *Econ. Geol.* 1950. Vol. 45, N 7. P. 629-653.
278. *Kimbara K.* Regulary interstratified clay minerals of chlorite and saponite (Corrensite) in the Miocene green tuff formation in Japan // *Bull. Geol. Surv. Jap.* 1975. Vol. 26, N12. P. 669-679.
279. *Kiyoshi S.* Zonal distribution of clay minerals in the Matsukawa geothermal area, Japan // *Proc. of the Intern, clay conf. Tokyo, 1969.*
280. *Koga A., Noda T.* Hot brine in Dallol (depression of Danavil, Ephyopia) // *J. Bal-neol. Soc. Jap.* 1974. Vol. 25, N I.P. 1.
281. *Kwak T.A.P., Hing J.T.* The importance of CaCl₂ in fluid composition trends - evidence from the King Island (ИолпМт) sharn deposit // *Econ. Geol.* 1981. Vol. 76, N 4. P. 955-960.

282. *Lachsen A., Trujillo K.* The geothermal field of the El Tatio, Chili // Proc. Soc. UN Symp. Develop, and Use Geotherm. Res. 1976. Vol. 1. PP. 170-177.
283. *Lister C.R.B.* On the penetration of water into hot rock // Geophys. J. 1974. Vol. 39, N3. P. 465-509.
284. Massive deep-sea sulphide ore deposits discovered on the East Pacific Rise / J. Francheteau, H.D. Needham et al. // Nature. 1977. Vol. 277. P. 523.
285. *McHugh J.B.* Gold in natural water: A mehtool of determination by solvent extraction and electrothermal atomization // J. Geochem. Explor. 1984. Vol. 20. P. 303-310.
286. *Papanastassion D.A., Wasserburg G.I.* Initial strontium isotopic abundances and the resolution of space time differences in the formation of planetary objects // Earth and Planet. Sci. Lett. 1969. Vol. 5. P. 361-376.
287. *Peterman Z.E., Hedge C.E., Tourtelot H.A.* Isotopic composition of strontium in seawater throughout Phanerozoic time // Geochim. et cosmochim. acta. 1970. Vol. 34, N 1.P. 105-120.
288. *Robert O.* Geochemistry and dynamics of the Yellowstone National Park hydrothermal system // Annu. Rev. Earth and Planet. Sci. 1989. Vol. 17. P. 13-53.
295289. *Reidder E.* Studies of fluid inclusions, i. Low temperature application of a dual-purpose freezing and heating stage // Econ. Geol. 1962. Vol. 57, N 7. P. 1045-1061.
290. *Reust O.W.* Preliminary notes on explosive volcanismin Southeastern Missouri // J. Geol. 1937. Vol. 45. P. 48-75.
291. *Seki Y.* Notes on rock-forming minerals. 30 Prehnite associated with laumontite in altered miocene andesite of the Yahirohana district, Shim a, Japan // J. Geol. Cok, Japan. 1964. Vol. 70, N 825. P. 349-351.
292. *Seky Y., Kennedy G.C.* The breakdown of potassium feldspar $KAlSi_3O_6$ at high temperatures and high pressures // Amer. Miner. 1964. Vol. 49, N 11/12. P. 1683-1706.
293. *Shftnezu M., Yejima J.* Epidote and wairakite in drill! cores at the Hachimenta! geothermal area. Northeastern Japan // J. Jap. Assoc. Miner., Petrol, and Econ. Geol. 1973. Vol. 68, N 12. P. 363-371.
294. *Sourirujan S., Kennedy G.C.* The system $H_2O-NaCl$ at elevated temperatures and pressures// Amei. J.Sti. 1962.Vol. 260, N 2. P. 115-141.
295. *Spoonet E.T.C., Chapman H.J., Sinewing J.D.* Strontium isotopic contamination and oxidation during ocean floor hydrothermal metamorphisni of the ophiolite rocks of the Troodos Massif, Cyprus // Geochira.. et cosmechim. acta. 1977. Vol. 41, N 7. P. 873 — 890.
296. *Steiger R.H., lager E.* Suocomission on geochronology // Earth and Planet. Sci. Lett. 1977. Vol. 36. P. 359-362.
297. *Stein"!' A.* Clay minerals in hydrothermal;' altered rocks at Wairakei, New Zealand // Clay and Clay Miner 1968. Vol. 16, N 3. P. 27-36".
298. *TakenoucM S. Kennedy G.C.* The binary system H_2O-CO_2 at high temperatures and pressures // Amer. J. Sci. 1964. Vol. 262, N 9. i'. 1055-1067.
299. *TakenoucM S., Kennedy G.C.* The solubility of carbon dioxide in Nad solutions at high temperatures and pressures // Ibid. 1965. Vol. 263, N 5. P. 445 -454.
300. *Taylor S.R.* Trace element abundances and the chondritic Earth mode! // Geochim. et cosmochim. acta. 1964. Vol. 28. P. 1989-2003,
301. *Thompson AM.* PCO_2 , m low-grade metamorphism; reolite carbonate, clay mineral, prehnite relations in the system $CaO-Al^O_2, -SiO_2, -CO_2, -H_2O$ // Contrib. Miner, and Petrol; 1971. Vol. 33, N 2, P. 145-161.
302. *Tomasson T., Kristniannsdottir H.* High temperature alteration minerals and thermal brines Reykjar.es, Iceland // Ibid. 1972. Vol. 36, N 2. P. 123-134.
303. *Tromsdorff V., Skippen G.* Brines in metasomatism // Rend. Soc. ital. miner, e petrol. 1988. Vol. 43, N 1.P. 15-24.
304. *Tung Li, CM Lung Y.* The abundance of chemical elements in the Earth's crust and its major tectonic units// Sci. Sinica. 1966. Vol. 15, N 2. P. 258-272.

305. *Vivaldi L.J., Martin N., Siena J., Lead G.* Some aspects of the mineralization and wallrock alternation in the Rodalguilar gold-field, S.E. Spain // Joint symp. geotherm. and crystalogr. sulphide miner hydrotherm. deposits. Tokyo, 1971. P. 31-35.

306. *White D.E., Brahnock W.W., Murata KJ.* Thermal springs and epithermal ore deposits // *Econ. Geol.* 1955. Vol. 50. P. 99-154.

307. *White D.E., Muffler L.J., Truesdell A.H.* Vapour-dominated hydrothermal systems compared with hot-water systems // *Econ. Geol.* 1971. Vol. 66, N 1. P. 75-97,

308. *White D.E., Sigurdson G.E.* Epidote in hot spring systems, and depth of formation of propylitic epidote in epithermal ore deposits // *US Geol. Surv. Prof. Pap.* 1963. N 450-E. P. 80-84.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	
<i>Глава 1. Геологическое строение геотермального района и гидротермальной системы</i>	
1.1. Геолого-структурная характеристика Паужетского геотермального района (<i>Ю.М. Стефанов</i>)	
1.2. Современный вулканизм Южной Камчатки и гидротермальный процесс (<i>В.Л. Сывороткин</i>)	
1.3. Структура вулканоплутонического комплекса (палеогидротермальной системы) Выченкия и калий-аргоновое датирование пород (<i>С.Н. Рычагов, Г.П. Сандмирова</i>)	
1.4. Геологическая структура Паужетской гидротермальной системы (геотермального месторождения) (<i>И.Ф. Делемень</i>)	
<i>Глава 2. Минералообразующие и геохимические процессы в структуре гидротермальной системы</i>	
2.1. История гидротермального минералообразования Паужетского месторождения парогидротерм и палеогидротермальных систем района (<i>А.Д. Коробов, О.П. Гончаренко, С.Ф. Главатских, Я.А. Рихтер, С.Н. Рычагов</i>)	
2.2. Петрофизические свойства пород гидротермальной системы (<i>В.М. Ладыгин, С.Н. Рычагов, Ю.В. Васильева, Э.А. Кривошеина</i>)	
2.3. Петромагнитные свойства метасоматитов (<i>Э.А. Молостовский, И.Ю. Фролов</i>)	
2.4. Пародоминирующая система и ее эволюция в недрах Паужетского месторождения (<i>Н.С. Жатнуев, С.Н. Рычагов, Г.П. Королева</i>)	
2.5. Геохимические факторы распределения стронция и вариации его изотопного состава в гидротермальных системах (<i>Г.П. Сандмирова</i>)	
2.6. Брекчии в структуре гидротермальной системы (<i>С.Н. Рычагов</i>)	
2.7. Особенности распределения показателей свойств пород в структуре гидротермальной системы (<i>С.Н. Рычагов, О.П. Гончаренко, Н.С. Жатнуев, А.Д. Коробов, В.М. Ладыгин</i>)	
<i>Глава 3. Золото и другие рудные элементы в гидротермальной системе (Г.П. Королева, И.С. Ломоносов, Ю.М. Стефанов)</i>	
3.1. Концентрирование и рассеяние золота в Курило-Камчатской островодужной системе	
3.2. Золото и другие элементы в гидротермальном процессе	
3.3. Особенности геохимических поисков золота в областях активного вулканизма Камчатки	
Заключение	
Литература	