



Ю. П. МАСУРЕНКОВ
Л. А. КОМКОВА

ГЕОДИНАМИКА
И РУДООБРАЗОВАНИЕ
В КУПОЛЬНО-
КОЛЬЦЕВОЙ
СТРУКТУРЕ
ВУЛКАНИЧЕСКОГО
ПОЯСА

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
Институт вулканологии

Ю.П. МАСУРЕНКОВ, Л.А. КОМКОВА

2383

ГЕОДИНАМИКА
И РУДООБРАЗОВАНИЕ
В КУПОЛЬНО-
КОЛЬЦЕВОЙ
СТРУКТУРЕ
ВУЛКАНИЧЕСКОГО
ПОЯСА



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1978



Масуренков Ю.П., Комкова Л.А. Геодинамика и
рудообразование в купольно-кольцевой структуре вул-
канического пояса. М., "Наука", 1978.

В монографии описываются последовательные стадии развития купольно-кольцевой структуры в вулканическом поясе на стыке океан-континент. Охарактеризованы современный этап тектонической активности, состояние коры и мантии в недрах структуры, намечен вероятный путь ее дальнейшей эволюции.

Библиогр. 250, ил. 77. Табл. 45.

Ответственный редактор

К.Н. РУДИЧ

ГЕОДИНАМИКА И РАЗВИТИЕ МАГМАТИЗМА В КУПОЛЬНО-КОЛЬЦЕВОЙ СТРУКТУРЕ

ВВЕДЕНИЕ

Кольцевые, центральные, купольные или отрицательные изометрические структуры в последние годы привлекают к себе внимание все большего числа исследователей. Структуры подобного типа бывают центрами наибольшей концентрации магматических проявлений, гидротермальной деятельности рудообразования. Их изучение позволяет выяснить по крайней мере три чрезвычайно важных вопроса: 1) взаимодействие разных форм движения в эндогенном потоке вещества и энергии, 2) закономерности сочетания изометрических структур как элементарных ячеек вулканических поясов на разных уровнях глубинности и 3) условия реализацииrudогенерирующих способностей эндогенного потока для формирования месторождений полезных ископаемых.

Сейчас уже накоплено достаточно много сведений, которые свидетельствуют о большой роли указанных структур в комплексе геологических событий, формирующих лицо планеты. Часть этих сведений содержится в работах Э. Уиссера (1964), О.Н. Егорова (1964), А.В. Авдеева (1965), В.Н. Котляра (1958), Э.Н. Эрлиха (1972), М.М. Василевского и др. (1974), В.Ф. Белого и М.Л. Гельмана (1974), В.А. Еремина и В.В. Ярмолюка (1974) и др.

И все же мы должны признать, что при этом не был выполнен достаточно детальный анализ истории возникновения и развития подобной структуры, в котором бы равномерно освещалось соотношение тектоники, магматизма, гидротермальной деятельности,рудоносности и глубинное строение купольно-кольцевой структуры. В значительной мере непроясненными остались вопросы о соотношении положительных и отрицательных тектонических форм в кольцевых структурах, их связи с линейными структурами складчатых поясов, структурно-геохимической автономности, длительности и формах ее сохранения. Перспективность этих вопросов стала очевидной для нас еще в 1957 г. когда были сформулированы первые представления о роли поперечных структур в локализации длительно развивающихся центров магматической и металлогенической деятельности (Масуренков, 1957). Взаимнопересекающаяся система продольных и поперечных глубинных разломов образует сложную "клавишную" структуру складчатого пояса. Относительная стабильность

этих разломов в пространстве сохраняется в течение нескольких тектономагматических этапов. Узлы их пересечения характеризуются все это время концентрацией максимального количества разнонаправленных вертикальных движений, магматизма, теплового потока, гидротермальной деятельности. Они служили основными каналами, связывающими глубины земли с ее поверхностью, и играли решающую роль в дифференциации вещества земной коры (Масуренков, 1960, 1961, 1962).

Позднее нами было показано, что одной из наиболее типичных поверхностных структурных форм, таких долгоживущих центров эндогенной активности, являются купола (Егоров, 1964; Масуренков и др., 1968).

Для изучения купольно-кольцевых структур наиболее благоприятен район современного вулканического пояса в зоне перехода от континента к океану. Прежде всего это определяется свежестью молодых и современных тектонических форм, прекрасно проявленных в сочетании с вулканизмом, интрузиями, гидротермальным метасоматозом и рудопроявлением. Активность этих процессов дает редкую возможность одновременного их наблюдения, взаимной корреляции и сопоставления с глубинным строением. Кроме того, положение выбранной для исследования купольно-кольцевой структуры на границе с океанической платформой открывает дополнительные аспекты познания. Наиболее важные из них – уяснение роли купольно-кольцевой структуры в механизме взаимодействия глобальных структур – континента и океана.

Изучение глубинного строения островных дуг может стать также ключом для разрешения основных вопросов геотектоники – эта мысль была высказана А.Н. Заварицким в 1946 г. Действительно, с конца 50-х годов, начались систематические геолого-геофизические, океанологические и вулканологические исследования в Курило-Камчатской зоне.

В 1959–1964 гг. сложилось современное представление о геологическом строении и тектонике Камчатки и Курильских островов. Новые сведения о внутренней структуре региона ежегодно отражаются в многочисленных публикациях о сейсмичности, свойствах фокальной зоны и неоднородностях мантии, о новых профилях ГСЗ и т.д. Крайне важные материалы о составе магмы и глубинных пород дают геохимия и петрология. Вместе с тем в середине 60-х годов наблюдается некоторое ослабление внимания к изучению геологии и тектоники региона. К сожалению, такая ситуация складывается отнюдь не потому, что в вопросах геологии Курило-Камчатской переходной зоны достигнута полная ясность. Иллюстрацией этому может служить современное состояние представлений о геологии юго-восточной Камчатки.

В схеме тектонического районирования Камчатки Г.М. Власова и В.А. Ярмолюка (1959) Налачевская структура, в нашем понимании, не может быть выделена в качестве самостоятельной структуры. Различные ее части входят в состав региональных структур,

испытывавших здесь резкий изгиб и изменяющих свое направление на попечное по сравнению к общекамчатскому простиранию. Юго-западный край структуры отнесен к Центрально-Камчатской переходной зоне, остальная территория – к Восточно-Камчатской структурно-фациальным зонам. Разнородность отдельных фрагментов структуры подчеркивается их принадлежностью к системе субпараллельных антиклиниориев, выступов, синклиниориев и прогибов. Четвертичный вулканический пояс накладывается на все дочетвертичные структуры несогласно.

На схеме В.И. Тихонова (1959) на территории Налачевской структуры изображены доплиоценовая синклиналь северо-западного простирания, обрамленная антиклиналями. Показано, что в плиоцен-четвертичное время происходила перестройка территории и наложение на эти северо-западные структуры пологих прогибов и поднятий, сопровождаемое разломами северо-восточного простирания. Следовательно, территория структуры на этой схеме лишена даже той индивидуализации, которая была отмечена на схеме Г.М. Власова и В.А. Ярмолюка, т.к. локальному северо-западному изгибу придавалось региональное значение.

А.В. Горячев (1966) вообще отрицает наличие здесь какой-либо складчатости северо-западного простирания. В его схеме все дочетвертичные складчатые структуры ориентированы в северо-восточном или меридиональном направлении. Лишь в четвертичное время структуры резко индивидуализируются – появляются системы попечных северо-западных разломных структур – грабенов и горстов. Центр структуры между Авачинским и Жупановским рядами вулканов отнесен им к грабенам (Налачевский грабен).

С.Е. Апрелков (1966), проводивший здесь геологическую съемку, впервые выделяет Налачевский горст, сложенный олигоцен-нижненемиоценовыми породами. Однако периклинальное залегание на этих породах вышележащих алнейских образований трактуется им как первичное залегание вокруг предполагаемого центра эruptionи. Тектоническая природа периклинали не признавалась на основании того, что большинство исследователей отрицает присутствие складчатых структур для этой толщи.

Там, где С.Е. Апрелков выделил горст, А.Е. Святловский (1967), наоборот, изображает прогиб в обрамлении вулканотектонических поднятий Авачинского и Жупановского рядов вулканов. Вообще же надо отметить, что идея о наличии и роли вулкано-гектонических поднятий внутри грабен-синклиналей, принадлежащая А.Е. Святловскому, оказалась весьма плодотворной.

Э.Н. Эрлих (1973) поддерживает представление о грабен-синклиналях как основных вместилищах продуктов вулканизма, но, вслед за А.С. Апрелковым и в отличие от А.Е. Святловского, называет центр структуры Налачевским поднятием.

Приведенный перечень мнений, по существу, исчерпывает представления о геологии юго-восточной Камчатки. Еще в 1964 г. Г.М. Власов в числе других нерешенных вопросов камчатской гео-

логии назвал и происхождение "... Малко-Петропавловской зоны дислокаций с анамальными для Камчатки северо-западными простирациями (Власов, 1964, стр. 297)". Как видно, положение не изменилось и спустя 10 лет.

Наши исследования на юго-восточной Камчатке начались в 1962 г. Полевые работы в основном завершились к 1969 г. Был поставлен довольно широкий комплекс исследований, охватывающий вопросы стратиграфии, тектоники, фациального анализа, геологии и петрографии вулканических и интрузивных пород, палеовулканологической реконструкции, геологии и состава гидротермально-измененных пород, взаимосвязи тектоники, магматизма и гидротермальной деятельности и др. Особый методически специализированный комплекс работ был проведен в районах современных гидротермальных проявлений для решения вопроса о геолого-гидрогеологических и физико-химических условиях отложения и концентрирования руд железа и мышьяка.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПРЕДЫСТОРИЯ КУПОЛА

ТЕКТОНИКА НИЖНЕГО СТРУКТУРНОГО ЯРУСА

На территории юго-восточной Камчатки к нижнему структурному ярусу относятся интенсивно дислоцированные породы верхнего мела. Датирование в разной степени метаморфизованных и первично разнообразных пород основывается на результатах картирования, сопоставления с фаунистически охарактеризованными толщами и определения абсолютного возраста (М.М. Лебедев, 1962, 1967, С.А. Апрелков, В.И. Бондаренко, Я.В. Илечко, Ю.М. Ястребский - государственная геологическая карта КТГУ).

В пределах центральной части Налачевского купола породы мелового фундамента не обнаружены. Они образуют горсто- и куплообразные выступы среди более молодых формаций, располагаясь в виде незамкнутого эллипса вокруг центра Налачевского купола (рис. 1). Простижение длинной (~ 120 км) оси эллипса - северо-западное, короткой (~ 80 км) - северо-восточное.

Условия залегания меловых образований, обнажающихся на периферии купола, сравнительно просты: разрозненные фрагменты фундамента объединяются в единую структуру по направлению простирания и углам падения пород (рис. 2). Господствующее простирание - северо-западное. На отдельных участках, однако, превалирует субмеридиональное. Таковы северная часть хр. Ганальского и хр. Авачинского. По простиранию этих структур к югу и юго-востоку наблюдается постепенный разворот системы складок в юго-восточном направлении, господствующем в юго-восточной части Ганальского хребта, в Елизовском блоке и районе г. Петропавловска-Камчатского. При этом местами на основное северо-западное простирание накладывается складчатость субширотного простирания, связанная с локальными структурами центральной и южной части хр. Ганальского и района г. Петропавловска (г. Раковая).

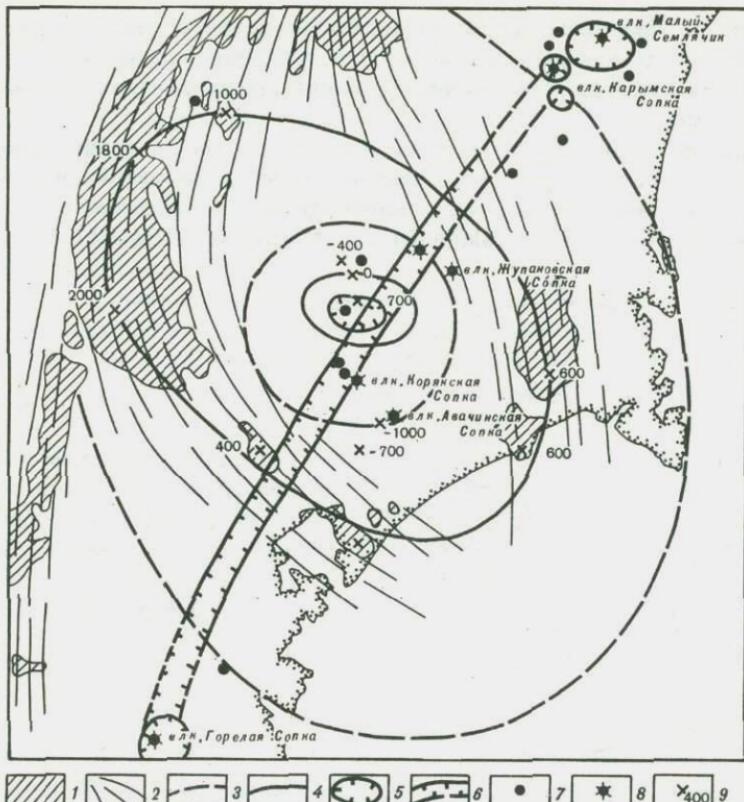


Рис. 1. Положение выходов и простирание складчатости нижнего структурного яруса Юго-Восточной Камчатки

1 - выходы пород нижнего структурного яруса (верхний мел-палеогеновый); 2 - простирание складчатых структур нижнего яруса; 3 - контуры кольцевой структуры по прогибам поверхности мелового фундамента; 4 - контуры кольцевой структуры по выступам и поднятиям поверхности мелового фундамента; 5 - среднеплейстоцен-голоценовые кальдеры; 6 - Термальный рифт; 7 - потухшие четвертичные вулканы; 8 - действующие вулканы; 9 - отметки поверхности мелового фундамента в метрах н.у.м.

В бассейне р. Вахиль и на Налачевском мысу, предположительно, верхнемеловые образования смяты в изоклинальные складки север-северо-западного простирания. Выходами этих пород Налачевский купол замыкается с востока. Тем самым создается возможность для интерполяции условий залегания меловых пород в основании купола. Однако структурная однозначность верхнемелового комплекса юго-восточной Камчатки делает эту интерполяцию маловариантной. Меловой фундамент в основании Налачевского купола - внутренний фрагмент крупной северо-западной структуры и, следовательно, должен быть дислоцирован в соответствии с общей дислокацией всей

структурой. При этом вероятны вариации, разворачивающие структуру либо в субмеридиональном, либо в субширотном направлении. Последнее кажется более предпочтительным на основании следующих данных.

В районе Авачинского хребта обнажается толща тонкопереслаивающихся черных глинистых сланцев, серых алевропелитов и песчаников, условно относимых к верхнему мелу. Простижение толщи север-северо-восточное. Падение слоев крутые запад-юго-западные.

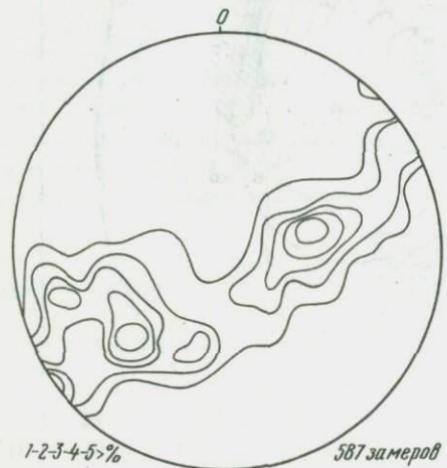


Рис. 2. Диаграмма пространственной ориентировки пликативных дислокаций мел-палеогенового структурного яруса Юго-Восточной Камчатки

Очень сходная по литологии и условиям залегания толща входит в состав комплекса пород района р. Вахиль. В направлении от р. Вахиль к р. Налачевой фиксируется последовательная (снизу вверх) схема согласно залегающих толщ: песчано-аргиллитовая, кремнисто-карбонатная, песчаная и песчано-глинистая. Последняя толща является крайним юго-западным звеном всего комплекса и вместе с ним образует кругозалегающее северо-восточное крыло синклиналии.

По-видимому, песчано-глинистая толща Авачинского хребта может рассматриваться как северо-западное продолжение этого крыла синклиналии. Здесь ось синклиналии ориентирована субмеридионально и расположена в истоках р. Средней Авачи и районе вулкана Бакенинг. Если соединить воедино эти два разрозненных фрагмента крупной синклинальной складки, то в районе Налачевского купола придется допустить субширотный изгиб ее оси. Такое допущение оправдано, если предположить, что меловые образования в недрах Налачевского купола, во-первых, представлены в основном песчано-глинистым комплексом пород с незначительными прослойями в основании разреза карбонатных и кремнистых разностей, а, во-вторых, — породы эти образуют либо ось синклинальной складки, либо ее северо-восточное крыло и ориентированы в запад-северо-западном направлении. На основании проведенной интерполяции вулканогенный компонент в меловом разрезе купола не может составлять существенной части.

Позднемеловая складчатость, интрузивный магматизм и последующая денудация по-разному проявились в меловом комплексе района. Наиболее интенсивный магматизм фиксируется в районе Ганальского хребта. Здесь же эрозией выведены на поверхность и зоны наиболее глубокого метаморфизма — до амфиболитовой фации. В районах остальных выходов мела выступают фации зеленых сланцев, со следами регионального эпигенеза, имеющих характерный набор минералов (кварц, альбит, хлорит, мусковит, эпидот, встречающихся в разных комбинациях).

Условия дислоцированности верхнемеловых отложений позволяют ориентировочно оценить ареал первичного залегания толщ и тем самым восстановить вероятные размеры бассейна седиментации.

В настоящее время общая ширина верхнемеловых отложений вкрест их простирания в основании Налачевского купола и в прилегающих районах составляет примерно 80 км. Отложения смяты в складки с углами падения, варьирующими от 35° до 85°, составляя в среднем около 60°. При распрямлении складок ширина их увеличится вдвое. Близкие значения получены нами при детальном изучении характера складчатости кремнисто-вулканогенных отложений горы Никольской в г. Петропавловске-Камчатском. Отношение реальной протяженности изученного разреза к восстановленной длине горизонтального залегания пластов там равно 1:2,3. В Елизовском блоке наклон филлитов верхнего мела значительно более крутой, вследствие чего трехкратно сокращается первичная ширина залегания пород. Не менее чем в два раза сократилась ширина распространения меловых осадков и в Авачинском хребте (углы падения 40–85°), а в районе р. Вахиль — в три раза (углы падения 65–85°). В целом для рассматриваемой территории предполагается, примерно, полуторное сокращение ширины меловых пород вследствие бокового сжатия. Интенсивно сжаты только Ганальская и Жупановская структурно-фаунистические зоны, в Налачево, по-видимому, меловые отложения сжаты слабо. Восточный и северо-восточный край Налачевского бассейна верхнемеловой седиментации простирался по меньшей мере на 40 км к востоку и северо-востоку от современных выходов меловых пород и находился, таким образом, в пределах нынешней акватории Тихого океана.

СОСТАВ ПОРОД ФУНДАМЕНТА И ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИИ

Представление о существовании зависимости между вещественным составом магматических пород и их геолого-структурной позицией ведет свое начало от представления о "петрографических провинциях" Джадда. К настоящему времени на геотектонической основе уже разработана более или менее стройная концепция о магматических комплексах, ассоциациях или формациях (работы Г.Д. Афанасьева, Ю.А. Билибина, А.Н. Заварецкого, Ю.А. Кузнецова, Ю.Ф. Левинсон-Лессинга, Т. Барта, Ф. Тернера, Дж. Ферхугена и др.).

При изучении пелитовых осадков из разных геосинклинальных зон было обращено внимание на несколько пониженную роль калия во внешних зонах, обращенных к океану, и большое обогащение им глинистых пород внутренних зон (Miyashiro, Nagamura, 1966). Аналогичные соотношения установлены для силурийских пелитов Скандинавии (Vogt, 1927), пониженное содержание калия характерно для францисканской формации Калифорнии, которую можно рассматривать в качестве внешней зоны (Bailey a.o., 1964). Эти данные позволили А.А. Маракушеву, М.А. Мишкину и И.А. Таари-ну (1971) сформулировать представление о "первичных геосинклиналях или протогеосинклиналях". Расширяя содержание этого термина, указанные авторы предлагают использовать его для геосинклиналей, закладывающихся непосредственно на базальтовом основании. Протогеосинклинали представляют собой, таким образом, ранние стадии развития эвгеосинклиналей и являются как бы передовым фронтом растущей в сторону океана гранитной коры. Отношение калия к натрию в осадках отражает изначальное состояние базальтовой коры и возрастает лишь по мере развития геосинклинальной системы и прохождения ею эвгеосинклинальной и миогеосинклинальной стадии. Эти воззрения, по существу, являются модификацией более ранней концепции талассогеосинклиналей, выдвинутой и развиваемой Н.А. Богдановым (1966, 1969).

Взгляды Н.А. Богданова и А.А. Маракушева отличаются лишь тем, что они выделяют эти геосинклинали не в качестве особого типа, а как начальный этап развития эвгеосинклинали. Поэтому они и предлагают для них новый термин – протогеосинклинали.

Таким образом, накопление фактического материала о составе первичных осадочных и изверженных пород о их возрасте и его систематизация и статистическая обработка (при необходимости) поможет решению обратной задачи – реконструкции по составу первичных пород геологических условий их образования.

Изучение имеющегося материала о составе пород мелового фундамента Налачевского купола под этим углом зрения представляет определенный интерес.

Осадочные породы

Их химический состав приведен в табл. 1. Подавляющая масса анализированных образцов (5 полных анализов и 13 частичных) относится к выходам меловых пород из южного и юго-восточного обрамления Налачевского купола, где метаморфизм не поднимается выше фации филлитов. Поэтому можно считать, что приведенный средний анализ достаточно хорошо отражает первичный состав глинистых пород района. Глины Налачевской геосинклинали характеризуются низким содержанием окиси калия и высоким содержанием окиси кальция. Это наглядно иллюстрируется при их сравнении с подобными образованиями других геосинклиналей (рис. 3, табл. 1). По соотношению щелочей они попадают в одно поле с глинистыми по-

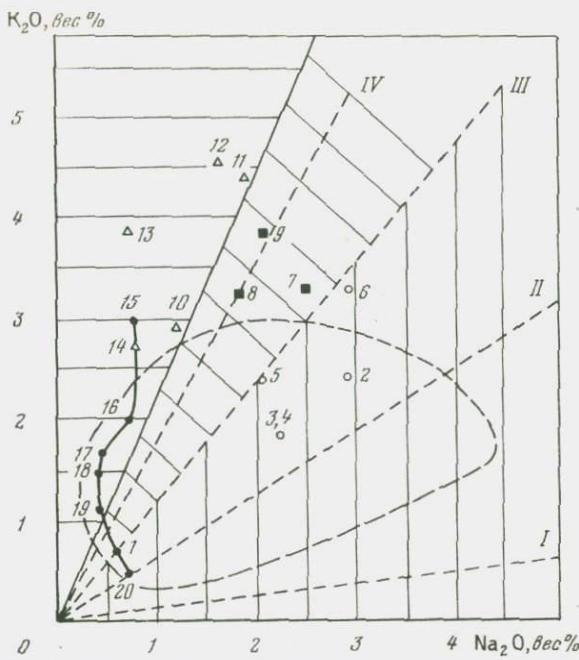


Рис. 3. Соотношение шелочей в глинистых породах разной формационной принадлежности

1 - современные рифтовые зоны (Индийский океан); 2 - глубокозадные красные глины Тихого океана; 3 - Налачевская геосинклиналь (Камчатка); 4 - плато Абукума (Япония); 5 - францисканская геосинклиналь (Калифорния); 6 - внешняя зона (Япония); 7 - Срединный хребет (Камчатка); 8 - эвгеосинклиналь Б. Кавказа; 9 - внутренняя зона (Япония); 10 - миогеосинклиналь Б. Кавказа; 11 - миогеосинклиналь Патомского нагорья (Забайкалье); 12 - миогеосинклиналь Скандинавии; 13 - Ханкайский массив (Приморье); 14 - Русская и Скифская платформы; 15-20 - глинистые фракции осадков Тихого океана. Штриховка вертикальная - область протогеосинклиналей, косая - эвгеосинклиналей, горизонтальная - миогеосинклиналей и платформ. Пунктиром оконтурена область рассеяния глин Налачевской геосинклинали; I - толеиты; II - диориты; III - граниты Дэли; IV - граниты Ноккольдса

родами таких геосинклиналей, как докембрийская или нижнепалеозойская геосинклиналь Абукума Японии (Геол. разв. Японских о-вов, 1968), мезозойская францисканская геосинклиналь Калифорнии (Baily a.o., 1964, Бейли, Блейк, 1969), палеозойская геосинклиналь внешней складчатой зоны Японии (Miyashiro a.o., 1966; Miyashiro, Nagamura, 1966).

Следовательно, по химическому составу пород и положению Налачевской структуры относительно Ганальского и Срединного хребтов,

Таблица 1

Средние химические составы глинистых пород геосинклиналей и океанов (вес. %)

Окислы	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	52,69	52,20	64,49	69,91	63,20	66,16
TiO ₂	0,41	0,70	0,51	0,80	0,71	0,59
Al ₂ O ₃	9,94	17,4	16,14	12,73	15,70	15,37
Fe ₂ O ₃	5,40	8,3	2,17	1,54	1,30	1,48
FeO	2,25	0,6	3,22	3,55	4,70	3,30
MnO	8,26	2,0	0,12	0,24	0,08	0,11
MgO	6,26	2,9	2,21	2,71	3,00	1,84
CaO	8,93	2,0	2,61	2,34	1,50	0,49
Na ₂ O	0,60	2,9	2,31	2,27	2,10	2,95
K ₂ O	0,70	2,4	1,82	1,85	2,40	3,28
H ₂ O ⁺	-	8,5	3,05	1,44	3,70	2,88
H ₂ O ⁻	4,52		0,38	0,27	0,52	0,73
P ₂ O ₅	0,35	0,3	0,05	0,15	0,18	0,12
CO ₂	-	-	0,05	-	0,04	0,67
SO ₃	0,60	-	0,14	-	0,25	-
П.п.п.	7,01	-	0,15	-	-	-
Σ	99,92	-	99,42	99,80	99,40	99,97
K ₂ O/Na ₂ O	1,17	0,83	0,79	0,81	1,14	1,11
Al ₂ O ₃ /Na ₂ O	16,1	6,0	7,0	5,60	7,50	5,2

Примечание. 1 - известковистые алевропелитовые илы современных рифтовых зон Индийского океана (Розанова, 1971); 2 - глубоководные красные глины (Мияки, 1969, Безруков и др. 1970); 3 - глинистые сланцы и филлиты Налачевской протогеосинклинали; 4 - аспидные сланцы, филлиты и слабометаморфизованные и псаммитовые породы плато Абукума, Япония (Miyashiro, 1958); 5 - глинистые сланцы протогеосинклинали францисканской формации Калифорнии (Bailey a.o., 1964); 6 - глинистые породы внешней складчатой зоны Японии (Miyashiro, Nagamura, 1966); 7 - гли-

еевые меловые осадки с достаточным основанием могут быть отнесены к талассо- или протогеосинклинальным. К сожалению, приводимые Н.А. Богдановым (1969), и А.А. Маракушевым и др. (1971) доказательства в пользу океанического основания таких геосинклиналей не выводят проблему из рамок предположения, хотя и достаточно обоснованного. Однако решение этого вопроса представляется чрезвычайно важным как для понимания особенностей эволю-

	7	8	9	10	11	12	13
	61,46	55,54	65,31	56,48	-	62,49	60,91
	1,00	0,90	0,63	0,90	0,70	0,90	0,87
	18,71	22,29	15,81	18,86	19,90	19,57	18,92
	1,70	2,84	1,83	4,07	4,47	1,87	6,38
	4,47	3,47	3,25	2,49	-	5,29	2,04
	0,04	0,08	0,08	2,46	0,07	0,18	0,08
	2,00	2,32	2,08	0,06	1,84	2,10	1,78
	0,98	0,25	0,34	0,88	0,61	1,25	0,43
	2,49	1,84	2,09	1,23	1,92	1,65	0,71
	2,30	3,23	3,84	2,96	4,39	4,53	3,83
	3,27	4,96	3,36	6,19	-	-	4,39
	0,16	0,18	0,61	1,78	-	-	-
	-	0,13	0,10	0,13	-	0,17	0,02
	-	0,14	0,76	0,46	-	-	-
	-	Нет	-	Нет	-	-	-
	-	0,36	-	0,20	-	-	-
	99,58	99,53	100,09	99,16		100,00	100,36
	1,32	1,76	1,84	2,41	2,28	2,36	5,40
	7,50	12,1	7,6	15,3	10,4	11,9	26,6

нистые сланцы и филлиты Срединного хребта Камчатки (Маракушев и др., 1971); 8 - глинистые сланцы эвгеосинклинали Большого Кавказа (Ронов и др., 1965); 9 - глинистые сланцы внутренней складчатой зоны Японии (Miyashiro, Nagamura, 1966); 10 - глинистые сланцы миогеосинклинали Большого Кавказа (Ронов и др., 1965); 11 - глинистые породы Патомского нагорья, Забайкалье (Портнов, Жаднова, 1969); 12 - глинистые породы восточной фации кaledонид Скандинавии (Vogt, 1927); 13 - филлиты Ханкайского массива. Приморье (Маракушев и др., 1971)

ции конкретной структуры, так и для общей теории пространственно-временных соотношений комплекса геологических явлений в области перехода от океана к континенту.

В связи с этим нами предприняты поиски дополнительных аргументов, проливающих свет на состав и состояние меловой коры в основании Налачевской протогеосинклинали.

Специальные исследования состава глинистых осадков в зависимости от их геологического–структурного положения и возраста предпринимались А.П. Виноградовым и А.Б. Роновым (1956) и очень обстоятельно А.Б. Роновым и др. (1965). В последней работе было показано, что "в направлении от платформы к внутренним зонам геосинклиналии возрастает ювенильность осадочного материала, состав которого все больше приближается к среднему составу магматогенного комплекса данной геосинклинальной области" (Ронов, 1965, стр.75). Этот вывод для нашего анализа имеет очень большое значение. В частности, авторами цитируемой работы было показано, что количество окиси натрия и натрий – калиевые отношения достигают максимальных значений в глинах эвгеосинклиналии (табл.1, рис.3). Авторы это связывают с тем, что глинистые осадки отражают состав материнских выветриваемых пород и тем в большей степени, чем интенсивнее последние разрушаются, а продукты разрушения захороняются.

Иллюстрацией этого положения могут служить данные Т.В. Розановой о составе глинистых осадков из рифтовых зон Срединных хребтов Индийского океана (Розанова, 1971). Приводимые ею химические анализы известковых алевритовых и алевритово–пелитовых илов со дна рифтового ущелья показывают обогащенность ихмагнием и кальцием при крайне низком содержании щелочей. Это находится в прямом соответствии со строением и составом коры в области Срединно–океанического хребта и рифта. Как известно (Виноградов и др., 1969; Удинцев, 1969; Удинцев, Чернышева, 1966; Чернышева, 1969; Raith, Shor, 1964 – из Деменицкой, 1967), ложе Индийского океана слагает кора океанического типа, а на дне рифтовой зоны Аравийско–Индийского Срединного хребта предполагается выход на поверхность пород мантии. Набор пород, поднятых драгированием, типично "океанический": ультрабазиты в разной степени серпентинизированные, габброиды, высокоглиноземистые толеитового типа базальты и субщелочные базальты.

Данные о составе глубоководных глинистых осадков открытых океанов Е.Д. Гольдберга и Г.О. Аррениуса (Безруков и др., 1970) и З.Л. Суйковского, В.В. Руби, Э. Полдерварт (Грин, Полдерварт, 1963) и др., противоречивы. Совершенно очевидно, однако, что в открытом океане на коре океанического типа отлагаются и глины с высоким содержанием калия и низким содержанием натрия.

На рис. 3 нанесена серия точек (15–20), отвечающих средним составам глинистых минералогических комплексов из осадков Тихого океана (Горбунова, 1970). Точки соединены линией. Наиболее калиевый гидрослюдисто–хлоритовый комплекс (точка 15) формируется за счет выноса этих минералов реками с азиатского материка и золового выноса из аридных районов Азии и Северной Америки. Как видно на рисунке, этот тип осадков почти тождествен глинам Русской платформы (точка 14). Наименее калиевый состав в серии современных осадков Тихого океана (точка 20) (соответствует железо–марганцевым отложениям) известен в Восточно–Тихо-

океанском поднятии. Отсутствие глинистых минералов в этом типе осадков свидетельствует о крайне слабом поступлении в него терригенного материала. Этот тип осадков относится к марино-поствулканическим осадкам, формирующимся под воздействием термальных вод (Батурин, 1971. Петелин, 1971). Распространение их приурочено к тектонически активным зонам и преимущественно совпадает с максимальными значениями теплового потока через океаническое дно (Bostrom, Peterson, 1966, 1969). На этом типе осадков в наибольшей степени сказывается роль эндогенного и местного факторов.

Монтмориллонитовый тип глинистых осадков (точка 19) также формируется за счет местных источников питания – кор выветривания вулканических пород островов и подводным выветриванием пирокластического материала. Самый значительный максимум монтмориллонита приурочен к юго-восточной части Тихого океана и связывается американскими авторами (Griffoin a.o., 1968) с вулканической деятельностью. Однако, по мнению М.А. Ратеева (1971), монтмориллонитовый тип осадков формируется при заметном воздействии выноса из тропической и субтропической зон, где он образуется в корах выветривания при замедленном дренаже.

Остальные минеральные типы глинистых фракций осадков (точки 16–18) представляют собой смеси гидрослюд, хлоритов, монтмориллонитов и каолинитов и образуются при несомненно подавляющей роли континентального выноса.

Таким образом, приведенный краткий обзор современного глинистого осадкообразования в океанах свидетельствует о том, что лишь глинистые осадки рифтовых зон срединно-океанических хребтов и железо-марганцовистые осадки Восточно-Тихоокеанского поднятия содержанием щелочей прямо отражают состав подстилающего субстрата (океанической коры) и ювелирного вулканического материала. Все остальные типы современных осадков океанов существенно обогащены калием за счет выноса последнего с окружающих континентов и островов и поэтому не соответствуют состоянию океанической коры, на которой отлагаются.

Возвращаясь к вопросу о возможности реконструкции состава и состояния коры по содержанию щелочей в глинистых породах, следует напомнить некоторые важные для этого особенности формирования глин. Как известно, наиболее инертным компонентом, накапливающимся в продуктах выветривания, является алюминий, наиболее подвижным – натрий. По своей миграционной способности калий занимает промежуточное положение. Поэтому, чем более глубокие преобразования совершаются в процессе выветривания материнской породы, тем больше продукт выветривания (глина) будет отличаться от нее по алюминий–натриевому и калий–натриевому отношению. Эти коэффициенты всегда будут больше в глинах, чем в исходных материнских породах. Зная эти отношения для глин, мы тем самым определенно можем утверждать, что в исходных породах они были меньше. Иллюстрацией этому может служить табл. 2, где приведена

Таблица 2

Изменение коэффициентов $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$ $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ в процессе

Порода	Не измененная	Разные типы вторичных			
Гранит	3,3 1,2	3,9 1,4	41,2 13,2	- -	- -
Гранит	4,7 1,6	6,9 2,5	4,2 1,3	57,1 17,7	424,0 64,2
Гранит-порфир	4,1 1,3	3,9 1,2	6,9 2,4	9,2 3,7	48,8 14,6
Гранодиорит-порфир	4,3 0,7	5,4 1,1	98,5 13,8	96,0 22,9	- -
Гранодиорит-порфир	4,7 0,8	5,7 1,1	5,7 1,2	4,7 0,9	5,0 1,0
Гранит	5,2 1,9	112,0 17,2	- -	- -	- -
Диабаз	3,5 0,4	3,8 0,4	- -	- -	- -
Туф	11,3 2,8	68,3 0,7	- -	- -	- -
Базальт	4,5 0,4	13,4 0,8	4,8 0,6	- -	- -
Кварцевый диорит	4,8 0,2	17,9 0,8	- -	- -	- -
Гранит	3,4 1,1	3,9 1,4	- -	- -	- -
Сиенит	2,9 0,9	5,4 2,0	- -	- -	- -
Хлоритовый сланец	45,5 <0,01	33,2 0,9	40,0 0,7	69,3 22,4	- -
Хлорит	158,0 0,08	74,5 0,5	100,0 2,2	- -	- -
Гранит	1,0	1,1	6,0	-	-
Кимберлит	9,8 0,9	27,8 3,5	>316,0 >38,0	19,8 5,5	- -
Кемберлит	57,3 0,8	37,8 1,2	5,6 1,2	23,5 1,2	196,5 17,5
Кимберлит	26,2 2,4	31,9 4,4	24,5 3,3	- 4,6	- -

преобразования кристаллических пород в глинистые*

изменений	Среднее для измененных пород	Кратность увеличения коэффициента	Источник	Примечание
-	-	22,6	6,7	Г.Г. Волостных, 1972
-	-	7,3	6,1	Гидротермальная аргиллизация
-	-	126,0	27,0	
-	-	21,4	13,4	
44,3	40,7	26,5	6,5	
12,5	12,0	7,7	6,0	
-	-	66,7	15,5	
-	-	12,6	18,0	
5,0	-	5,2	1,1	
1,0	-	1,0	1,2	
-	-	112,0	21,6	У.Д. Келлер, 1963
-	-	17,2	9	Поверхностное выветривание
-	-	3,8	1,1	
-	-	0,4	1,0	
-	-	68,3	6,0	
-	-	0,7	0,2	
-	-	9,1	2,0	Ж. Педро, 1971
-	-	0,7	1,8	
-	-	17,9	3,7	
-	-	0,8	4,0	
-	-	3,9	1,1	
-	-	1,4	1,3	
-	-	5,4	1,9	Ж. Милло, 1968
-	-	2,0	2,2	
-	-	47,8	1,1	А.П. Афанасьев,
-	-	7,9	>785	
-	-	87,3	0,6	1963
-	-	1,3	16,6	
-	-	3,6	3,6	А.П. Никитина, 1971
-	-	>120,0	>12,0	
-	-	>14,8	>4,2	
76,4	>10,0	>58,3	>1,0	
8,8	>25,0	>9,2	>30,1	
-	-	26,6	1,0	
-	-	4,1	1,7	

* Верхняя строка $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$, нижняя $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$

случайная подборка кристаллических пород и их продуктов выветривания и гидротермальной аргиллизации. За исключением двух случаев (Келлер, 1963), во всей выборке щелочное отношение возрастает от исходной породы к выветренной иногда в десятки раз, а в среднем в шесть (за вычетом экстремальных значений). Согласно же данным Б. Мейсона (1971) для всей совокупности глинистых пород это увеличение сравнительно с изверженными породами равно трехкратному.

Для алюминий-натриевого отношения по приведенной выборке увеличение коэффициента в среднем достигает шестикратного, а для всей совокупности изверженных и глинистых пород — трехкратного.

Следовательно, сравнивая отношение калия и натрия в глинистой породе с известными отношениями для того или иного класса пород мы можем исключить из искомого "прообраза" глин те породы, в которых эти отношения выше нормы. При этом всякие сравнения должны вестись, конечно, на основе средних значений, исключающих случайные отклонения. Например, в среднем, красные глины Тихого океана не могли произойти не только из гранитов, но даже из гранодиоритов. Глинистые породы рифговых зон Индийского океана выветриванием гранита также не могли быть получены. Однако калий-натриевое отношение в диоритах допускает возможность получения этих глин из них.

Если же обратиться к алюминий-натриевому отношению (коэффициент зрелости осадка), то согласно этому показателю красные глубоководные глины и илы рифговых зон могут быть производными только ультраосновного вещества мантии, т.к. это отношение у них ниже всех вероятных исходных пород, кроме гранитов, а последние исключены калий-натриевым отношением. Глинистые фракции осадков океана характеризуются высокой степенью преобразования сравнительно с исходным веществом и даже валовым составом осадка. По характерным коэффициентам они могут быть производными от любых петрографических типов пород, в том числе гранитов.

Таким образом, выводы, основанные на использовании характерных отношений в глинистых осадках, полностью соответствуют результатам комплекса геолого-океанологических исследований.

Основываясь на данных табл. 2 и графика (рис. 3), резюмируем их: глинистые породы с калий-натриевым отношением (в окисной форме) меньшим, чем 1,75–1,20 не могут быть производными от гранитных пород, а если отношение это в глинах меньше, чем 0,36, то они могли возникнуть только за счет толеитовых базальтов и ультраосновных пород. Промежуточные значения этого коэффициента указывают на вероятность участия в образовании глин, кроме океанического комплекса, и пород габбро-диоритового ряда. Однако следует иметь в виду, что высокое значение коэффициента вовсе не обязательно для глин, образовавшихся только на гранитной коре.

Все эти данные свидетельствуют о правомерности и перспективности параллелей, проводимых нами для реконструкции условий осадконакопления в Налачевской геосинклиналии. Совершенно очевидно,

что по фациальному и химическому облику осадков не может быть проведена полная аналогия между современным осадкообразованием в рифговых зонах океанов и Налачевской геосинклиналью. Несмотря на то, что по щелочному коэффициенту Налачевские глины даже более океанические (0,79 и 0,17 соответственно), по ряду других признаков (алюминий-натриевый коэффициент, общее количество щелочей и кремния, содержание кальция и магния) они существенно отличаются от илов рифговых зон и явно не могут быть производными ультраосновного материала. Кроме того, весь набор меловых осадков, характеризуемых преимущественно набором хемогенного и тонкого пелито-алевролитового и вулканогенного материала, с относительно небольшой долей грубой песчаной и вулканокластической примеси, существенно отличается от осадков рифговых ущелий. Основной тип там — гектонокласти, состоящие из обломков ультраосновных и основных пород. Вулканогенно-осадочные отложения в рифговых зонах представлены ритмично-слоистыми более или менее карбонатными осадками с примесью алевро-псаммитовых обломков базальтового материала.

Несколько ближе по химическому составу Налачевские глинистые породы красным глубоководным глинам. И тем не менее очевидно, что это — генетически разные образования, из чего следует, что осадконакопление в рассматриваемом районе в течение верхнего мела происходило и не в обстановке рифговых долин на океанически-мантийном основании, и не в глубоководных условиях открытого океана на базальтовой коре. Это был геосинклinalный прогиб, заложенный на коре безусловно не гранитного или даже гранодиоритового состава. Наличие диоритовой коры в основании верхнемеловой Налачевской геосинклинали также кажется маловероятным. Во-первых, этому противоречит слишком близкое значение калий-натриевого отношения в диоритах и Налачевских глинах (соответственно 0,63 и 0,79), что дает крайне незначительное превышение щелочного коэффициента при сравнительно высокой зрелости глинистых осадков. Во-вторых, алюминий-натриевый коэффициент в глинах не значительно отличается от этого отношения в диоритах (7,0 и 5,8), что не соответствует наблюденному увеличению коэффициента при выветривании кристаллических пород и преобразовании их в глинистые (в нашей выборке это соответствует шестикратному увеличению).

В этой связи представляют интерес данные А.Б. Ронова и др., (1965) для Русской платформы и Кавказа. Отношение Al_2O_3/Na_2O закономерно уменьшается от платформ к внутренним зонам геосинклинали и достигает минимального значения в эвгеосинклинали, наиболее сближаясь с исходными кристаллическими породами. В глинах оно меняется от 27,2 и достигает 12,1, в исходных породах Кавказа равно 4,5. Превышение коэффициента почти трехкратное (2,7). Аналогичная картина наблюдается и для отношения K_2O/Na_2O : 3,24 — Русская платформа, 2,41 — миогеосинклиналь, 1,76 — эвгеосинклиналь. В исходных породах — 0,62. Превышение

Таблица 3

Химический состав кремнистых и карбонатных пород мелового

Оксиды	1	2	3	4
SiO ₂	94,58	87,02	-	60,0
TiO ₂	Не обн.	0,03	-	-
Al ₂ O ₃	1,32	1,28	-	4,86
Fe ₂ O ₃	Не обн.	0,83	-	1,33
FeO	1,51	0,66	-	-
MnO	0,01	0,06	-	-
MgO	0,38	0,67	-	0,99
CaO	1,34	4,72	-	17,70
Na ₂ O	0,16	0,15	1,16	-
K ₂ O	0,51	0,15	0,74	-
H ₂ O ⁺	-	1,01	-	-
H ₂ O ⁻	0,11	0,12	-	0,36
P ₂ O ₅	0,04	-	-	-
SO ₃	0,18	0,35	-	0,11
П.п.п. (CO ₂)	-	3,50	-	14,60
Σ	100,14	100,55	-	-
Аналитик	В.Карпова, А.Ильина	Г.Ф.Некра- сова	-	-

Примечание. 1 - кремнистая порода, р.Халактырка; 2 - кремнистый сланец, р.Кижиценок, Ганальский хр.; 3 - кремнистая порода, г.Раковая; 4 - кремнисто-карбонатная порода, Ганальский хребет; 5 - рассланцеванный псаммитовый карбонатный туф, Гана-

также почти трехкратное. Скорее всего источником материала для верхнемеловых Налачевских глин служили породы средне-основного состава: диориты, базальты, габбро. В этом случае седиментация происходила в бассейне с океаническим и переходным к континентальному типом коры.

В это же время к западу от Налачевской геосинклинали на территории нынешнего Срединного и, возможно, частично Ганальского хребтов существовали условия, типичные для эвгеосинклинали. Об этом свидетельствует идентичность состава отлагавшихся там глин

фундамента Юго-Восточной Камчатки

	5	6	7	8	9	10
	58,02	55,24	54,0	25,12	23,56	3,80
	0,63	0,15	0,14	0,28	0,17	-
	15,28	4,29	4,39	10,59	3,30	-
	6,61	1,20	1,15	3,41	3,41	-
	Не обн.	-	-	-	Не обн.	-
	То же	-	-	-	То же	-
	3,72	0,64	0,75	1,36	3,36	0,12
	9,28	21,16	20,90	27,68	38,72	52,26
	3,60	-	-	3,44	0,98	-
	-	-	-	-	-	-
	-	-	-	-	Не обн.	-
	0,21	0,40	0,25	0,21	0,20	-
	-	-	-	-	-	-
	-	0,09	0,09	-	-	-
	5,13	-	17,22	20,65	28,54	41,01
	102,48	-	-	-	102,21	99,04
	Цыган- кова	-	-	-	-	-

льский хр.; 6 - кремнисто-карбонатная порода, Ганальский хр.; 7 - кремнисто-карбонатная порода, Ганальский хр.; 8 - карбонатный туф, Ганальский хребет; 9 - карбонатный алевритовый туф, Ганальский хребет; 10 - известняк, р.Вахиль.

глинистым породам таких геосинклиналей, как Кавказская и внутренней складчатой зоны Японии. Как впервые отмечено А.А.Маркушевым и др. (1971), калий-натриевое отношение в пелитовых породах этой стадии развития геосинклиналей действительно повышается по сравнению с таковыми в протогеосинклинали. По-видимому, в этом отражается возрастная зрелость коры, ее большая гранитизация. Однако то обстоятельство, что точки, соответствующие глинам эвгеосинклиналей, попадают в поле гранитов (в среднем характеризуются той же величиной калий-натриевого отношения), указы-

вает на "догранитный" в целом состав выветриваемых пород в период развития эвгеосинклиналей. Последующий рост относительной роли калия в глинах означает переход к миогеосинклинальным условиям, проявляющимся в обстановке типичной континентальной коры.

Вторым по распространенности фациальным типом осадочных пород (помимо вулканических) являются кремнистые осадки. Состав их значительно варьирует от почти чистого кремнезема до обогащенных кремнеземом глинистых сланцев и туфов (табл. 3). Однако не во всех случаях промежуточные по составу типы осадков могут рассматриваться как механические смеси кремнистого с глинистым или туфовым материалом. Об этом свидетельствуют нехарактерные для вулкаников и глин соотношения между рядом компонентов в кремнистых породах. В некоторых случаях они сильно перебогащены относительно инертного алюминия железом, марганцем, кальцием, калием, фосфором и серой. Зараженность кальцием и, вероятно, частично магнием объясняется примесью карбонатов. Для остальных компонентов необходимо предполагать иной, чем механическое примешивание, источник, связанный, как нам кажется, с гидротермальной природой самого кремнезема, о чем пойдет речь ниже.

В разрезах и по латерали кремнистые фации тесно ассоциируют в первую очередь с вулканогенными породами. К вулканогенно-кремнистой ассоциации в несколько меньшем количестве присоединяются глинистые осадки. В среднем для всей юго-восточной Камчатки соотношение между объемами глинисто-песчаных пород, вулканитами и кремнистыми сланцами оценивается как 7 : 3 : 1. Однако распределяются эти фации в пространстве неравномерно. На рис. 4 схематично обобщены все имеющиеся на сегодня материалы о фациях верхнемел-палеогенового фундамента Налачевской структуры. Вырисовывается закономерный характер размещения фаций осадочных и вулканогенных пород мел-палеогенового возраста. В центре структуры, охватывающей бассейн рек Авачи и Налачева господствуют песчано-глинистые отложения. Лишь в районе восточных склонов Ганальского хребта к ним присоединяются вулканогенные фации — туфы, туффиты, туфогенные песчаники. Аналогичные соотношения наблюдаются на р. Половинке Елизовской, где в южном направлении к глинистой толще присоединяются вулканические и вулканогенно-осадочные породы.

С двух сторон (юго-западной и северо-восточной) полоса песчано-глинистых отложений оконтуривается сложным комплексом вулканогенно-осадочных отложений, среди которых существенную роль играют кремнистые фации и примешиваются карбонатные осадки. Последние делятся на два типа: чисто карбонатные (табл. 3 анализ 10) и вулканогенно- и кремнисто-карбонатные (табл. 3 анализы 5-9). Известняки и мергели, относящиеся к первому типу, распространены только вдоль восточного обрамления осевой песчано-глинистой толщи. Здесь они образуют пласты и линзы мощностью до

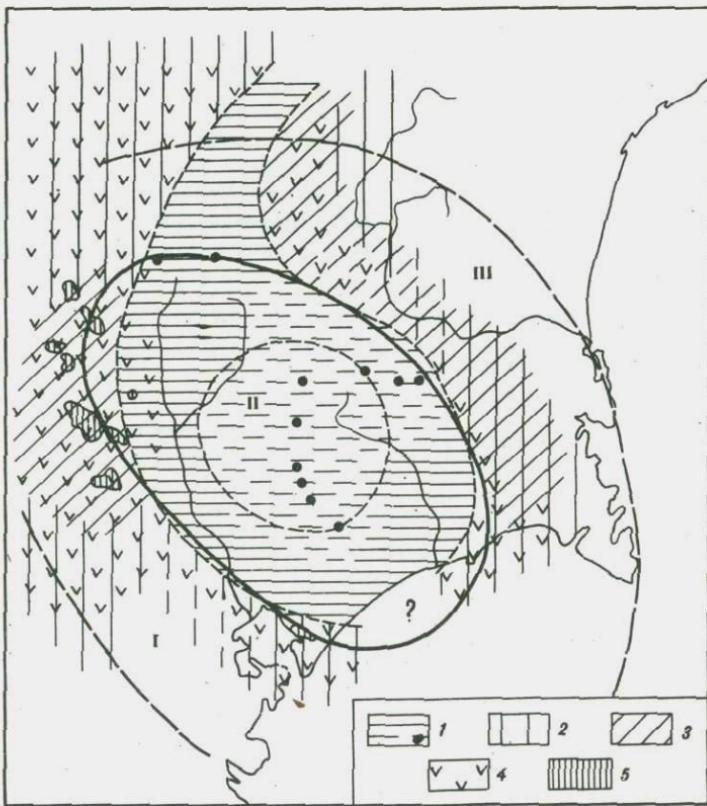


Рис. 4. Схема размещения фаций верхнемеловых–нижнепалеогеновых (?) геосинклинальных осадков Юго–Восточной Камчатки

1 – преимущественное распространение глинисто–песчаных отложений (частью предположительно); 2 – наличие в разрезах кремнистых фаций; 3 – ареолы распространения карбонатных осадков; 4 – вулканогенный компонент осадков (туфы, граувакки, лавы); 5 – интрузии

Концентрическими линиями изображены современные контуры Налачевского купола (см. рис. 1), точками – современные и верхнечетвертичные вулканы. Структурно–фациальные зоны: I – Ганальская; II – Налачевская; III – Жупановская

десятков метров среди алевролитов, аргиллитов, песчаников, гравелитов, кремнистых пород с редкими и относительно незначительными прослойями вулканогенного материала. На западе структуры, в Ганальском хребте, довольно широко распространен только второй тип карбонатных осадков. Обычно это кремнисто–карбонатные породы с примесью туфогенного материала, либо псамmitовые туфы, более или менее обогащенные карбонатами.

Таблица 4

Соотношение разных типов пород в структурно-фациальных зонах мел-палеогеновой (?) геосинклиналии Юго-Восточной Камчатки, тыс.³ км³

Типы осадков	Зоны			В целом для юго-восточ-ной Кам-чатки
	Ганаль-ская	Нала-чевская	Жупа-новская	
Песчано-глинистые	6	42	9	57
Вулканогенно-осадочные, вулканогенные и плутонические	13	3	8	24
Кремнистые	6	-	2	8
Карбонатные	0,05	-	1	1
	25	45	20	90

Парагенезис вулканического материала с кремнистыми и карбонатными фациями очевиден. Отличие западной Ганальской зоны от восточной Жупановской состоит в повышенной интенсивности вулканогенных процессов и подавлений ими чистых кремнистых и карбонатных фаций. В Жупановской зоне разрезы характеризуются в общем генетически более чистыми фациями, сочетающимися с относительно ослабленными проявлениями вулканизма. Лавы обнаружены только на крайнем юго-востоке зоны, в районе Налачевского мыса.

Количественные соотношения между типами осадков в пределах каждой зоны существенно отличаются (табл. 4).

Для расчета была принята следующая средняя мощность мел-палеогеновых осадков в разных структурно-фациальных зонах: для Ганальской зоны - 4,5 км, для Налачевской зоны - 6 км, для Жупановской - 4 км. Однако для Ганальской зоны частично (Ганальский хребет) в основу расчета положена сокращенная мощность (2 км), вследствие резкого подъема структуры, эрозии и, вероятно, выхода здесь на поверхность более древних отложений. Принятые различия средних мощностей продиктованы разными условиями осадконакопления и последующей эрозией в этих зонах, но имеют тем не менее ориентировочный характер.

Приведенные данные полностью соответствуют положению вулканогенно-кремнистых формаций в классификациях кремнистых пород, содержащихся в работах Н.С.Шатского (1954), Г.А.Каледы (1956), Н.М.Страхова (1963), К.Б.Краускопфа (1963), Г.С.Дзоценидзе (1965) и др. В этих работах единодушно высказывается представление об эндогенной природе кремнезема, выносимого из глубин

Земли разными формами вулканической деятельности и отлагаемого вблизи от центров вулканизма.

Для палеореконструкций особый интерес представляют данные о распределении осадочных формаций в пределах современных геосинклинальных систем. Систематизация и обобщение обширного материала по этому вопросу в последнее время предприняты И.О.Мурдмана (1971). Выделяются следующие структурно-фашиальные области современного геосинклинального осадкообразования: 1) фации геосинклинальных котловин окраинных или межостровных морей (глубина 3–7 км, в среднем 4–5 км); 2) фации геосинклиналей островных дуг и 3) фации глубоководных океанических желобов (глубина 5–11 км). Сопоставление с ними выявленных особенностей мел-палеогеновых структурно-фашиальных зон юго-восточной Камчатки показывает, что при современной изученности сравниемых явлений остается еще очень много неопределенностей. Ясно, что срединную Налачевскую песчано-глинистую зону сопоставлять с срединными прогибами островных дуг, по-видимому, нет оснований. Этому противоречат как ее размеры (ширина 80 км в современных очертаниях и до 120 км – в первичных), так и слишком тонкий материал ее осадков. Для сравнения остаются котловины окраинных и межостровных морей и океанические желоба (фашиальное и химическое происхождение рассматриваемых образований с осадками рифтовых зон срединноокеанических хребтов было показано выше). У нас нет убедительных доказательств, чтобы отнести Налачевскую геосинклиналь к тому или иному типу подводных тектонических структур. Тем не менее наличие вулканизма по обе стороны прогиба, кажущееся вероятным его замыкание на юго-востоке, мощность осадков, изометричные очертания прогиба и его размеры делают более предпочтительными параллели со структурами межостровных котловин, типа Индонезийских: Сулу, Сулавеси, Макасарская, Молуккская, Банда. Они сравнимы по ряду признаков (фации и мощность осадков, морфология и др.), кроме состава вулканитов. К рассмотрению последних мы и перейдем.

Извещенные породы

Для воссоздания геолого-структурных условий и главным образом состава и состояния земной коры в мел-палеогеновое время на Юго-Восточной Камчатке очень полезными могут оказаться и данные о химическом составе изверженных пород. Для этого, однако, предварительно должен быть решен вопрос о соответствии нынешнего и первичного состава пород. Для осадков этот вопрос решался нами методом исключения из выборки сомнительных образцов. Для магматических пород данный метод не пригоден, так как все такие породы связаны с Ганальской структурно-фашиальной зоной, где метаморфизм проявился особенно интенсивно вплоть до амфиболитовой фации.

В настоящее время вопрос об изменении первичного состава пород в ходе регионального метаморфизма остается открытым. Одни

Таблица 5

Химический состав вулканических пород мелового фундамента Юго-

Оксиды	1	2	3	4
SiO ₂	45,44	46,02	46,36	46,50
TiO ₂	0,64	2,12	1,27	0,60
Al ₂ O ₃	19,36	15,59	17,62	13,71
Fe ₂ O ₃	6,70	4,76	4,63	3,21
FeO	3,99	5,74	4,54	5,07
MnO	0,11	0,24	0,20	0,28
MgO	5,03	5,72	7,37	7,79
CaO	10,74	12,69	7,78	13,28
Na ₂ O	2,39	3,36	3,23	3,60
K ₂ O	1,20	0,29	0,68	0,31
H ₂ O ⁺	-	1,36	3,37	1,89
H ₂ O ⁻	0,28	0,18	0,42	0,09
P ₂ O ₅	-	0,07	0,24	-
CO ₂	-	1,43	2,10	4,10
SO ₃	-	Сл.	0,05	-
П.п.п.	4,68	-	-	-
Σ	100,56	99,67	99,71	100,01
Na ₂ O/K ₂ O	0,50	0,09	0,21	0,09

авторы развивают старые представления Бекке, Грубенмана, Гольдшмита, Эскола и др. об "изохимическом" превращении больших объемов пород (Н.Л.Добрцов и др., 1970; Кепежинская, 1969; Алексеев, 1969 и др.). Согласно данным другой группы исследователей, в процессе метаморфизма порода преобразуется под влиянием и при участии подвижных компонентов, среди которых, помимо воды, в первую очередь отмечены щелочи (Коржинский, 1969, 1973, Барт, 1956; Маракушев, 1965 и др.). Тем не менее следует отметить, что сторонники "изохимизма" все-таки вынуждены признать обогащение в некоторых случаях натрием первичных пород геосинклинали в процессе метаморфизма ранних этапов. С такой возможностью нам тоже следует считаться при реконструкциях.

Восточной Камчатки

	5	6	7	8	9
SiO ₂	47,16	48,50	49,52	51,20	51,24
TiO ₂	2,21	1,22	0,64	0,52	0,89
Al ₂ O ₃	16,73	17,42	16,84	19,23	14,80
Fe ₂ O ₃	3,46	5,54	1,21	3,00	6,71
FeO	8,10	4,02	7,46	5,41	6,95
MnO	-	0,25	0,20	0,09	0,30
MgO	4,77	10,41	4,50	5,18	4,53
CaO	9,44	12,60	7,62	8,99	6,86
Na ₂ O	3,63	3,36	2,72	1,72	3,96
K ₂ O	0,34	0,22	0,20	2,37	0,82
H ₂ O ⁺	1,16	1,62	2,42	-	2,12
H ₂ O ⁻	0,15	0,15	0,20	0,27	0,34
P ₂ O ₅	0,35	-	0,09	-	-
CO ₂	0,28	-	-	0,52	3,00
SO ₃	0,17	-	0,33	0,17	0,02
П.п.п.	-	-	2,42	-	-
Σ	100,17	100,47	99,44	100,14	100,86
Na ₂ O/K ₂ O	10,07	0,07	0,07	1,38	0,21

Магматизм мел-палеогенового этапа Юго-Восточной Камчатки представлен вулканическими и плутоническими фациями. Вулканиты образуют две дискретные группы: базальты и кислые породы (табл. 5).

По своему геологическому положению, ассоциации с типами осадочных пород и кислыми вулканитами базальты носят двойственный характер: они обладают признаками как спилито-диабазовой, так и андезитовой формаций (Кузнецов, 1964). С первой их роднит положение в типично геосинклинальном разрезе, напряженная складчатость, преимущественно подводная обстановка извержения, зеленокаменное преобразование. Близость к андезитовой формации мел-палеогеновых базальтов определяется их приуроченностью к областям поднятия в геосинклинали и образованием ими цепочечных гряд типичных островных дуг с частично наземными формами вулканизма. Оса-

Таблица 5 (окончание)

Окислы	10	11	12	13
SiO ₂	53,36	53,46	53,76	55,68
TiO ₂	0,89	0,67	0,85	0,30
Al ₂ O ₃	15,38	17,36	19,69	18,96
Fe ₂ O ₃	3,10	3,37	1,00	2,54
FeO	6,44	6,84	4,87	4,34
MnO	0,21	0,28	0,13	0,13
MgO	4,12	4,25	2,47	5,60
CaO	6,14	4,98	8,99	6,20
Na ₂ O	1,87	4,53	3,86	4,52
K ₂ O	2,70	0,11	1,38	1,64
H ₂ O ⁺	2,67	3,04	1,22	-
H ₂ O ⁻	0,36	0,45	0,22	0,35
P ₂ O ₅	-	-	-	0,28
CO ₂	0,13	-	-	-
SO ₃	0,07	-	0,17	-
П.п.п.	-	-	2,26	-
Σ	100,67	99,91	100,15	99,84
Na ₂ O/K ₂ O	1,44	0,02	0,36	0,36

Примечание. Аналитики: 1 - П.В.Фадеев; 2-4, 6, 9-11 - Г.Ф.Некрасова; 7, 12, 14 - Т.В.Долгова; 8, 13 - В.Карпова, А.Ильина

1 - базальтовый туф, окрестности Малкинских горячих источников; 2 - туф базальта, р.Тумхан, Ганальский хребет; 3 - туф базальта, Ганальский хребет; 4 - туф базальта, р.Баранья, Ганальский хребет; 5 - амфиболовый гнейс (перекристаллизованный базальт?), Ганальский хребет; 6 - туф базальта, р.Тухман, Ганальский хребет; 7 - туф базальта, р.Киргуроп, Ганальский хребет; 8 -

новным же признаком, который объединяет рассматриваемые базальты с андезитовой формацией, является их химический состав. По данным В.А.Кутолина (1972), базальты андезитовой формации островных дуг и поясов молодой складчатости характеризуются сравнительно с океаническими базальтами повышенным содержанием крем-

	14	15	16	17	18
	56,04	50,30	71,40	73,80	72,60
	1,41	1,02	0,66	0,39	0,53
	15,48	17,01	13,72	11,85	12,58
	3,14	3,78		0,90	0,45
	5,37	5,65	4,34	1,50	2,92
	-	0,20	0,07	0,08	0,07
	5,08	5,48	1,91	1,96	1,93
	4,96	8,67	1,20	1,64	1,42
	4,16	2,94	3,33	4,53	3,93
	0,35	0,78	2,15	0,70	1,42
	2,88		1,27	1,49	-
	0,23		0,31	0,19	-
	-	0,21	-	-	-
	-	-	-	0,72	-
	-	-	-	0,02	-
	-	-	-	-	-
	99,62	-	-	-	-
	0,08	3,77	-	-	2,76

диабаз, р.Половинка Елизовская, 9 - туф базальта, Ганалы; 10 - туф базальта, р.Баранья, Ганальский хребет; 11 - туф базальта, р.Кижиченок, Ганальский хребет; 12 - туф базальта, Ганальский хребет; 13 - туф андезито-базальта, р.Халактырка; 14 - туф андезито-базальта, р.Каменистый, Ганальский хребет; 15 - среднее для основных пород; 16 - туф липарита, Ганальский хребет; 17 - для экструзии плагиопорфира, Ганальский хребет, р.Собачья; 18 - среднее для кислых пород.

незема и алюминия и низким содержанием окислов титана, двухвалентного железа, магния и кальция. Этими же признаками характеризуются и наши базальты. В.А.Кутолиным получены уравнения дискриминантных функций для определения формационной принадлежности базальтов. Решение этих уравнений применительно к нашему

случаю показало, что средний мел-палеогеновый базальт Юго-Восточной Камчатки относится к андезитовой формации. Использование в этих целях единичных анализов (табл. 5) выявило их неоднородность, а два анализа (№ 2 и 5) были классифицированы как океанические толеитовые базальты. Между тем непосредственное сравнение анализов позволяет выявить более тонкие классификационные признаки, чем это дает метод дискриминантных функций. В выведенных уравнениях в качестве делящих признаков формально употребляются содержания от шести до трех окислов, фактически же во многих уравнениях векторы коэффициентов у второстепенных окислов (TiO_2 или P_2O_5) столь велики, что разделение определяется по существу ими, а не основными породообразующими окислами или их совокупностями. Кроме того, каждая формация объединяет слишком разнородные ассоциации пород, отличающиеся в силу своего геолого-структурного положения по ряду петрохимических признаков. Поэтому в качестве эталонов сравнения, отражающих определенный уровень структурного развития коры, нами приняты следующие типы базальтов: 1) толеитовые базальты Гавай, как характеризующие вулканизм на догоесинклинальной океанической плите; 2) толеитовые базальты океанических поднятий на примере Восточно-Тихоокеанского – вулканизм тектонически активных зон океанов; 3) базальты Центральной группы Курильских островов; 4) базальты Алеутских островов – андезитовая формация наиболее ранних стадий развития островной дуги (табл. 6).

Для первых двух групп базальтов характерна кора океанического типа, для третьей и четвертой – субконтинентального (Тектоника Евразии, 1966). В выбранном нами ряду базальтов следует обратить внимание на последовательное изменение содержания таких компонентов как TiO_2 , Al_2O_3 , FeO . Кроме того, при переходе от океанических к субконтинентальным группам скачкообразно меняется содержание SiO_2 , MgO , K_2O . Положение среднего ганальского базальта в этом ряду двояко: по содержанию кремния и алюминия он ближе к океаническим формациям, по остальным компонентам – к андезитовым. Сравнение с выбранными эталонами отдельных анализов из табл. 5 дает основание предполагать, что эта выборка, помимо базальтов андезитовой формации, содержит и океанические базальты. Безусловно океаническими базальтами являются базальты 2, 5, 7. В них из шести признаков не более одного имеют андезитовый характер. Базальту 4 свойственны два признака, сближающие его с андезитовой формацией (недостаток титана и железа). Примерно равное количество океанических и андезитовых признаков характеризуют базальты 3, 6, 9, 11. Мы не знаем, какие из признаков главные, поэтому тоже вынуждены прибегнуть к формальному распределению по большинству. Основываясь на этом, мы расчленяем базальты мел-палеогеновой Ганальской структурно-фацевальной зоны на следующие ассоциации: 1) толеитовые базальты, излившиеся на коре океанического типа (28,5% всей выборки основных вулканитов); 2) базальты андезитовых формаций островных дуг, харак-

Таблица 6

Средние химические составы базальтов разных формационных типов

Оксиды	1	2	3	4	5
SiO ₂	49,10	49,31	52,59	51,25	50,30
TiO ₂	2,31	1,39	1,03	0,96	1,02
Al ₂ O ₃	14,76	16,15	18,29	18,36	17,01
Fe ₂ O ₃	3,64	2,41	3,50	3,62	3,78
FeO	7,80	6,79	5,86	5,84	5,65
MnO	0,17	0,16	0,19	0,18	0,20
MgO	7,68	7,99	4,74	5,17	5,08
CaO	10,43	11,78	9,54	10,10	8,67
Na ₂ O	2,05	2,82	2,69	3,06	2,94
K ₂ O	0,31	0,26	0,76	0,95	0,78
P ₂ O ₅	0,25	0,16	-	0,26	0,21

Примечание. 1 - толеитовый базальт Гавай; 2 - толеитовые базальты океанических поднятий; 3 - базальты Центральной группы Курильских островов; 4 - базальты Алеутских островов; 1, 2, 4 - из работы В.А.Кутолина (1972), 3 - В.В.Кепежинская (1970). 5 - базальт мел-палеогеновый Налачевской геосинклиналии.

терные для коры субконтинентального типа (43% выборки) и 3) базальты переходного типа, сочетающие в себе признаки океанических и андезитовой формаций (28,5%).

Отнести кислые вулканиты к какой-либо формации в настоящее время затруднительно. Они могут быть как фрагментом спилито-карбатофировой, так и андезитовой формаций. Правда, для выделения мел-палеогеновой андезитовой формации в понимании Ю.А.Кузнецова (1964), кроме состава базальтов и их геологического положения, пока еще очень мало данных. Главное, этому противоречит практически полное отсутствие андезитов - обязательного и главного члена андезитовой формации.

Интузивные породы мел-палеогенового возраста Налачевского купола разделяются на гипербазитовую и габбро-плагиогранитовую формации. Принадлежность серпентинизированных дунитов и перидотитов к самостоятельной гипербазитовой формации доказывается отсутствием переходов к основным породам, высоким магнезиально-железистым отношением, исчезающими малым содержанием щелочей, титана и алюминия (Пинус и др., 1958; Кузнецов, 1964).

Таблица 7

Средний химический состав plutонических пород мелового фундамента Юго-Восточной Камчатки

Окислы	Породы		
	Основные (8 анализов)	Средние (3 анализа)	Кислые (4 анализа)
SiO ₂	51,64	64,43	72,05
TiO ₂	0,62	0,69	0,34
Al ₂ O ₃	10,14	14,89	13,87
Fe ₂ O ₃	3,40	1,70	1,85
FeO	4,51	3,74	0,91
MnO	0,10	0,11	0,12
MgO	6,70	3,20	1,19
CaO	9,77	4,03	3,81
Na ₂ O	2,73	3,72	3,60
K ₂ O	0,84	2,27	1,22

Состав пород габбро-плагиогранитной формации очень близок спилито-кератофировой (табл. 7). Можно определенно параллелизовать отдельные члены этих формаций один с другим: габброиды с базальтами андезитовой формации, плагиограниты — с кератофирами. Количественные соотношения между петрографическими типами пород в вулканической и plutонической формациях тоже примерно сохраняются (Масуренков, Егоров, 1969). Интрузии синекладчатые. Возраст их по определениям калий-argonовым методом составляет 49–62 млн. лет (Шилин, Вольнец, 1968). Форма тел, глубина становления, контактовые ореолы, наряду с вышеупомянутыми данными, свидетельствуют, по нашему мнению, об их принадлежности к глубинным фациям вулканических каналов и невышедшем на поверхность фрагментам вулкано-plutонической ассоциации.

Гидротермальные процессы

Гидротермально-измененные породы в пределах нижнего структурного яруса распространены неравномерно. Основным структурным элементом, контролирующим их размещение, является Ганальская структурно-фациальная зона, сформированная комплексом тектоново-вулканических и осадочных процессов как геантклиналь островной дуги. Для сходной Жупановской зоны соответствующими данными

ми мы не располагаем. Имеющиеся на сегодня факты свидетельствуют об отсутствии гидротермально-измененных пород мел-палеогенового возраста в пределах срединной Налачевской структурно-фациональной зоны.

Ниже излагаются краткие сведения о гидротермальных изменениях формации вторичных кварцитов в пределах Ганальской зоны, взятые главным образом из материалов О.Н.Егорова.

Положение вторичных кварцитов определяют антиклинально-купольные структуры. Такие купола откартированы в бассейнах рек Покосной - Собачьей - Исхаладьча, Вактана Ганальского, Вактана Малкинского, Перевозной и на междуречье Перевозной-Корякской-Ключевки. В плане структуры овальные с размером осей 10-12 на 15-20 км. Длинные оси вытянуты на север-северо-запад. Структура купола первична. К ним приурочены центры мел-палеогеновой вулканической деятельности, а на периферии обнаружены прослои внутриформационных галечников из местных пород. Субширотное горизонтальное сжатие, обусловившее складчатость всей зоны, деформировало и купола.

Син vulkанические вторичные кварциты размещаются в центральных частях куполов на всех гипсометрических уровнях, вскрытых эрозией, в виде бессистемных мозаично расположенных пластовых тел. Эпивулканические вторичные кварциты связаны с этими же куполами, но приурочены к дизъюнктивным нарушениям. Отношение площадей син vulkанических кварцитов к эпивулканическим в целом примерно равно двум.

Возраст вторичных кварцитов определяется наложением их на меловые породы, непроникновением в миоценовую толщу среднего структурного яруса и наличием их галек в основании этого яруса. Калий-argonовым методом получены следующие значения абсолютного возраста вторичных кварцитов (млн. лет): 58, 37, 23 (Лаборатория ДВНИЦ, материалы О.Н. Егорова). Образцы, относящиеся к последним двум датам, взяты в 600-700 м от контакта с миоценовой интрузией гранодиоритов. Возможно этим обусловлено их некоторое омоложение.

Общая площадь, занятая породами вторичных кварцитов, по подсчетам О.Н. Егорова, равна примерно 2 км² (Масуренков, Егоров, 1969). Относительно вскрытой части Ганальской структурно-фациальной зоны это составляет около 0,1%. Нет никаких оснований ожидать увеличения доли вторичных кварцитов в глубоких горизонтах нижнего структурного яруса, поэтому представляется правомерным предположить, что такую же часть они составляют и по объему. Следовательно, общий объем вторичных кварцитов Ганальской структурно-фациальной зоны в принятых нами контурах (рис. 4, табл. 4) не превышает 30 км³. Если допустить полную аналогию между Ганальской и Жупайновской зонами и расширить контуры структуры до предполагаемых внешних границ Налачевской структуры, то общий объем мел-палеогеновых вторичных кварцитов составит немногим более 100 км³. Это предельная величина, выше ко-

Таблица 8

Привнос (+) и вынос (-) компонентов в процессе преобразования мел-

Оксислы	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	+89	-4	+26	+25	+267	+737	+208	+498
TiO ₂	-3	+1	-2	-1	-5	-13	+9	+8
Al ₂ O ₃	-108	+52	-60	+1	-33	-1	-153	-177
Fe ₂ O ₃	+10	+61	-6	+22	+48	-82	+32	+27
FeO	-27	-6	+22	-4	-136	-167	-41	-28
MnO	-3	0	0	-1	-8	-8	-3	-2
MgO	-138	-55	-28	-74	-380	-441	-8	+19
CaO	-141	+140	-90	+64	-379	-383	-91	-95
Na ₂ O	-291	-29	+206	-38	+78	-34	-650	-659
K ₂ O	-34	+21	+34	+7	+181	+233	+153	+139

Примечание. 1-3 - синвулканические вторичные кварциты; 4 - среднее, 5-15 - эпивулканические вторичные кварциты; 16 - среднее для эпивулканических кварцитов; 17 - средневзвешенное для всех кварцитов.

торой действительное значение едва ли может подняться, т.к. все следственные предположения "работают на максимум". Более реальной представляется величина, соотнесенная не со всеми породами Ганальской и Жупановской структурно-фациальных зон, а только с их вулкано-плутоническими и вулканогенно-осадочными фациями и равная всего 23 км³.

Настоящие расчеты предприняты нами для балансовой оценки движения вещества при гидротермальном преобразовании пород и литогенезе в мел-палеогеновое время. Помимо этих расчетов, в основу оценки должно быть положено поведение компонентов в гидротермальном процессе.

На основании приведенных данных по миграции компонентов в процессе гидротермального преобразования пород (табл. 8), вырисовывается вполне определенная картина для некоторых окислов.

Так, кремнезем привносится в породы почти на всех стадиях процесса как в син-, так и в эпивулканические кварциты, аналогично ведет себя калий. Для закисного железа, марганца, магния и кальция характерен вынос. В среднем для всей ассоциации вторичных кварцитов мел-палеогенового возраста надежно устанавливается привнос кремния и калия. Титан и окисное железо привносятся незначительно, остальные - выносятся. Следовательно, метасоматоз носит четко выраженный кремне-калиевый характер, а растворы содержали кремний, титан и калий в количествах, достаточных для их осаждения.

палеогеновых пород во вторичные кварциты (ат.клич./100 см³)

9	10	11	12	13	14	15	16	17
+360	+418	+453	+147	+788	-306	-128	+313	+121
+14	+16	-6	+10	+7	+30	+22	+8	+2
-151	-176	+11	+23	+43	-46	+36	-57	-18
+104	+72	-4	-29	-157	-3	-64	-5	+13
-104	-101	-146	-133	-144	-41	-91	-103	-37
-5	-5	-19	-19	-19	0	3	-8	-3
-149	-175	-833	-806	-833	-8	-166	-344	-164
-113	-106	-68	-37	-66	-183	-263	-162	-11
-650	-650	+73	+69	+53	-55	-246	-243	-106
+168	+9	+120	+138	+150	+20	+160	+134	+49

Для более полного суждения о составе метасоматических растворов нами используется метод водных вытяжек. Способ его применения для решения некоторых геологических задач изложен в ряде публикаций (Масуренков, 1965, 1969; Масуренков, Егоров, Комкова, 1967). Здесь кратко остановимся на характеристике водорасторимого комплекса пород мелового фундамента и некоторых сопоставлениях (табл. 9).

В его составе отмечается большое сходство в изверженных, осадочных породах разных ступеней метаморфизма и пропилитах. Некоторые отличия прослеживаются только для анионов: осадочные породы относительно обогащены сульфат-ионом. Повышение метаморфизма до амфиболитовых и эпидот-амфиболитовых фаций, что в довольно значительных масштабах проявлено в центральной части Ганальской структурно-фациальной зоны, также приводит к сдвигу в составе метаморфизующей гидросферы. Этому изменению в водорасторимом комплексе отвечает некоторое возрастание хлоридности. Общее количество водорасторимых соединений уменьшается от 46,3-49,5 до 37,7 мг/100 г породы.

Вторичным кварцитам соответствуют растворы сульфатного типа с преобладанием в катионной части шелочных металлов. По-видимому, специфика состава растворов, преобразующих породу во вторичные кварциты, связана не с особой генетической природой этих растворов, а с условиями миграции глубинных растворов и их взаимодействием с водами поверхностного формирования (Масуренков,

Таблица 9

Водорастворимый комплекс пород мелового фундамента Юго-Восточной Камчатки

Компоненты	1		2		3		4	
	мг/100 г	экв. %						
NH ₄	0,4	3,5	0,3	2,9	0,4	4,1	0,8	8,7
K	2,8	12,5	2,0	9,5	1,9	10,2	2,3	12,8
Na	3,2	24,2	3,3	27,7	2,6	23,4	3,0	28,2
Ca	5,1	44,2	4,2	41,0	4,2	43,6	3,0	32,5
Mg	1,1	15,6	1,2	19,0	1,1	18,7	1,0	17,8
Σ	12,6	100,0	11,0	100,1	10,2	100,2	10,1	100,0
Cl	2,0	7,90	2,4	10,8	3,5	18,8	2,4	12,2
SO ₄	10,0	29,5	5,0	16,8	3,9	15,3	11,1	41,2
HCO ₃	26,9	62,6	27,9	72,4	21,1	65,9	15,8	46,6
Σ	38,9	100,0	35,3	100,0	28,5	100,0	29,3	100,0
M	51,5	-	46,3	-	38,7	-	39,4	-

Примечание. Слабо метаморфизованные породы (фации филлитов, зеленых сланцев, пропилитов): 1 - осадочные породы (18 анализов); 2 - изверженные породы (48 анализов); 3 - сильно метаморфизованные

породы амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций (10 анализов); 4 - вторичные кварциты (43 анализа)

1969). Нельзя, конечно, исключать и некоторой перегруппировки ионов при метасоматозе в связи с дополнительным поступлением эндогенной легучей фазы. Так, несомненно увеличивается поток глинистых подкоровых хлоридов в области глубокого метаморфизма и активной гидротермальной деятельности (Масуренков и Пахомов, 1961). Обогащение растворов сульфатами способствует относительно большему насыщению их кремнеземом (Набоко, Сильниченко, 1960). Можно предположить, что в выносе огромных масс кремнезема в бассейн седиментации повинны именно те гидротермы, следствием деятельности которых было и образование вторичных кварцитов.

ОБЩЕЕ СОСТОЯНИЕ ДОКУПОЛЬНОЙ СТРУКТУРЫ В СВЯЗИ С ЭВОЛЮЦИЕЙ КОРЫ И ПОЛОЖЕНИЕМ ГРАНИЦЫ ОКЕАН - КОНТИНЕНТ

Фациальный анализ вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных пород фундамента показал закономерно зональное размещение их типов в пространстве (рис. 4). Центральная часть структуры выполнена глубоководными глинистыми и песчано-глинистыми осадками. С запада, востока и юга песчано-глинистые фации замещаются кремнистыми, вулканогенно-кремнистыми и вулканогенными с примесью карбонатов. Периферический сложный по составу тип осадков соответствует геоантклинальным условиям осадконакопления и формируется на подводных склонах поднятий, обрамляющих котловину. Для западной Ганальской структурно-фациальной зоны предполагаются условия частичного накопления вулканитов в наземной обстановке (цепь островов). Сравнительно с современными условиями геосинклинального осадконакопления фации Налачевской геосинклинали можно параллелизовать с фациями межостровных котловин индонезийского типа (Сулу, Сулавеси, Банда и др.), лишенных гранитного слоя.

Состав глинистых пород Налачевской геосинклинали в среднем отвечает глинам протогеосинклиналей и сформировался за счет пород преимущественно основного состава. Гранитоиды, если и принимали участие в их образовании, то в крайне ограниченном масштабе. Вероятно, их воздействием объясняется некоторое смешение состава исходных пород от основных к средним. Скорее же всего это объясняется примесью диоритового материала к габброидам. Отдельные анализы глинистых пород показывают, что в качестве исходного материала для них должны были быть ультраосновные породы гипербазитовой формации, как это имеет место в современных рифтовых зонах срединно-океанических хребтов.

Магматические породы относятся к океаническим толеитовым базальтам и ультрабазитам, базальтам андезитовой формации островных дуг, кератофирам и габбро-плагиогранитам. Начальному этапу развития структуры соответствует комплекс ультрабазитов и океанических толеитовых базальтов — ассоциации, несомненно фор-

мирующейся в условиях океанической коры. К концу мел-палеогенового времени эта ассоциация сменилась комплексом вулканитов и интрузий, характерных для структур типа островной дуги – базальтов андезитовой формации, кислых вулканитов и завершающими магматизм интрузиями габбро и кислых плагиогранитов. Этот процесс эндогенной гранитизации коры и превращения ее в субконтинентальную, судя по имеющимся данным, затронул только краевые части структуры: Ганальскую и Жупановскую геоантиклинальные зоны. Срединная котловина не была или почти не была затронутамагматическими и метаморфическими процессами в масштабах, достаточных для понятия гранитизации. Поэтому можно предполагать, что к концу мел-палеогенового времени центральная часть структуры сохраняла кору океанического типа, наращенную сверху песчано-глинистой толщиной от 5 до 10 км.

Об эндогенной гранитизации коры в геоантиклиналях, кроме постепенной смены толеитовых базальтов и ультрабазитов базальтами андезитовой формации и кератофирами, свидетельствует также увеличение содержания кремнезема и алюминия в интрузивных породах, завершающих магматических процесс. Так, количество окиси кремния увеличивается от 50,30% в базальтах до 51,64% – в габбро, содержание окиси алюминия меняется соответственно от 17,01 до 19,14% в основных породах и от 12,53 до 13,87 в кислых.

8000 км³ кремнезема, вынесенного на поверхность и отложившегося в виде кремнистых осадков на склонах геоантиклинальных поднятий, – реальное доказательство сложного процесса гранитизации коры, в котором эндогенный поток вещества вовлекается в литогенез и участвует в наращивании коры не только снизу и изнутри, но и сверху при участии экзогенных факторов. Привнос такого количества вещества в кору должен был сопровождаться параллельным выносом его из подкоровых глубин. О том, что этот процесс не мог быть простым перемещением кремнезема внутри коры свидетельствует прежде всего объем этого вещества. В начале верхнего мела кора в Надачевской геосинклинали была океанической, в лучшем случае в основании Ганальской и Жупановской геоантиклиналей – субокеанической. Следовательно, она не располагала такими резервами кремнезема и других компонентов, какие были вынесены в последующее время на поверхность. Только для высвобождения 8000 км³ кремнезема необходимо базифицировать до ультрабазитов 80000 км³ базальтов или габбро. А это как раз и соответствует примерно всему объему верхнемеловой коры под геоантиклиналями. Но еще остается 82000 км³ других меловых пород – вулканитов, интрузий, песчано-глинистых осадков, которые по меньшей мере на 70% (60000 км³) состоят из продуктов разрушения габбро-диоритовых пород коры. Для обеспечения нормального баланса вещества мы должны принять, что он непрерывно поступал извне в ходе развития геосинклинали. Вулканические и кремнистые фации могли быть принесены только снизу. Изоляция Надачевской котловины периферическими геоантиклинальными поднятиями делает

сомнительным поступление в нее сколько-нибудь значительных количеств постороннего терригенного материала.

Наиболее приемлема концепция о наращивании коры снизу, то есть о поступлении вещества из мантии. Как уже отмечалось выше, у нас нет никаких оснований для равномерного распределения этого потока мантийного вещества по площади всей структуры. Активно эндогенный процесс протекал только или преимущественно в антиклинальных структурах островных гряд. Именно здесь происходило наращивание коры за счет эндогенных процессов. При этом, однако, не следует упускать из вида и другой процесс корообразования. Речь идет о механическом увеличении ее мощности за счет тангенциального сдавливания всей структуры. В разделе, посвященном тектонике, было показано, что местами в результате складчатости произошло двух-трехкратное сокращение площади меловой структуры. Проявляя известную осторожность вследствие отсутствия информации о степени дислоцированности песчано-глинистой толщи в центре Налачевского купола, остановимся на полуторакратном варианте сокращения поперечника структуры. Прямым следствием такого сокращения является обязательное увеличение толщины сдавленных фрагментов структуры, в том числе и коры, лежащей в их основании. Здесь, однако, надо иметь ввиду, что наблюдаемый эффект сокращения первичной площади может быть суммарным, возникшим в результате сдавливающих напряжений в мел-палеогеновое и олигоцен-миоценовое время.

ВОЗНИКНОВЕНИЕ И РАЗВИТИЕ КУПОЛА

ТИПЫ ОТЛОЖЕНИЙ И СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ЗОНЫ

Итогом складчатости и орогенеза в конце верхнего мела было возникновение горного рельефа на территории всей Камчатки, в том числе и на юго-восточной ее части. Наиболее приподнятым был район Ганальского хребта. Согласно данным Г.М. Власова и Е.П. Клевнова (Геология, СССР, т. XXI, 1964), условия наземной денудации продолжались здесь в течение эоцена до начала олигоцена. Начавшаяся еще в эоцене трансгрессия достигла максимума и захватила территорию Юго-Восточной Камчатки в позднем олигоцене. Ее продвижению способствовало "далеко зашедшее к концу олигоцена выравнивание рельефа". Однако, море не покрыло всю поверхность пепелена: на антиклинальных поднятиях, выступающих из-под уровня океана, формируется комплекс вулканов, продукты разрушения которых поступают в окружающие бассейны седиментации. Корреляция разных типов отложений среднего структурного яруса Налачевского района далека от завершения. Тем не менее общие принципы третичной стратиграфии района выработаны и сформулированы. Основная заслуга в этом принадлежит геологам Камчатского территориального геологического управления (С.Е. Апрелков, В.Н. Бондаренко, М.И. Горяев, Б.К. Долматов, В.Г. Крымов,

А.Ф. Марченко, Ю.М. Слепов, Ю.И. Харченко и др.) и исследование Б.И. Пийпа (1941), Г.М. Власова (1959), В.К. Ротмана (1962), Ю.Б. Гладенкова (1964), М.А. Фаворской с соавторами (1965) и др. При этом следует иметь в виду, что при достаточно широком подходе к проблеме задача в значительной мере упрощается наличием перерывов, ограничивающих средний структурный ярус снизу и сверху, геолого-петрографической спецификой интрузивного магматизма, проявившегося в пределах яруса и определяемыми абсолютного возраста интрузий.

Размещение разнофациальных типов верхнеолигоцен миоценовых отложений на территории юго-восточной Камчатки вскрывает замечательную особенность геолого-структурного состояния области в это время. Она состоит в прямом унаследовании структурно-фацальных зон, сложившихся еще в начале верхнего мела и устойчиво существовавших в период геосинклинального осадконакопления и складчатости. После периода орогенеза и пeneplенизации вновь четко выявляются Ганальская, Налачевская и Жупановская зоны примерно в тех же самых контурах и очертаниях (рис. 5). Однако на этом, новом этапе развития структурно-фацальные зоны претерпевают обращение тектонического режима и тем самым приобретают принципиально иное генетическое содержание. На месте верхнемеловой Налачевской котловины формируется овальное вытянутое в северо-западном направлении геоантеклинальное поднятие, а в прилегающих с юго-запада и северо-востока зонах локализуются синклинальные прогибы. Налачевская геоантеклиналь ($\sim 120 \times 70$ км) возвышается над уровнем океана и в ее пределах размещаются центры вулканизма. Здесь накапливаются аэральные и субаэральные вулканиты паратунской свиты: лавы и пирокластические отложения различной генетической принадлежности — агломераты, туфобрекчи, туфоконгломераты, туфы, пеплы и т.д. Основу разреза составляют лавы и крупноглыбовая пирокластика. В северной части Авачинского хребта верхнюю часть паратунской свиты образуют игнимбриты. Общая мощность вулканитов составляет в наименее эродированных разрезах от 2000 м (Авачинский хребет) до 1000–1800 м (Налачево). В краевых частях антиклинали мощность вулканитов сокращается за счет последующей эрозии.

В Ганальской структурно-фацальной зоне отложения среднего структурного яруса сохранились от эрозии в тектонических клиньях — грабенах среди пород мелового фундамента. Это так называемая быстринская и вилочинская свиты. Представлены они сланцами, алевролитами, песчаниками, конгломератами, туфами и лавами андезитов. Мощность достигает 1500 м. Отложения кагнисинской свиты, относимой к нижнему-среднему миоцену, обнаружены М.М. Лебедевым на восточных отрогах Срединного хребта. Залегают они на размытой поверхности древних метаморфических пород и представлены набором континентально-озерных фаций — конгломератами, туфами, лавами, прослоями каменного угля. Мощность свиты не более 500 м.

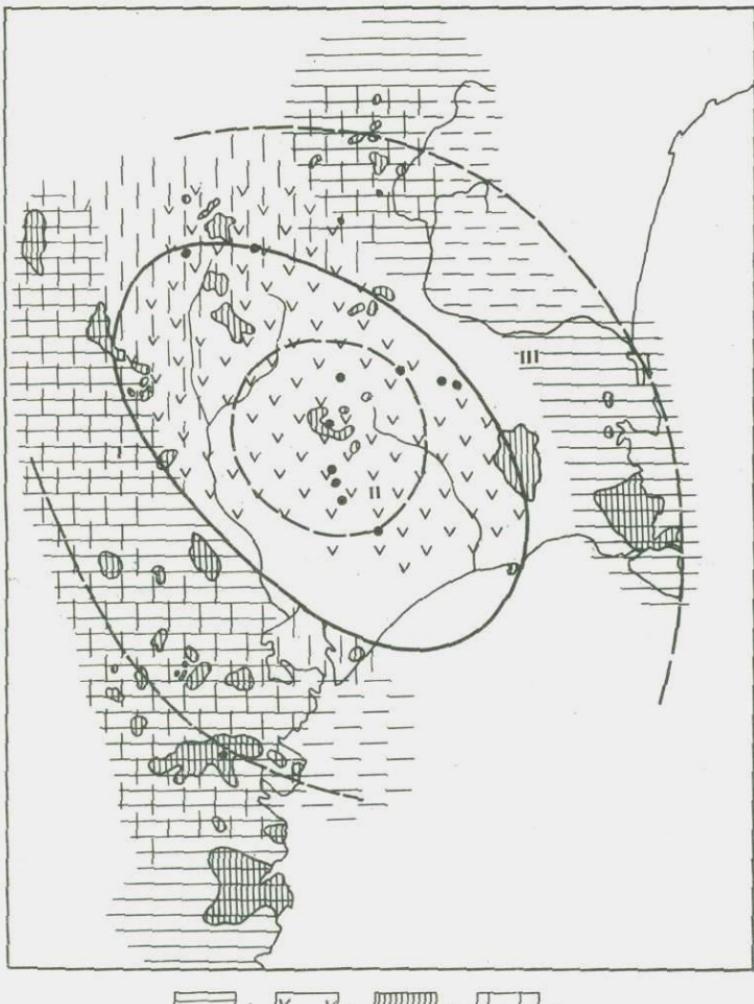


Рис. 5. Схема размещения олигоцен-миоценовых осадочных и вулканогенных фаций Юго-Восточной Камчатки

1 - осадочные породы с примесью вулканогенного материала (глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, гравелиты, туфиты, туфы, редкие прослои лав); 2 - наземные вулканогенные фации поднятий (лавы, туфы, агломераты); 3 - интрузии; 4 - районы проявления кислого магматизма. Концентрическими линиями изображены современные контуры Налачевского купола (см. рис. 1), точками - современные и верхнечетвертичные вулканы Структурно-фациальные: I - Ганальская, II - Налачевская; III - Жупановская

Таблица 10

Соотношение разных типов пород в структурно-фациальных зонах миоценовой геосинклинали Юго-Восточной Камчатки, тыс. км³

Типы отложений	Ганаль-ская	Надачев-ская	Жупа-новская	В целом для юго-восточной Камчатки
Песчано-глинистые осадки	5,0	-	6	11
Вулканогенно-осадочные	9,0	-	16	25
Наземные вулканические	1,0	11,0	-	12
Всего	15,0	11,0	22	48

Отложения эрмановской свиты, сохранившиеся в виде фрагментов на гребнях водоразделов в северной части Ганальского хребта, по фациальному и петрографическому составу близки ниже-средне-миоценовым образованиям кагнисинской и березовской свит. До недавнего времени относились они к верхнему плиоцену. По последним данным Ю.Б. Гладенкова (1972), эрмановский горизонт следует "опустить" в верхний миоцен.

В юго-восточном направлении сохранность верхнеолигоцен-миоценовых отложений становится значительно лучшей. В пределах южной оконечности Ганальского и Южно-Быстринском хребтах, в Начикинской депрессии и у побережья океана южнее Авачинской бухты отложения среднего яруса делятся на три свиты: вилючинскую, паратунскую и березовскую (данные С.Е. Апрелкова, В.Н. Бондаренко и Ю.М. Слепова). Первая образует основание яруса и сложена конгломератами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами с прослоями гравелитов, туфов и альбитофиров. Мощность до 1500 м. Залегающая сверху паратунская свита мощностью 1100–1200 м уже почти целиком состоит из вулканогенно-осадочных пород: туфогенные конгломераты, туфы, туфобрекции, переслаивающиеся с гравелитами, песчаниками и алевролитами. В разрезе присутствует и лавовый материал – базальты и андезиты. Венчающая разрез березовская свита распространена только на самой южной и юго-западной окраине Ганальской зоны. Представлена она туфогенными песчаниками, алевролитами, конгломератами и главным образом лавами дацитов, игнимбритами и туфами. Мощность до 1200 м.

Наиболее общей особенностью верхнеолигоцен-миоценовых отложений Ганальской зоны является уменьшение мощности с юго-востока на северо-запад и увеличение вулканогенных осадков снизу вверх. Эта особенность отражает развитие трансгрессии в северо-

западном направлении со стороны океана в обстановке возрастающей интенсивности вулканизма. К концу периода вулканогенные фации заполнили прогиб и последние вспышки вулканизма произошли в субаэральных условиях.

В Жупановской зоне, судя по немногочисленным и недостаточно полно охарактеризованным разрезам, в период формирования среднего структурного яруса существовал довольно глубокий прогиб (мощность отложений в олигоцене-миоцене до 5000 м). Нарастание доли вулканического материала в разрезах снизу вверх здесь тоже достаточно очевидно. Сравнительно с Ганальской зоной соотношения между песчано-глинистыми и вулканогенными фациями здесь смешены в пользу вулканогенных (табл. 10). По-видимому, снос продуктов вулканизма со стороны Налачевской зоны здесь был более интенсивным. Не исключено, что и подводный вулканизм в Жупановской зоне был также более напряженным, чем в Ганальской. Кстати, косвенным указанием в пользу такого предположения может быть и тот факт, что среди осадочных пород шилпунской свиты обнаружены и кремнистые породы (В.Г. Крымов). В Ганальской зоне они практически не содержатся.

Сейчас не представляется возможным точно разделить вулканогенно-осадочные фации прогибов на сформировавшиеся за счет собственного вулканизма и из продуктов разрушения вулканитов Налачевской геантклинали. По-видимому, для лав и туфов специфического местного состава это решается однозначно — автохтонные фации. Все остальные типы вулканогенно-осадочных образований совмещают в себе материал различного происхождения. Учитывая подавляющую роль современных наземных вулканов в формировании осадков островных дуг (Мурдмаа, 1971), мы принимаем отношение объемов аллохтонного и автохтонного материала вулканогенно-осадочных отложений прогибов как 4:1, отдавая себе отчет в том, что принятым отношением подчеркивается лишь существенное преобладание первого над вторым. Не лучше обстоит дело с песчано-глинистыми осадками. Вероятно, они тоже образовались за счет разрушения и местных и посторонних пород.

Для нижнемиоценовых отложений Ганальского хребта В.К. Ротман прямо указывал на участие метаморфических пород в формировании мелкообломочных фаций (Геология СССР, т. XXXI). Следовательно, состав песчано-глинистых отложений формируется, по-видимому, не столько за счет местного или привнесенного вулканического материала, сколько за счет привнесенного вулканического и невулканического. Основываясь на наблюдениях В.К. Ротмана, следует принять в глинисто-песчаных осадках преобладание невулканического материала, поступающего в бассейн седиментации за счет разрушения меловых метаморфитов в периоды ослабления вулканической деятельности. Допустим, что содержание метаморфитов втрое превышает содержание вулканитов, тогда на счет вулканизма Налачевского купола мы должны отнести примерно 1,2 тыс. км^3 из песчано-глинистых осадков Ганальской зоны и 1,5 тыс. км^3 — Жупановской.

новской. Соответственно раскладываются объемы вулканогенно-осадочных пород: из 9 тыс. км³ осадков Ганальской зоны 1,8 тыс. км³ автохтонны, остальные 7,2 тыс. км³ снесены с Налачевского купола. Жупановские вулканогенные осадки содержат 3,2 тыс. км³ собственного материала, а 12,8 тыс. км³ – Налачевского. В результате этих ориентировочных расчетов можно приблизительно оценить объем вулканизма в каждой из структурно-фацальных зон. В Налачевском куполе он равен 33,7 тыс. км³, в Ганальском и Жупановском соответственно 2,8 и 3,2 тыс. км³. Всего в пределах Налачевской структуры в верхнеолигоцен–миоценовое время было вынесено на поверхность и отложено 39,7 тыс. км³ вулканического материала и 8,3 тыс. км³ осадков, образованных за счет разрушения верхнемеловых пород фундамента.

Произведенная оценка, как и для предшествующего мелового этапа, обнаруживает принципиальную разницу в локализации вулканизма поднятий и прогибов. Последние либо вообще не содержат собственных продуктов вулканизма, либо же содержат на порядок меньше.

Таким образом, распределение фаций и мощностей верхнеолигоцен–миоценовых отложений фиксирует начальные моменты зарождения купола; развитие протяженных прогибов, обрамляющих с юго-запада и северо-востока овальное устойчивое поднятие.

Выявленное на основе анализа фаций и мощностей, поднятие Налачевской структурно-фацальной зоны по существу не было непрерывным. Как поднятие оно проявилось, по-видимому, на начальных этапах развития структуры, когда служило источником сноса обломочного материала для окружающих прогибов. С какого-то момента (начало его нам неизвестно) область денудации сама становится местом накопления наземных вулканических образований – в центре поднятия появляются вулканы. Распределение фаций и мощностей в центральной части купола показано на рис. 6. Наибольшие мощности (до 1800 м) сосредоточены в прогибах – центральном сводом и на склонах купола в Термальном рифте. В известной мере оно случайно, так как не отражает полностью картину первичного распределения мощностей, а выявляет последующие деформации – прогибы и поднятия. Однако при этом сохраняются и некоторые элементы первичности. О них можно судить по распределению фаций и их сочетанию с мощностями. Так обнаруживается определенная связь между возрастанием мощности и вытеснением из разреза обломочных вулканогенных фаций: над прогибом разрезы в основном сложены лавами. Это, по нашему мнению, указывает на близость вулканических аппаратов, а следовательно, на связь прогибов с вулканическими центрами. Эти прогибы формировались, по-видимому, в процессе развития вулканизма, но скорее, ближе к его завершению. Так, в центре купола в верхах миоценового разреза появляются вулканогенно-осадочные породы, которые могут быть идентифицированы с современными внутриальпийскими озерными осадками: переслаивание тонких пеллов с вулканическим песком и более грубой пирокластикой.

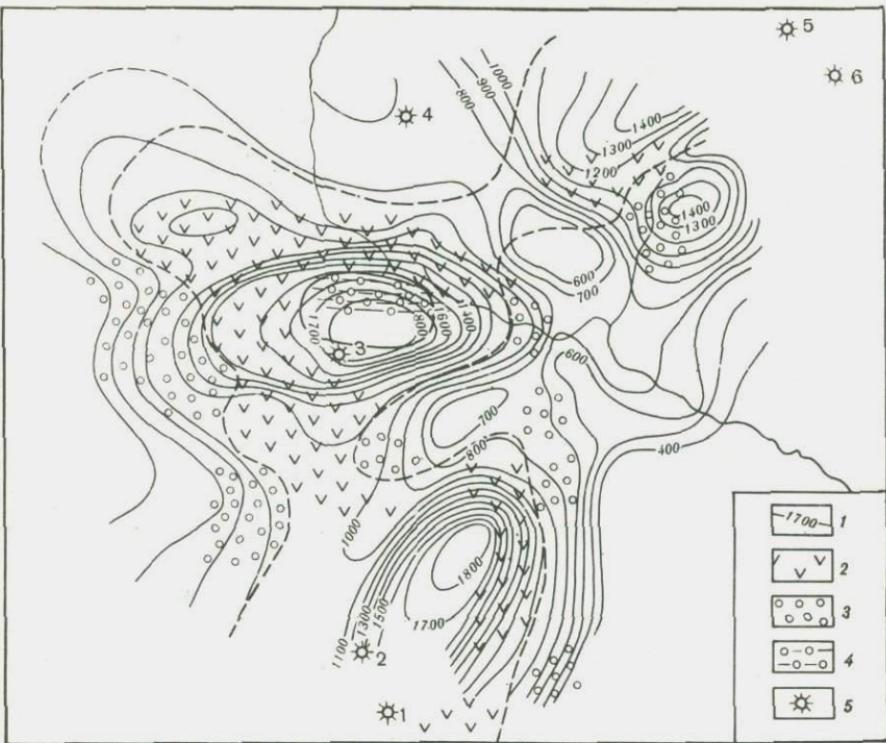


Рис. 6. Распределение фаций и мощностей олигоцен-миоценовых вулканических образований в центре Налачевского купола

1 - изопахиты, м; 2 - преобладание эффузивов в разрезе; 3 - преобладание обломочных вулканогенных фаций; 4 - вулканогенно-осадочные образования типа кальдерных пепловых алевролитов; 5 - четвертичные вулканы (1 - Арик, 2 - Ааг, 3 - Купол, 4 - Вершинский, 5 - Дзенджур, 6 - Юрьевский)

Таким образом, в самом центре Налачевской структурно-фациальной зоны во второй половине или конце формирования среднего структурного яруса появляются вулканические аппараты и в ходе вулканизма поднятия сменяются отрицательным движением, особенно интенсивным под вулканическими центрами или вблизи от них. Нам не удалось реконструировать ни одного центра вулканизма этого времени – слишком интенсивной переработке была подвергнута толща вулканитов в последующее время. Однако можно уверенно утверждать, что это не были слишком крупные сооружения. Едва ли их диаметр превышал 5 км, скорее всего большинство аппаратов существовало короткое время и имело незначительные размеры: 2–3 км в диаметре и сотни метров в высоту.

Обособление и механизм формирования купола

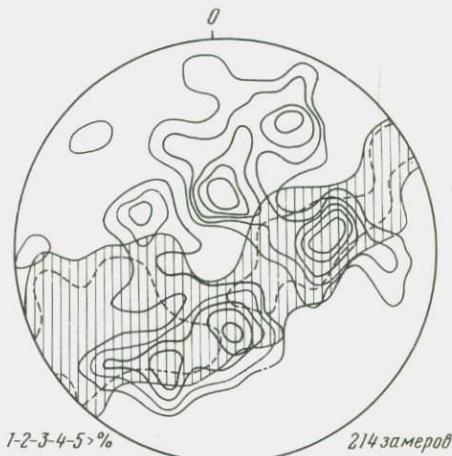
Первые сведения о тектоническом режиме на начальных стадиях куполообразования содержатся в вышеприведенном анализе фаций и мощностей осадков. Куполообразование, как тектонический процесс, началось с обособления овальной вытянутой в северо-западном направлении геоантклинали (120×70 км) не только и не столько положительными движениями этой зоны, сколько формированием окружающих прогибов. Однако совсем отрицать восходящее движение купола у нас нет оснований. Более того, наличие глинисто-песчаных фаций с примесью метаморфического мелового материала в осадках прогибов однозначно указывает на денудацию пород основания как в начальный период формирования купола, так и в течение всего миоценена. Нельзя не согласиться с В.К. Ротманом, что вулканические процессы имели пульсирующий характер и что в промежутках между периодами активизации вулканизма происходил размытие метаморфических пород основания и, следовательно, активизация восходящих подвижек (Геология СССР, т. XXXI, ч. I, 1964).

Другим непосредственным свидетельством неустойчивого тектонического режима являются многочисленные внутриформационные перерывы. Такие перерывы установлены геологами КТГУ между вилючинской и паратунской (р. Малая Саремная), паратунской и березовской свитами (р. Паратунка). Вероятно, перерывы есть и внутри свит. Так, например, в разрезе олигоцен-миоценовых отложений по р. Поперечной в северной части Южно-Быстринского хребта нами зафиксировано несколько горизонтов конгломератов с мощностью отдельного горизонта около 80 см. По наблюдениям О.Н. Егорова, мощные пачки конгломератов прослаивают различные фрагменты быстринской свиты в Ганальском хребте. Конгломераты имеют пестрый петрографический состав: от метаморфических пород верхнего мела до пород нижележащих горизонтов вмещающей свиты. Подвижки во время формирования осадочных толщ местами приводили и к более существенному размытию нижележащих отложений: березовская, кагнисинская и эрмановская свиты частично или полностью залегают на метаморфитах фундамента и в тех районах, где мы должны предполагать более раннее образование нижних горизонтов верхнеолигоцен-миоценового комплекса (участки Срединного и Ганальского хребтов, прилегающие к Центрально-Камчатской депрессии, северо-восточная часть Ганальского хребта).

Таким образом, период осадконакопления и вулканизма перемежался и сопровождался разнонаправленными и противоречивыми тектоническими движениями, основным результатом которых было формирование овального купола в центре структуры и обрамляющих прогибов, заполненных осадками. Процесс завершился выходом всей территории из-под уровня океана. Глубина погружения в Ганальском прогибе достигала минимум 2000 м, в Жулановском – 4000 м.

Амплитуду поднятия в Налачевском куполе примерно можно оценить по объему меловой метаморфической части в песчано-глинистых осадках прогибов. Как было показано выше, она могла составлять до $3/4$ от объема этих осадков, что дает 8,4 тыс. км³. Разделив эту величину на площадь Налачевского купола (7,5 тыс. км²), получаем ~1,1 км. Следовательно, поднятие в среднем составило не менее 1 км. Если оно имело характер куполообразного вспучивания, то в центральной части купола поднятие достигло, по-видимому,

Рис. 7. Диаграмма пространственной ориентировки пликативных дислокаций миоценовых образований в ядре Налачевского купола
Пунктиром показаны наиболее распространенные дислокации мел-палеогенового яруса



2–3 км, снижаясь к периферии до нуля. Общая амплитуда вертикальных движений составила ~7 км.

Одну из причин складчатости, как и для предшествующего этапа тектонического развития структуры, мы видим в тангенциальном сжатии. Основанием для этого может служить характер пликативных дислокаций, испытанных вулканогенно-осадочными и осадочными толщами миоценового яруса (рис. 7). Интенсивность и план дислокаций находятся в хорошем соответствии с выделенными структурно-фацциальными зонами: роль жесткого срединного массива играла Налачевская геоантиклинальная зона, а сильно сжатые в складки отложения прогибов облекали купол и приспособливались к его очертаниям.

Обычной мерой интенсивности складчатых деформаций служит угол падения пород на крыльях складки и связанное с ним отношение длины слоя, смятого в складку, к длине его горизонтальной проекции (Гзовский, 1971; Кропоткин, 1961). Используя этот критерий, мы построили схему интенсивности дислокаций в миоценовом структурном ярусе юго-восточной Камчатки (рис. 8). В ее основу положены замеры углов падения толщ, взятые из отчетов о государственной геологической съемке, материалов О.Н. Егорова и А.В. Колоскова, а также замеры, полученные в ходе собственных полевых исследований. Всего для этой цели было использовано окон-



Рис. 8. Схема пликативных дислокаций среднего структурного яруса Юго-Восточной Камчатки

Интенсивность дислокаций, оцениваемая по преобладающей величине угла падения: 1 – более 50° ; 2 – $40\text{--}50^{\circ}$; 3 – $20\text{--}40^{\circ}$; 4 – $0\text{--}20^{\circ}$. Структурные формы: 5 – антиклинали; 6 – синклинали. Концентрическими линиями изображены современные контуры Налачевского купола (см. рис. 1)

по 600 замеров. Контуры площадей с различной интенсивностью складчатых деформаций частью нанесены предположительно. Это относится к районам, где миоценовые отложения либо полностью денудированы, либо скрыты вышележащими толщами.

Районы наибольшей интенсивности складчатых деформаций совпадают с Ганальской и Жупановской структурно-фацальными зонами. Для них характерны крутые углы падения толщ, обычно превышающие 40° . В их пределах выявлены небольшие участки, где углы падения часто возрастают до 50° , достигая местами $70\text{--}85^{\circ}$. Эти

участки приурочены к осям антиклиналей, реже синклиналей или не имеют очевидной связи с замком складки. Такие участки обнаружены по р. Вактан Ганальский (Ганальский хребет), в истоках рек Поперечная и Левая Быстрая (Южно-Быстринский хребет), на левобережье р. Правый Вахиль и у юго-восточного окончания Шипунского мыса (Шипунский п-ов). Складчатость центральной части Налачевского купола имеет принципиально другую природу и будет рассмотрена ниже.

Тип складок в пределах зон изменчив. На крайнем северо-западе Ганальской зоны развита складчатость линейного типа, в Южно-Быстринском хребте к нему присоединяются складки сундучного и брахиформного типов. Последние формы складок совершенно очевидно связаны с наличием в Южно-Быстринском хребте изометричных относительно жестких вулканических массивов, облекаемых пластичными массами глинистых и тонких вулканогенно-осадочных пород. Частично они обусловлены влиянием блоков подлежащего фундамента. На Шипунском полуострове преимущественно распространены линейные складки. Коэффициент сжатия, определяемый как отношение длины складки к ее горизонтальной проекции или как секанс угла падения, обычно варьирует для Ганальской и Жупановской зон от 1,15 до 11,5 и в среднем составляет около 1,40. В разобщенных участках наиболее интенсивной складчатой деформации коэффициент сжатия равен 1,75.

Деформации в пределах Налачевского купола по вулканогенным породам характеризуются значительно меньшей интенсивностью. Она резко падает уже в пограничных зонах (углы падения 20–40°, в среднем ~ 25°, коэффициент сжатия 1,06–1,30, в среднем ~ 1,1) и на большей площади купола составляет совсем незначительную величину (средний угол падения ~ 10°, коэффициент сжатия ~ 1,01). Это заключение основано главным образом на интерполяциях, поскольку на большей части территории купола миоценовые отложения не обнаружены. Встречное снижение интенсивности деформаций хорошо прослеживается со стороны окружающих депрессий и от центра купола к периферии.

В качестве дополнительного критерия для оценки интенсивности складчатых деформаций может быть использована частота или плотность антиклиналей, приходящихся на 1 км ширины складчатой зоны (Вихерт, 1972). Ориентировочные средние значения этого параметра для разных зон приведены в табл. 11.

Как показано в работе А.В. Вихерта (1972), соотношение между коэффициентом сжатия и относительной частотой антиклиналей может в некоторых случаях пролить свет на механизм образования складок. В частности, быстрое возрастание λ при крайне замедленном увеличении v (не более 0,5–0,7) свидетельствует о возможности следующих механизмов складкообразования: глыбовый, штамповочный, поперечного изгиба, гравитационного всплытия и оползания (рис. 9, кривая I). Всех их объединяет однотипность приложения сил на горизонтально лежащие слои. Это либо внешнее давле-

ние снизу, либо сила тяготения. Для механизма нагнетания вдоль полого наклоненных поверхностей существует аналогичная зависимость. В случае нагнетания по круто наклоненным поверхностям зависимость между λ и ν будет иметь принципиально иной характер: незначительное увеличение относительного числа антиклиналей ν (рис. 9, кривая III). Для механизма продольного сжатия, возникающего при сокращении поперечника складчатой зоны, теоретически предполагается и экспериментально установлена приблизительная пропорциональность в возрастании λ и ν (рис. 9, кривая II). Действительно, при сдавливании один раз возникшие складки не увеличиваются в абсолютном количестве. Но на единицу длины поперечника их будет тем больше, чем больше угол наклона крыльев складок, т.е. косинус угла падения. Сдавливающие усилия втискивают в один и тот же отрезок пространства тем большее количество складок, чем они круче изогнуты, подобно мехам гармошки.

Возвращаясь к конкретным данным по складчатости среднего яруса Налачевской кольцевой структуры (рис. 9), отметим несомненное тяготение точек-разрезов к линии II, отвечающей механизму продольного сжатия. Разброс точек определенно указывает и на подключение других механизмов к процессу формирования складок. Так называемый хордовый механизм нами исключается на основании следующих данных. Глубина прогиба, как уже отмечалось выше, составляла примерно 2 км. Ширина ~ 35 км. При прохождении слоев в процессе поднятия прогиба через хорду избыточное увеличение длины слоев могло бы составить при любой форме dna прогиба не более 3 км, что соответствует коэффициенту сжатия, равному 1,08. В действительности он намного превосходит эту величину. Кроме того, у нас нет никаких оснований допустить такое прохождение

Таблица 11

Интенсивность складчатых деформаций в верхнеолигоцен-миоценовых образованиях Юго-Восточной Камчатки

Параметр интенсивности	Ганальская и Жупановская зоны (среднее)		Переходные зоны	Налачевский купол (без центральной части)
	подзоны интенсивной складчатости	подзоны спокойной складчатости		
Коэффициент сжатия λ		1,40	1,10	1,01
	1,75	1,35		
Частота антиклиналей ρ , км^{-1}		2,0	0,5	0,2
	3,0	1,5		

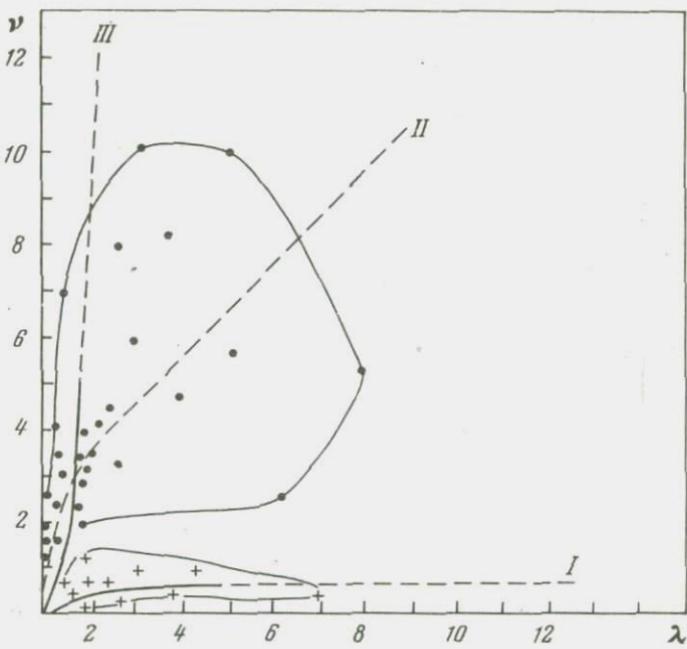


Рис. 9. Зависимость частоты антиклиналей ν от коэффициента сжатия λ в разрезах верхнеолигоцен-миоценовых отложений Юго-Восточной Камчатки

Экстраполированные теоретические (I, III) и экспериментальная (II) кривые для разных механизмов складкообразования (по А.В. Вильхерту, 1972): I — глыбовый, всплытия, оползания, нагнетания по полого наклоненным поверхностям; II — внешнего продольного сжатия; III — хордовый, нагнетания по круто наклоненным поверхностям. Точки — конкретные разрезы Ганальской зоны, крестики — разрезы центральной части Налачевского купола

слоев через хорду, так как прогиб геологически так и остался прогибом. Следовательно, если элемент поднятия слоев и имел место, то вызванный им коэффициент сжатия едва ли превысил 1,01.

Для разрезов, отклоняющихся от среднего лишь в сторону увеличения числа антиклиналей наиболее вероятен механизм нагнетания по крутым поверхностям. По-видимому, он проявился в тех небольших по площади участках интенсивной складчатости, которые приурочены к осям антиклиналей.

Наконец, совершенно очевидными механизмами, формировавшими складки некоторых участков внутри зоны и на ее сочленении с Налачевским куполом, были глыбовый и гравитационный. Однако, эти типы складчатости лучше рассмотреть на примере центральной сводовой части Налачевского купола.

Глыбово-складчатые деформации в ядре купола

Статистическая обработка элементов залегания вулканогенных отложений из центра купола выявляет четкую периклиналь (рис. 7). Относительно преобладающие субширотные и северо-западные простирания подчеркивают слегка вытянутую форму купольного ядра. Господствующие углы падения – 30–50°, однако, в направлении к центру купола углы возрастают до 75–80°.

На рис. 8 и 10 показан очень сложный, но не бессистемный узор складок в куполе: они образуют явную картину облекания центральной обрученной части свода. Длина большинства складок варьирует от нескольких километров до 1,5–2 км, ширина от 2–3 км до нескольких сотен метров. Складки прихотливо изогнуты, образуют кулисообразные сцепления, осложняются круто наклоненными разломами. Последние в целом связаны в субкольцевую систему, вследствие чего выглядят порождением тех же сил, что и складчатость. Нам представляется, что природа этих сил всецело связана с вертикальными движениями субстрата, лежащего в основании купола. Механизм складкообразования, согласно графикам А.В. Вихерта (1972), может быть глыбовым, оползания, всплытия и нагнетания по полого наклоненным поверхностям. Это подтверждается совпадением характера зависимости между коэффициентами сжатия и частотой антиклиналей с кривой 1 на рис. 9. Здесь, однако, необходимо иметь в виду, что рассматриваемые нами наклоны складок не всегда или не всецело являются тектоническими, так как в сводовой части купола сосредоточены и вулканические аппараты соответствующего возраста, в которых первичное положение слоев отличается от горизонтального. Для решения этого вопроса необходимо проведение геологического картирования с детальностью, большей, чем 1:50000.

Возникновение прикупольной складчатости – процесс длительный и многоступенчатый. Как уже отмечалось выше, миоценовый вулканизм здесь начался в процессе восходящих движений и денудации, но в ходе вулканизма произошла смена знака движения – сводовая часть купола стала прогибаться относительно склонов. Следовательно, начальный акт складчатости связан с этим процессом прогибания свода. Величина прогибания составляла, несомненно более 600 м, может быть до 1600 м, так как разница в мощностях на поднятиях и прогибах достигает 1600 м. Надо сказать, что обрушение свода и складчатость на его границе с воздымавшимися участками купола сопровождались интенсивной плутонической деятельностью, включающей прогрев, плавление и ассимиляцию вулканических толщ и разные типы магматического внедрения. Это создало весьма благоприятные условия для проявления складчатости оползания и нагнетания по полого наклонным поверхностям.

Второй акт прикупольных глыбовых деформаций миоценовых вулканогенных образований связан с нисходящими движениями в центральной части купола. Это произошло перед началом верхнеплио-

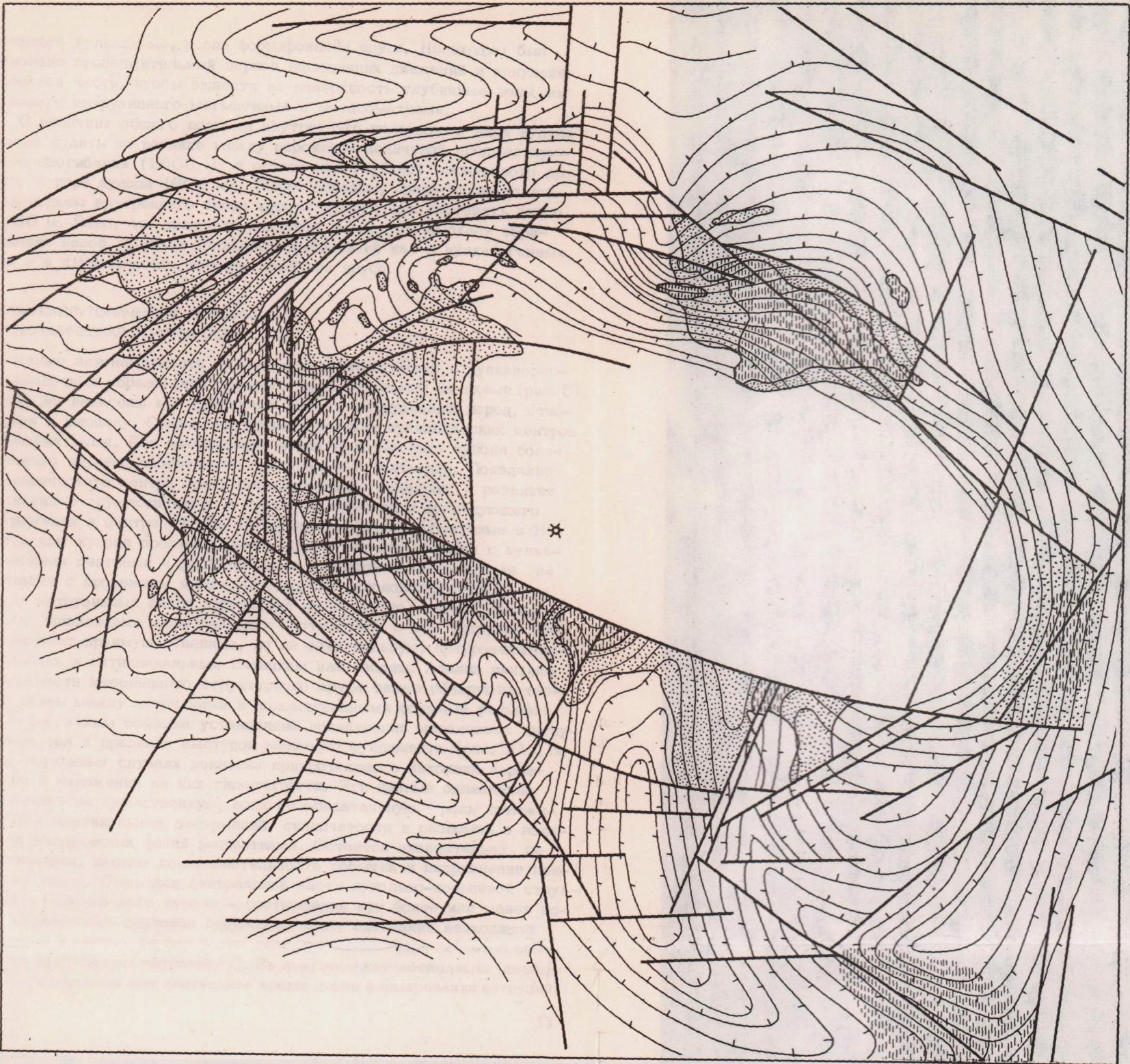


Рис. 10. Тектоника олигоцен-миоценовых образований Налачевского купола

Толстые линии – разломы; тонкие – простирание складчатых структур (штрихи указывают направление падения); крап точками – экзоконтактовые ареолы интрузий (интрузивного облика метасоматиты, перекристаллизованные вулканиты, силлы); вертикальная штриховка – интрузии; звездочка в центре – кратер вулкана Купол

ценового вулканизма, после формирования яруса. Необходим был довольно продолжительный период восходящих движений и денудации сводовой части, чтобы вывести на поверхность глубинные зоны миоценового интрузивного магматизма и метасоматизма.

О величине общего подъема внутреннего подвижного ядра купола можно судить по разнице между вероятной величиной предшествующего прогибания (1600 м) и остаточной глубиной миоценового прогиба в ядре купола (600 м). Таким образом, предверхнеплиоценовый подъем внутреннего блока купола должен был составить около 1000 м. Ясно, что движения подобной амплитуды вызвали образование новой системы кольцевых деформаций как в вулканогенных, так и в плутонических породах среднего яруса.

ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Основные закономерности размещения вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований среднего яруса показаны на схеме (рис. 5). Здесь же нанесены все известные выходы интрузивных пород, относимых к миоцену. Общая структурная позиция вулканических центров освещена выше. Для миоценового этапа Налачевского купола более детально изучено соотношение вулканизма и тектоники. Появление вулканического центра здесь предшествовало поднятие, и развитие вулканизма осуществлялось в процессе поднятия и последующего погружения в центре купола. Интрузивные фации магматизма в Налачевском куполе пространственно и генетически связаны с вулканическими центрами и располагаются в сводовой части купола на контакте с просевшим ядром. Для других районов структурная позиция интрузивных фаций определена менее четко. Анализ складчатости миоценовых образований и соотношение с ней интрузий обнаруживает преимущественную, но не обязательную, приуроченность последних к антиклинальным складкам или сводам. Анализ рельефа поверхности миоценового структурного яруса также обнаружил тестовую связь между интрузиями и положительными формами рельефа.

Аналогичным образом установлена локализация миоценовых интрузивных тел в пределах выступов мелового фундамента (рис. 21). Во всех изученных случаях доказана приуроченность интрузий к разломам и наложение на них складчатости. Эти данные однозначно указывают на существенную, если не обязательную, роль положительных вертикальных деформаций, складчатости и разломов в появлении интрузивных фаций магматизма. Остается окончательно не выясненным, каковы последовательность событий и направление причинной связи. Лишь для центральной части купольно-кольцевой структуры – Налачевского купола – соотношения эти более или менее ясны. Образование плутонов произошло после окончания восходящих движений в куполе, близко к завершению вулканизма, в процессе сводового прогибания (обрушения?). Но вертикальные восходящие движения продолжались еще длительное время после формирования интрузий.

Из других особенностей интрузивного магматизма необходимо отметить небольшие глубины формирования plutонов. Большинство из них расположено в пределах вулканогенных или вулканогенно-осадочных образований миоцене, мощность которых редко превышает 2500–3000 м. Геологическая реконструкция и петрографическое изучение пород интрузий показывают, что 3–4 км были предельной, а 1–2 км наиболее обычной глубиной становления интрузивных тел. При этом некоторые массивы занимают по площади до 150–300 км², чаще 10–40 км². Геометрия интрузивных тел очень сложна, многочисленны ответвления в виде силлов и апофиз.

Объемное соотношение вулканических и plutонических фаций магматизма в миоцене, изученное ранее для части рассматриваемой территории, оказалось близким к единице (Масуренков, Егоров, 1969). В целом, для Налачевской купольно-кольцевой структуры интрузии, по-видимому, составляют не более 15–20% от общего объема магматических пород.

В налачевском примере plutонизм завершает магматическую деятельность среднего структурного яруса. Следует также отметить возможность иного течения процесса в окружающих купол районах – двухэтапное развитие вулканизма с завершающим интрузивным процессом в конце каждого этапа. (Апрелков, Бондаренко, 1965). Как бы там ни было, все исследователи, за единичными исключениями, единодушны в отнесении вулканических и plutонических фаций к одной комагматической вулкано-plutонической формации. Это основывается на следующем: 1) близкий или одинаковый возраст интрузий и последних проявлений вулканизма, 2) единные структурные позиции, 3) подобные петрографический и химический составы, 4) наличие постепенных переходов от интрузивных тел через жерловые фации к фациям вулканическим и 5) обнаружение в вулканитах интрузивных желваков, являющихся отторженцами кристаллизующихся эндоконтактов в очагах – интрузиях под вулканами.

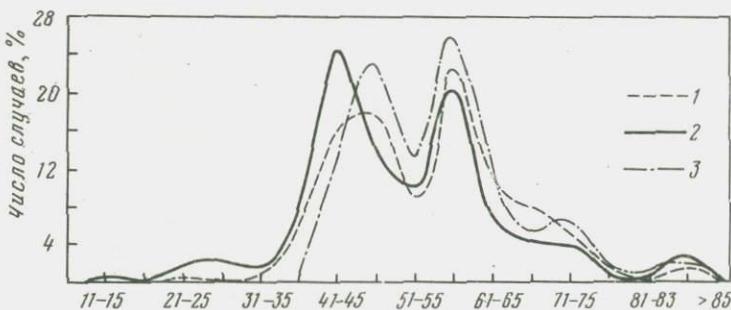


Рис. 11. Частота встречаемости плагиоклазов в разных фациях магматических пород миоцена и плиоцена Налачевского купола

1 – вулканиты миоцена (740 измерений); 2 – интрузии миоцена (268 измерений); 3 – вулканиты плиоцена (260 измерений)

Таблица 12

Химический состав магматических пород среднего структурного яруса Налачевского купола, вес.%

Оксиды	1	2	3	4
SiO ₂	54,29	59,49	55,01	59,84
TiO ₂	0,54	0,70	0,74	0,50
Al ₂ O ₃	18,28	16,25	16,68	16,05
Fe ₂ O ₃	4,45	3,43	3,16	2,74
FeO	3,06	2,57	4,11	3,09
MnO	0,11	0,20	0,15	0,14
MgO	4,96	4,78	5,04	3,55
CaO	6,28	5,05	5,93	5,49
Na ₂ O	3,21	3,20	3,66	3,27
K ₂ O	1,15	1,62	1,63	1,94
H ₂ O ⁻	1,05	0,88	0,54	0,19
H ₂ O ⁺	1,17	1,10	1,29	1,06
P ₂ O ₅	0,12	0,65	0,35	0,15
CO ₂	0,65	0,04	0,74	0,30

Примечание. 1 - базальты (9 анализов), 2 - андезиты (2 анализа) 3 - габбро (5 анализов), 4 - диориты (15 анализов).

Постепенность одного из переходов была описана А.В. Колосковым (1969), методика изучения и интерпретации интрузивных жерлаков показана Ю.П. Масуренковым (1970).

Иллюстрацией подобия петрографического состава вулканитов и вмешанных в них интрузий может быть график частоты встречаемости плагиоклазов во вкрапленниках (рис. 11). Полная аналогия в распределении различных генераций интрагиппеллурических плагиоклазов, выявлена на весьма большом статистическом материале; однозначна ей и интерпретация: плагиоклаз на глубинной стадии кристаллизации и заимствованный от плавящегося субстрата магмы вулканов и плутонов едины.

О химических критериях единства вулканических и интрузивных пород можно судить по приводимым ниже средним данным о химическом составе налачевских магматических пород (табл. 12). Для сравнения вулканиты и интрузии были разделены на две группы

Таблица 13

Сравнение химического состава вулканических и плутонических пород миоцена Юго-Восточной Камчатки, вес. % (без воды)

Оксислы	1	2	3	4
SiO ₂	57,17	60,10	60,76	60,70
TiO ₂	0,59	0,72	0,89	0,76
Al ₂ O ₃	18,51	16,60	17,10	17,08
Fe ₂ O ₃	4,41	2,95	3,35	2,52
FeO	3,07	3,65	3,45	3,87
MnO	0,13	0,15	0,16	0,09
MgO	5,09	4,02	2,90	3,59
CaO	6,27	5,75	4,98	6,05
Na ₂ O	3,32	3,89	3,93	3,14
K ₂ O	1,28	1,92	2,36	2,00
P ₂ O ₅	0,16	0,25	0,12	0,20
Σ	100,00	100,00	100,00	100,00

Примечание. Налачевский купол: 1 - вулканиты (11 анализов), 2 - интрузии (20 ан.), Южно-Быстринский хребет: 3 - вулканиты (6 ан.), 4 - интрузии (8 ан.).

в соответствии с естественным их делением на базальты и андезиты, габбро и диориты. Оказывается, что в пределах петрографических типов пород аналогия наземных и глубинных фаций магматизма для некоторых окислов простирается буквально до точности анализа. Показательны в этом отношении также андезиты и диориты Авачинского хребта: SiO₂ в них составляют соответственно 61,00 и 61,25, TiO₂ - 0,59 и 0,63, Al₂O₃ - 18,47 и 16,66, Fe₂O₃ - 1,04 и 1,41, FeO - 2,61 и 4,21, MnO - 0,08 и 0,11, MgO - 3,21 и 2,39, CaO - 5,57 и 4,88, Na₂O - 3,36 и 3,96, K₂O - 1,46 и 2,88.

Аналогичная химическая общность разнофациальных продуктов магматизма среднего структурного яруса выявляется сравнением вулканических и плутонических пород в целом для отдельных районов купольно-кольцевой структуры (табл. 13).

Эти данные привлекаются нами для обоснования нижеследующего подхода к анализу главнейших особенностей вещественного состава магматизма в миоцене в связи с новым геодинамическим состоянием структуры. Они призваны подчеркнуть комагматичность

вулканоплутонической формации и, следовательно, правомерности использования любой ее ассоциации в качестве поставщика равнозначной информации о глубинных условиях магматизма.

Мы располагаем 123 силикатными анализами магматических пород миоцена, крайне неравномерно освещдающими вулканиты (24), интрузии (99), фации и фазы последних, отдельные центры магматизма и районы в целом. Для ослабления влияния случайных факторов, тем более сильных, чем меньшее количество анализов используется, мы пошли по пути осреднения данных в пределах крупных, близких в структурном отношении участков (табл. 14). При этом мы, конечно, не смогли избежать неравнозначности закладываемого в ту или иную выборку материала. Так, для характеристики магматизма Ганальского хребта используется 22 анализа, относящиеся только к породам плутонических фаций; из пятнадцати анализов прибрежного участка только четыре относятся к вулканитам; для характеристики Шипунского участка мы располагаем всего лишь четырьмя анализами интрузивных пород и т.д. С позиций математической статистики материал, по-видимому, не сопоставим. Но, приведенные выше данные о близости состава вулканических и интрузивных пород исключают сомнения относительно возможности их сопоставления, оставляя для претензий лишь количественную сторону вопроса. Однако, как нам кажется, принципиальная основа полученных результатов не может быть поколеблена. В этом убеждает нас обычный характер пространственного распределения химических особенностей расплавов, вполне согласующийся со структурно-фациальным делением района. Обратимся к распределению средней кислотности магматических пород (рис. 12). Участки с повышенным содержанием окиси кремния располагаются по периферии Налачевской купольно-кольцевой структуры, в центре ее проявляется магматизм заметно более основной. В среднем, по выявленным структурно-фациальным зонам содержание кремнезема в весовых % распределяется следующим образом: Ганальская - 61,52, Жупановская - 63,00, северо-западная часть Налачевской - 60,62, центральная часть Налачевской - 57,42. Это поразительный факт. И хотя проведенные на схеме изолинии концентраций имеют, конечно, условный характер, а реальное кремнесодержание изменится с привлечением более представительного материала, общая закономерность структурно-геохимических связей установлена. Она состоит в том, что уровень кремнесодержания в генерируемых расплавах является функцией истории геологического развития района: он тем более высок, чем более интенсивные тектономагматические процессы переживал район на предшествующем этапе.

Пройдя островодужную стадию в геосинклинальный период, орогенез и пенепленизацию, а затем повторное интенсивное прогибание, Ганальская и Жупановская структурно-фациальные зоны приобрели устойчивую способность генерировать кислые расплавы (до 80% SiO_2). Это определенно свидетельствует о достижении земной коры в основании этих зон к концу миоцена относительно высокой

Таблица 14

Среднее содержание SiO_2 , Na_2O , K_2O в миоценовых магматических породах Юго-Восточной Камчатки по отдельным райснам, вес. %

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	60,75	59,68	64,52	66,13	59,88	60,62	57,12
Na_2O	3,56	3,35	3,82	3,95	2,99	3,61	3,60
K_2O	2,18	2,25	2,03	2,69	1,02	2,70	1,64

Примечание. 1 — Ганальский хребет и Срединный хребет в истоках р. Быстрой (22 анализа), 2 — Южно-Быстрицкий хребет и верховье рек Карымской — Паратунки (19 ан.), 3 — прибрежная зона к югу от Авачинской губы (15 ан.), 4 — ксенолиты гранитоидов предположительно миоценового возраста в вулканитах М. Семячика и Академии Наук (21 ан.), 5 — Шипунский п-св (4 ан.), 6 — Авачинский хребет (32 ан.), 7 — Налачевский купол (31 ан.).

зрелости. Этого нельзя сказать о центре Налачевской структуры. Здесь максимальное кремнесодержание не поднималось выше 62% SiO_2 , что связано с относительно пассивным ее поведением в предшествующие стадии развития.

Дополнительную информацию о внутреннем геохимическом режиме региона в течение олигоцена—миоцена несут щелочные металлы, содержащиеся в продуктах магматизма. Величина коэффициента $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ отражает интегральный уровень зрелости областей магмообразования, степень их удаленности от первично-мантийного состояния. Эта закономерность выведена на основании сравнительного изучения магматических пород океанов и складчатых областей, а также коры океанического и континентального типов. В первых — указанный коэффициент в среднем равен 0,10—0,20, во вторых — 0,50—1,00. Распределение щелочного отношения на территории юго-восточной Камчатки показывает высокую степень неоднородности областей генерации миоценовых расплавов (рис. 13). В целом уровень зрелости магмопроизводящих горизонтов нарастает с востока на запад. Это региональная особенность среды магмообразования. Расплавы с особенно заметной мантийной наследственностью наиболее сильно вдаются в материковую область в районе Налачевского купола; на флангах купольно-кольцевой структуры они несколько вытесняются более зрелыми коровыми магмами. Последствуя, в сглаженном виде повторяется картина распределения оксида кремния: менее четко в рисунке условных изолиний отражена концентрическая зональность, но сильнее проявлен региональный фон. Интересна зона особенно сильных коровых признаков ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 0,65$), секущая в северо-восточном направлении западную часть Налачевской купольно-кольцевой структуры. У нас нет оснований считать такое распределение коэффициента случайным, но положе-

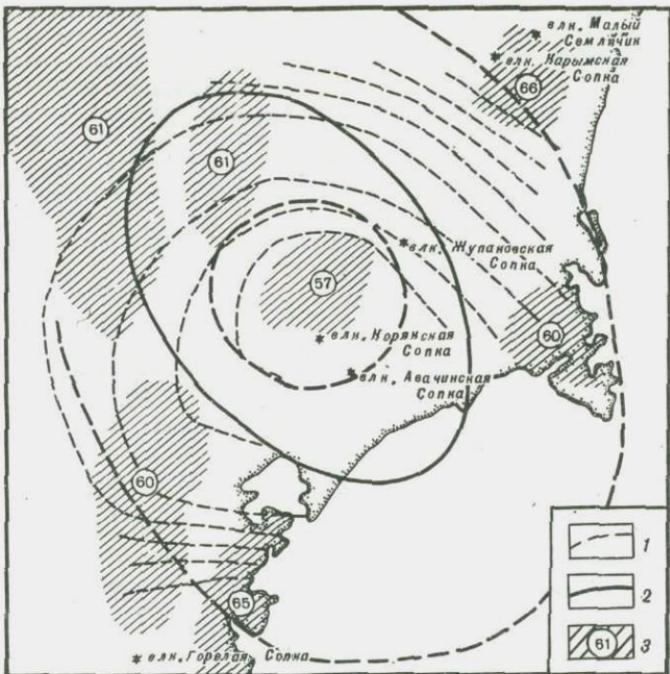


Рис. 12. Пространственное распределение среднего содержания окиси кремния в магматических породах миоцена Юго-Восточной Камчатки

1 – условные изолинии содержания SiO_2 в вес.%; 2 – современные контуры Налачевской структуры (см. рис. 1); 3 – площади, для которых выведены указанные средние значения SiO_2

ние зоны никакими другими геологическими или геохимическими признаками в миоцене и ранее не подтверждается. Следовательно, можно рассматривать ее как глубинную предтечу последующих событий, а именно, заложения в том же направлении и так же секущего все поперечные структуры Восточного вулканического пояса. Ось пояса несколько смещена к востоку от этой зоны, но они разобщены и во времени, т.е. возможна миграция зоны интенсивного кремнезелочного магматизма. Сейчас хотелось бы подчеркнуть другое, а именно то, что зону или участки с отчетливыми гранитными признаками, определяемыми средним кремнесодержанием и щелочными коэффициентами в магматических породах, следует рассматривать как области гранитообразования. Каков бы механизм происхождения магм мы не принимали, совершенно очевидно, что в одних участках расплавы обогащаются гранитными элементами, в других этого не происходит, или происходит менее активно. Магмы поднимаются в верхние горизонты коры и вносят в нее континентальные гранитные признаки. Так они могут участвовать в процессе наращивания гранитной коры. При этом, естественно воз-

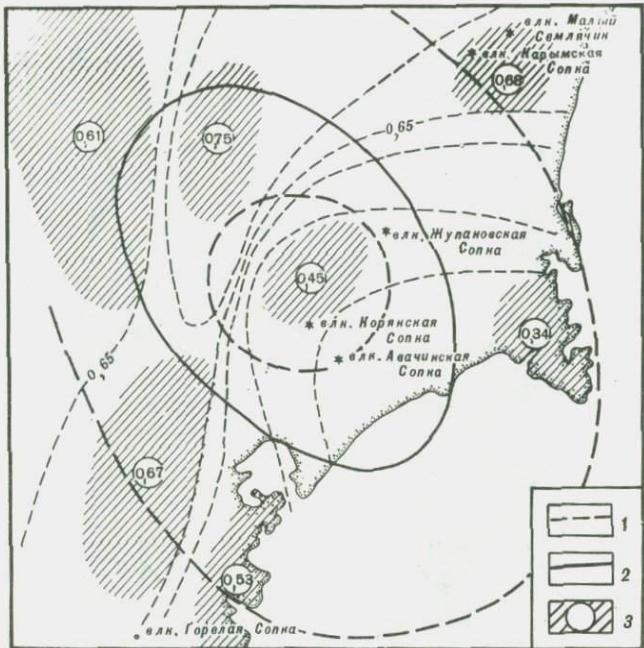


Рис. 13. Пространственное распределение среднего отношения K_2O/Na_2O в магматических породах миоцена Юго-Восточной Камчатки
 1 – условные изолинии величин K_2O/Na_2O ; 2 – современные контуры Налачевской структуры (см. рис. 1); 3 – площади, для которых выведены указанные средние значения K_2O/Na_2O

никает вопрос, не является ли подобный подъем магм простым механическим перемещением гранитофильных компонентов внутри гранитного слоя. С том, что это не только так, свидетельствует закономерность появления гранитоидных признаков в магматизме в связи с определенной последовательностью геологических событий. Действительно, магматизм и вулканализм, в частности, проявляются на разных стадиях развития геологических структур, но граниты и липариты в сравнимых с основными породами объемах известны только для структур, проходящих (как правило, не первый раз) стадии складчатости и орогенеза. Следовательно, глубинные расплавы обогащаются гранитофильными компонентами только в определенные моменты жизни структуры. Но структура приобретает гранитный слой именно на этих стадиях своего развития – во время складчатости и орогенеза. Следовательно, насыщение магматических расплавов гранитными компонентами происходит одновременно с ростом гранитного слоя и, по существу, гранитизацию и означает. По крайней мере, указанные химические признаки магм могут служить надежным критерием гранитообразования. Они использованы нами для выявления направленности и механизма процесса в

Таблица 15

Эволюция кремнессодержания и щелочности в миоценовых магматических образованиях Авачинского хребта (средние значения), вес. %

Оксислы и коэффициенты	1	2	3	4
SiO ₂	61,00	54,94	61,25	70,53
Na ₂ O	3,36	3,53	3,96	3,72
K ₂ O	1,46	2,10	2,88	3,90
K ₂ O/Na ₂ O	0,44	0,60	0,73	1,05

Примечание. 1 - андезиты (2 анализа), 2 - габбро (9 анализов), 3 - диориты (17 анализов), 4 - граниты (4 анализа).

ходе формирования среднего структурного яруса. Такая возможность содержится в сравнении химического состава магматических проявлений, относящихся к последовательным стадиям магматизма. В качестве этих стадий могут рассматриваться, как выше отмечалось, вулканизм и плутонизм или разные фазы интрузивных образований. Обратимся к конкретным примерам (табл. 12 и 15). В Налачевском куполе от магматизма первой стадии (вулканические породы) до второй (интрузии) количество окиси кремния в пересчете на безводный состав возросло, примерно, на 3%, а щелочной коэффициент увеличился с 0,39 до 0,49. В Южно-Быстрицком хребте в интрузивных породах количество кремнезема не увеличилось, а щелочной коэффициент возрос лишь на 0,04 (от 0,60 до 0,64). Следовательно, процесс гранитизации при общей более высокой интенсивности, чем в Налачево, менялся во времени сравнительно слабо, практически оставаясь на одном уровне. В Авачинском хребте интенсивность нарастания процесса гранитизации была очень высока (табл. 15). Начавшись со сравнительно низкого уровня при вулканизме (имеются данные только андезитовых разностей вулканитов), она достигает максимума во время внедрения гранитов - последних проявлений магматизма в миоцене для этого района.

При сравнении вулканических и интрузивных пород в целом по Налачевской купольно-кольцевой структуре установлено следующее распределение между ними рассматриваемых величин (с округлениями). Оксись кремния в вулканитах: мода - 55, медиана - 56, среднее - 58; окись кремния в интрузивных породах: мода - 59, медиана - 60, среднее - 61 (вес. %); в среднем приращение окиси кремния составляет ~ 4%. Оксись калия в вулканитах: мода - 0,75, медиана - 1,20, среднее - 1,65, окись калия в интрузивных

породах: мода – 2,25, медиана – 2,10, среднее – 2,30 (вес. %). Это дает заметное увеличение содержания окиси калия к концу магматической деятельности в миоцене на 0,65–1,50%. Для вулканитов и интрузий мода, медиана и среднее содержание окиси натрия приблизительно равны и составляют около 3,50%. Следовательно, щелочной коэффициент в ходе развития магматизма возрастает в среднем для всей структуры от 0,47 до 0,64. Авачинский темп прироста на этом фоне выделяется в большую сторону, Налачевский – в меньшую. Можно предположить, таким образом, что наиболее высокий темп и уровень гранитизации в миоцене приходится на северо-западную часть купольно-кольцевой структуры, у соединения Ганальской и Жупановской структурно-фацальных зон.

Следующая задача, которая возникает при сравнении вулканических и плутонических фаций магматизма, состоит в необходимости ответить на вопрос если не о причинах их отличия, то, по крайней мере, о способе или механизме его возникновения. Здесь необходимо иметь в виду следующее обстоятельство. Как было показано в работе О.Н. Вольнца и др. (1968) интрузивные образования неогеновой габбро-диоритовой формации Срединного хребта и юго-восточной Камчатки делятся на два типа.

К первому относятся массивы, формировавшиеся двумя последовательными фазами внедрения. Первая фаза представлена габбро, габбро-диоритами или диоритами. Вторая – диоритами, гранодиоритами или гранитами. Фазы могут быть либо совмещены в пространстве, либо формироваться самостоятельно. Контакты друг с другом и с вмещающими породами резкие, воздействие на последние незначительно.

Интрузии второго типа отличаются весьма сложными геометрией и внутренним строением: образуют прихотливые сочетания разных по составу и структурам пород от габбро до гранодиоритов, и от равномернозернистых крупнокристаллических до порфиритов. Контакты с вмещающими породами постепенны, иногда настолько, что отличить зоны эндоконтактов невозможно. Сопровождаются они интенсивным калиевым и кремниевым метасоматозом, накладывающимся как на вмещающие породы, так и на интрузивные тела. Для некоторых участков предполагается также проявление кремне-щелочного метасоматоза, предшествующего появлению расплавов. Интрузии этого типа формировались в обстановке сравнительно высокого насыщения летучими, сопровождаются гидротермальными процессами и рудообразованием. Все это указывает на то, что со вторым типом интрузий идет процесс не только магматического, но и фильтрационно-метасоматического привноса гранитофильных компонентов. По-видимому, некоторая часть интрузий второго типа, по крайней мере в контактовых зонах, образовалась только метасоматическим путем или при достижении средой крайне незначительного по объему плавления. На рис. 10 показаны два контура интрузивных тел в сводовой части Налачевского купола. Внутренний контур окружен породами, которые с большой вероят-

ностью можно считать прошедшими фазу расплавного существования и частичного движения в жидкой фазе. Внешним контуром купола показано поле пород, занимающих по текстурным и структурно-петрографическим признакам двойственное положение: отнести их к собственно интрузивным породам затруднительно, но они утратили и признаки эфузивных пород. Сюда же включены и участки, прослоенные силлами. Важная особенность закартированного участка состоит в структурной однозначности достоверно вулканогенно-осадочных вмещающих пород и интрузивных образований. Геликотовая слоистость, иногда читаемая как полосчатость течения, провесы и блоки кровли, шлиры, ксенолиты, всякие теневые структуры в интрузиях хорошо вписываются и продолжают структурный рисунок размы. Все это, вместе с вышеупомянутыми химическими отличиями налачевских вулканитов от интрузий, имеющих здесь, по крайней мере, частично метасоматическую природу, убеждает нас в широком развитии наряду с магматической и метасоматической гранитизации даже на столь высоких уровнях. Под метасоматической гранитизацией мы понимаем эндогенный привнос в среду гранитофильных компонентов без обязательного появления в качестве конечного продукта гранитов. В этом смысле процесс гранитизации продолжается и на гидротермальной стадии, что будет показано ниже. Здесь же еще раз подчеркнем, что в результате этого процесса даже в приповерхностных условиях к концу миоцена было неизначительно повышено содержание кремнезема и щелочей, т.е. происходило некоторое приближение среды к гранитному составу. Этот первый шаг к гранитизации был сделан двумя путями — магматическим и метасоматическим.

ГИДРОТЕРМАЛЬНАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ

Гидротермальные изменения коснулись практически всех пород среднего структурного яруса, особенно интенсивны они были в Налачевской структурно-фацальной зоне. Масштабы и характер изменений в разных районах далеко не одинаковы. Преимущественно это низкотемпературные метасоматические преобразования: хлоритизация, цеолитизация и карбонатизация. Несколько реже к указанным преобразованиям пород присоединялись эпидотизация, пиритизация, альбитизация, адуляризация — породы приобрели облик настоящих пропилитов. Среди преобразований подобного типа отдельными участками или сплошными полями встречаются обеленные гидротермально-измененные породы с опалом (кварцем), монтмориллонитом, цеолитами, гидрослюдами. Различные сочетания минералов определяют принадлежность их либо к аргиллитам, либо к вторичным кварцитам. Наиболее глубокие минералогические и химические преобразования первичных пород связаны с аргиллизацией и опализацией. Эти же изменения, по нашему мнению, являются и наилучшим поисковым признаком на руду. Кроме того, вторичные кварциты — аргиллиты среднего структурного яруса всегда ассоциируют и с про-

пидитизацией в ее наиболее характерном по минералогии и значительном по объему выражении. Ранее нами были приведены доказательства генетической близости пропилитов и вторичных кварцитов как последствий единого процесса метасоматического преобразования пород в разных участках (Масуренков, 1969). Вторичные кварциты и аргиллиты образуются над более глубинной зоной пропилитизации в сравнительной открытой обстановке при активном взаимодействии эндогенных растворов с поверхностными водами и растворенным в них кислородом, при низком парциальном давлении углекислого газа и значительной скорости фильтрации растворов в зонах разломов и трещиноватости. Для зоны пропилитов характерен застойный режим, низкий окислительно-восстановительный потенциал, высокие минерализация и давление углекислого газа. Градиентная область перехода от пропилитовых фаций к фациям вторичных кварцитов-аргиллитов ("корневая" система вторичных кварцитов) является наиболее благоприятной зоной геохимических барьеров или ловушек для осаждения руд. Эта зона представлена системой кварцевых, кварц-эпидотовых, кварц-карбонатных жил и прокварцованных метасоматических тел с сульфидным оруденением среди интенсивно пропилитизированных пород.

Все это дает нам основание сосредоточить внимание главным образом на вторичных кварцитах, опалитах и аргиллитах.

Последние, как и для нижнего структурного яруса, делятся на син- и эпивулканические. Синвулканические вторичные кварциты - аргиллиты проявлены повсеместно в связи с вероятными центрами вулканизма, но ограниченно по масштабам - в виде послойных согласных с вмещающими вулканитами редких и маломощных тел. Встречаются на разных гипсометрических уровнях в разрезе, срезаясь или перекрываясь вышележащими вулканогенными образованиями.

Изучение этого типа вторичных кварцитов - аргиллитов затруднено сложностью и неоднозначностью их диагностики.

Эпивулканические кварциты четко контролируются куполовидными структурами. Особенно значительные по объему изменения этого типа связаны с Налачевским куполом (рис. 14). Здесь же показано положение наиболее высокотемпературных и глубоко преобразованных эпидотсодержащих пропилитов. Последние, если и не повторяют контуры интрузивных тел, то обнаруживают явный с ними пространственный парагенезис. Накладываясь на интрузивные тела и их контакты, эпидотсодержащие пропилиты вместе с тем четко наследуют субкольцевое размещение в своде купола вдоль границы с овальным сводовым проседанием. Эти границы являются зонами наибольшей складчатости, трещиноватости, дробления. Они в свое время служили дренажной системой для эндогенного флюидно- теплового потока (здесь встречаются пластовые тела синвулканических вторичных кварцитов-аргиллитов) и магмоводом при внедрении расплавов интрузий. Само внедрение расплавов сопровождалось активной метасоматической переработкой вмещающей среды

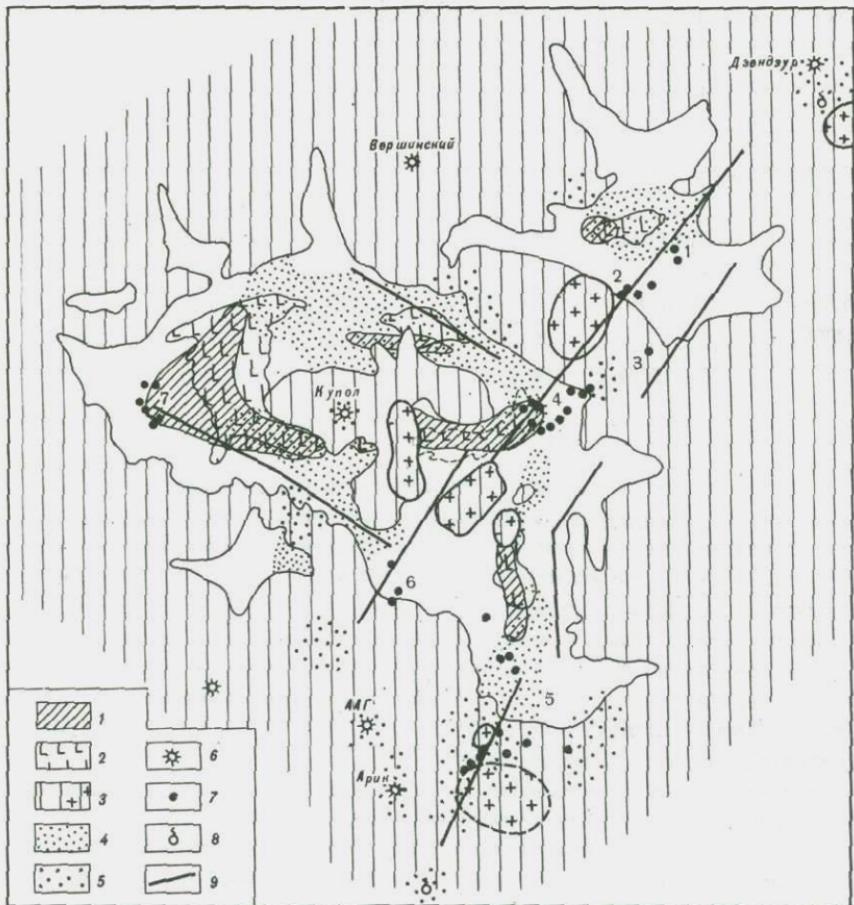


Рис. 14. Гидротермальные изменения пород и источники термоминеральных вод в Налачевском куполе

1 – вулканогенные образования олигоцен-миоценового яруса;
 2 – интрузии габбро, габбро-диоритов и диоритов миоцена; 3 – вулканогенные образования, верхнеплиоцен-четвертичного яруса; *a* – эфузивно-пирокластические, *b* – экструзивные кислого состава;
 4 – вторичные кварциты миоцена; 5 – вторичные кварциты и аргиллиты плиоцен-четвертичного возраста; 6 – вулканы средне-верхнеплейстоценового возраста; 7 – термальные и минеральные источники (1 – Краеведческие, 2 – Таловые, 3 – Шайбные, 4 – Налачевские, 5 – Шумные, 6 – Аагские, 7 – Китхойские); 8 – фумаролы; 9 – главнейшие разломы

Таблица 16

Фоновый химический состав Налачевских диоритов (среднее из системы (среднее из 8 анализов), вес. %)

Тип породы	Значения	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
Диориты	Крайние	62,66— 57,72	1,10— 0,32	18,31— 14,72	4,24— 1,17
	Среднее	59,83	0,50	16,05	2,74
Метасоматиты	Крайние	69,38— 60,12	0,85— 0,15	18,87— 13,25	2,77 0,25
	Среднее	64,98	0,22	15,31	1,22

вплоть до ее плавления. Стабилизация и охлаждение системы сопровождались кремниевым и калиевым метасоматозом: прокварцевание, биотитизация и калишпатизация по эндо- и эзоконтактам интрузивных тел. Эпидоты, содержащие пропилиты, прямо наследуют структурные позиции магматических и метасоматических процессов предшествующих стадий и могут рассматриваться как следующая за ними стадия эволюции эндогенного потока вещества и энергии. Пропилитизация ни в коем случае не является автометасоматическим процессом кристаллизующейся интрузии. Связь у них только парагенетическая: они оба — последовательные фрагменты одного и того же мощного движения вещества снизу вверх. Движение это охватывает значительно большие площади и объемы. Здесь нами рассматривается положение в пространстве лишь наиболее энергоёмких их проявлений. Вторичные кварциты и аргиллиты (эпивулканические) хотя и накладываются на все предшествующие типы изменений, не являются завершающими стадиями этого процесса. В принципе они образуются одновременно с пропилитизацией в более приповерхностных или более открытых условиях. Наблюданное наложение вторичных кварцитов и аргиллитов на пропилиты связано с длительностью процессов гидротермального преобразования, в течение которого поднятие и денудация выводят в приповерхностные условия кварцитообразования зоны более глубинного пропилитообразования. В этом смысле совмещение и наложение кварцитов на пропилиты указывает и на их разновременность в конкретном случае, но вовсе не свидетельствует о принципиальном разобщении кварцито- и пропилитообразования во времени. Выполненное нами совместно с О.Н. Егоровым картирование вторичных кварцитов (опалитов) — аргиллитов Налачевского купола обнаружило их близкую пространственную совмещенность с участками развития среднетемпературных эпидотов, содержащих пропилиты (рис. 14). Следовательно, наиболее мощный

15 анализов) и метасоматитов в недрах гидротермальной

FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
4,28— 1,94	0,22— 0,10	5,13— 2,00	6,73— 4,12	4,64— 2,57	3,16— 1,34
3,09	0,14	3,55	5,49	3,27	1,94
3,58 1,92	0,16 0,01	4,32 2,07	4,10 0,59	3,19 0,00	4,91 0,89
2,86	0,08	2,93	1,89	1,22	3,10

флюидный поток по-прежнему связан с теми же путями миграции, что и во время интрудирования и пропилитообразования. Наследование происходит даже для отдельных изолированных выходов гидротермально-измененных пород и интрузий. Это наследование продолжается в известной мере и до сегодняшнего дня. Размещение современной гидротермальной системы, судя по выходам термальных вод, связано с теми же зонами наибольшей плотности эндогенного потока вещества и энергии.

Тезис об одновременности формирования вторичных кварцитов и пропилитов предполагает существование пропилитов под закартированными зонами обеленных пород. Поскольку вторичные кварциты накладываются на уже существующие изменения пропилитового типа, можно ожидать, что в недрах системы происходит наложение поздних пропилитов на ранние. Иначе говоря, на невскрытых горизонтах возможно совмещение однофациальных изменений, т.е. наличие наиболее далеко продвинутых изменений одного типа. Действительно, такие глубоко преобразованные породы вскрыты скважинами в долине р. Горячей у Налачевских термальных источников на глубине 100–200 м. (табл. 16). Метасоматиты развивались по диоритам миоцена. Минералогически они представлены ассоциацией плагиоклазов, кварца, адуляра, хлорита, гидрослюд, пирита, кальцита, иногда эпидота. По химическому составу эти породы приближаются к гранодиориту и даже граниту. Преобразование их происходило при температуре не выше 350–450°C, и тем не менее по результату это типичная гранитизация в пропилитовой форме. Породы столь глубоко метасоматически преобразованные не были встречены не только в пределах Налачевского купола, но и вообще в среднем ярусе всей Налачевской купольно-кольцевой структуры. Количество кремнезема в них по сравнению с известными вблизи интузиями возрастает в среднем на 5%, а окиси калия более чем на

Таблица 17

Привнос (+) и вынос (-) компонентов в процессе преобразования миоценовых

Окислы	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	-310	-469	-479	-320	+38	-213	-184
TiO ₂	-6	-15	-19	+2	-22	-1	-4
Al ₂ O ₃	+3	-53	-40	-23	-137	-112	-64
Fe ₂ O ₃	-18	+8	+25	+2	-23	+84	+211
FeO	+12	-40	-34	-30	-215	-70	-108
MnO	+2	+1	-1	-4	-8	-2	-2
MgO	-31	-34	-38	-22	-292	-19	-265
CaO	-32	-51	-47	-51	-364	-229	-224
Na ₂ O	-34	-18	-66	-18	-124	-186	-187
K ₂ O	-22	-61	-54	-40	+28	-8	-83

Примечание. 1-5 - вторичные кварциты г. Горелый, 6-8 - вторичные кварциты р. Таловой, притока р. Налачевой, 9-14 - вторичные кварциты

1%. Все остальные компоненты породы выносятся. При пересчета весовых процентов на атомные количества в единице объема эффект получается тот же - привнос кремния и калия и вынос всех остальных элементов. Вероятно, столь глубокие преобразования связаны не только с одним миоценовым и предверхнеплиоценовым этапом гидротермальной деятельности. Поскольку вскрытый скважинами разрез находится близи изменений, прошедших и по породам плиоцена и четвертичного времени, более того, он находится также в сфере воздействия современных гидротерм, можно предполагать здесь суммарный эффект изменений от миоцена до настоящего времени. Это, однако, не меняет существа вопроса - пропилитизация действительно протекает под зоной образования вторичных кварцитов и аргиллитов. Именно к такому типу изменений и относятся здесь преобразования пород в плиоцене и плейстоцене.

Возвращаясь к структурной позиции вторичных кварцитов (опаллитов) - аргиллитов, следует отметить, что конкретные тела этих пород обнаруживают (в пределах оконтуренных участков) связь с нарушениями северо-западного или северо-восточного планов. Отдельные тела измененных пород сливаются вместе и образуют сложные по геометрии массивы вторичных кварцитов.

Строение тел вторичных кварцитов сравнительно простое: в центральной зоне концентрируются новообразования кварца (опала), в небольшом количестве присутствуют серицит, рутил, рудный минерал. Периферические зоны образуют ассоциации глинистых, рудных

пород во вторичные кварциты (ат.коляч./100 см³)³⁾

8	9	10	11	12	13	14	15
+422	-46	+30	+65	+27	+163	+1081	-14
-7	+7	+11	+3	0	+6	-13	-4
-158	-11	-31	-60	+14	-134	-180	-78
-67	+5	-2	+12	-26	+22	-46	+13
-107	-41	-63	-54	+27	-70	-74	-62
-2	-5	-5	0	-3	-5	-5	-3
-283	+28	-32	-33	-33	-104	-141	-88
-229	-53	-42	-43	-76	-114	-103	-118
-233	-20	+63	-161	-68	-232	-286	-116
-85	+5	-9	-61	-56	+10	-90	-38

г. Глинная, Южно-Быстрицкий хребет, 15 - среднее для всех вторичных кварцитов.

минералов и кварца (опала). Чаще всего тела вторичных кварцитов вмещены в пропилитовое окружение с соответствующими минеральными ассоциациями.

Об общем характере изменений, связанных с образованием вторичных кварцитов - аргиллитов миоцена, можно судить по данным табл. 17. В нее внесены результаты химического изучения центральных и периферических зон, поэтому таблица дает представление о динамике движения вещества при образовании всех основных разновидностей пород этого типа. Процесс этот весьма противоречив. Так, например, для кремнезема отмечается как привнос (50% случаев), так и вынос. В движение приходит от 1 до 45% кремнезема породы, чаще - 10-15%. В среднем кремнезем ведет себя как инертный компонент, т.е. из всей совокупности пород этого типа его выносится около 6%. Его миграция, таким образом, почти полностью совершается внутри объема пород этой формации. Поведение титана аналогично, но в среднем все же его выносится ~20% от первоначального количества. Остальные компоненты только или преимущественно выносятся. Однако, вынос алюминия и калия осуществляется в сравнительно небольших масштабах: примерно, 25%. Других окислов выносится 40-90% от первоначального количества. Вследствие этого вся совокупность пород этой формации относительно обогащается кремнеземом, алюминием, титаном и калием. Так, например, при отношении K₂O/Na₂O в исходных породах, равном 0,56-0,87 (в среднем 0,79), в конечных членах ас-

социации имеем ряд значений этого коэффициента от 0,04 до 9,55 (в среднем 2,20). Все эти изменения приводят к потере, приблизительно, 12% первоначального количества атомов и к 9% первоначального веса (объемный вес меняется от 2,56 до 2,33 г/см³). Весь объем пород формации вторичных кварцитов — аргиллитов сравнительно с первоначальным составом меняется, таким образом, в сторону приобретения гранитоидных свойств. В этом смысле подобный тип изменений тоже может быть причислен к одному из путей гранитизации коры.

Мы не располагаем достаточно надежными и всесторонними сведениями об общей динамике вещества при пропилитизации. Приведенный выше пример далеко продвинутой пропилитизации однозначно свидетельствует об аналогичной направленности процесса — к химической гранитизации. Об этом же говорят и данные, приводимые М.М. Васильевским (1973). В числе компонентов, привносимых на разных стадиях пропилитизации, в различных их зонах и формациях им называются кремнезем и окислы алюминия, натрия, калия, углекислый газ и вода. В целом же для пропилитов, согласно этим данным, характерен вынос петрогенных окислов. К сожалению, оценить относительную долю в выносе каждого окисла по приводимым материалам не представляется возможным. Нами сделана попытка оценить общее направление химических превращений с веществом в процессе пропилитизации на основе сравнения средних составов магматических пород и типичных пропилитов миоцена. Для выведения среднего состава магматической породы использовалось достаточно большое количество анализов (112) сравнительно слабо проглинистизированных пород. Типичные пропилиты, представляющие собой кварц-хлорит-эпидот-плагиоклавовые породы с кальцитом и пиритом, развивающиеся по вулканитам и интрузивным телам, окрахтеризованы 61 анализом (включая частичные). Такое сравнение, конечно, не может быть достаточно убедительным, тем более, что предполагаемые исходные породы тоже претерпели некоторые изменения. И все же мы решаемся сослаться на эти данные, потому что они не являются исключением в цепи приводимых нами доказательств, согласуются с последними обнаруживая направленное изменение вещества при проглинистизации в сторону приобретения ими некоторых гранитоидных свойств (табл. 18).

Согласно этим данным, количество кремнезема в пропилитах заметно возрастает сравнительно с исходными породами (на 3–5%), окиси натрия снижаются, а окиси калия либо несколько увеличивается, либо остается на прежнем уровне. Калий-натриевое отношение вследствие этого заметно возрастает.

Можно понять некоторые особенности состава и динамики глубинного потока вещества. По водорасторимому комплексу изверженных и метасоматических пород (Масуренков, 1965, 1969; Масуренков и др., 1968). Для пород среднего структурного яруса нами выполнено 50 анализов водных вытяжек, которые сгруппированы в соответствии с поставленной задачей — выявить изменение состава под-

Таблица 18

Среднее содержание некоторых окислов в магматических породах и пропилитах миоцена Юго-Восточной Камчатки, вес. %

Окислы	Вулка- ниты (24 ан.)	Интра- зивные породы (88 ан.)	Магматические по- роды		Пропилиты (61 ан.)
			среднее арифмети- ческое	среднее взвешен- ное	
SiO ₂	58,10	60,60	59,35	58,52	63,30
Na ₂ O	3,50	3,50	3,50	3,50	2,63
K ₂ O	1,65	2,30	1,98	1,78	2,12
K ₂ O / Na ₂ O	0,47	0,66	0,57	0,51	0,81

земной гидросферы в процессе пропилитизации и кварц-аргиллитовых преобразований. Фоном для сравнения служит водорастворимый комплекс магматических пород (табл. 19).

Абсолютное содержание калия наибольшее в пропилитах, концентрация остальных катионов в гидротермальных растворах, вызывающих метасоматическое преобразование пород, убывает с увеличением интенсивности преобразований. Хлор, подобно калию, накапливается в растворах пропилитов, сульфат-ионы — во вторичных кварцитах. Общая минерализация растворов снижается от слабо измененных магматических пород к вторичным кварцитам. Следует отметить сравнительную близость водорастворимых комплексов мало измененных пород и пропилитов — они относятся к сульфатно-гидрокарбонатному типу с преобладанием в катионной части суммы щелочноземельных металлов. Заметно отличаются растворы, вызывающие кварц-аргиллитовое преобразование. Они относятся к гидрокарбонатно-сульфатному типу (количество сульфатов поднимается с 22–30% до 48%) с резко возросшей долей NH₄⁺ и увеличением относительной (к кальцию — магнию) роли щелочных металлов. Интересна эволюция калий-натриевого отношения: 0,39 (магматические породы), 0,67 (пропилиты) и 0,53 (вторичные кварциты). Увеличение относительной роли калия в водорастворимом комплексе неизбежным следствием должны иметь увеличение его содержания и в породах (Масуренков, 1969). Таким образом эти данные подтверждают спровоцированность сделанных выше выводов об эндогенной миграции калия и его накоплении в пропилитах. Увеличение же его относительной роли во вторичных кварцитах — аргиллитах связано с активным выносом из них других компонентов.

Итак, завершая обзор гидротермальной деятельности в период формирования среднего структурного яруса, следует отметить ее ис-

Таблица 19

Водорасторимый комплекс пород среднего структурного яруса Юго-Восточной Камчатки

Компоненты	1		2		3	
	мг/100 г	экв %	мг/100 г	экв %	мг/100 г	экв. %
NH ₄ ⁺	Нег	-	Нег	-	1,5	15,5
K ⁺	2,0	8,1	2,4	11,7	1,8	8,8
Na ⁺	5,1	35,5	3,6	30,0	3,4	28,4
Ca ²⁺	5,1	40,6	4,3	41,2	3,7	35,4
Mg ²⁺	1,2	15,8	1,1	17,2	0,7	11,5
Σ	13,4	100,0	11,4	100,0	11,7	100,0
Cl ⁻	2,3	8,8	3,4	14,3	1,2	6,0
SO ₄ ²⁻	7,8	22,0	9,8	30,4	12,9	47,5
HCO ₃ ⁻	31,2	69,2	22,7	55,3	14,4	46,5
Σ	41,3	100,0	35,9	100,0	28,5	100,0
Общая минерализация	54,7		47,3		39,6	

Примечание. 1 - слабо пропилитизированные магматические породы (19 анализов), 2 - пропилиты (10 анализов), 3 - вторичные кварциты и аргиллиты (21 анализ).

Ключительно большие масштабы, выражившиеся в метасоматическом низко- и среднетемпературном преобразовании практически всех пород яруса. В основном метасоматоз протекал в обстановке высокого насыщения растворов гидрокарбонатами щелочей и кальция (высокое парциальное давление углекислого газа). На отдельных участках состав гидросферы был несколько обогащен калием и хлором. Здесь совершались наиболее значительные преобразования пород в высокотемпературные пропилиты. Эти зоны повышенной концентрации калия и хлора размещались в структурно ослабленных участках в центре купола и наследовались от предшествующих стадий более высокотемпературного кремне-щелочного (калиевого) метасоматоза и магмообразования. Они фиксируют положение наиболее плотных и энергичных эндогенных потоков. В приповерхностных условиях и зонах открытых разломов растворы были существенно сульфатными и калийными. Это связывается нами с подтягиванием эндогенных флюидов к разломам, их дегазацией, разбавлением растворов поверхностными водами и окислением. Здесь происходило интенсивное кислотное выщелачивание и образование вторичных кварцитов-аргиллитов.

Рудообразование (сульфиды свинца, цинка) происходило в корневых зонах вторичных кварцитов-аргиллитов, а частичное накопление

некоторых металлов связано также с периферическими зонами вторичных кварцитов.

К числу специфических минерализаторов миоценовых гидротерм Налачевского купола относится бор, повышенные концентрации которого привели к образованию даже кварц-турмалиновых прожилков на одной из ранних стадий жизни системы.

Длительность существования гидротермальной системы весьма продолжительна. Начало ее деятельности относится еще к первым этапам формирования вулканических пород яруса (синвулканические вторичные кварциты). Наибольшего размаха и мощности она достигла после завершения вулканизма на заключительных стадиях становления интрузий. Объемнометасоматический характер гидротермальные преобразования имели еще 4–5 млн. лет назад, т.е. накануне начала формирования верхнего яруса. Об этом свидетельствуют определения калий-аргоновым методом возраста вулканических и интрузивных пород Налачевского купола, оказавшихся одновозрастными и явно омоложенными. Это может быть связано только с выравнивающим воздействием наложенных гидротермальных преобразований.

ДЕГРАДАЦИЯ КУПОЛООБРАЗУЮЩИХ ПРОЦЕССОВ

Отложения верхнего структурного яруса, известные под названием Алнейского комплекса, в основном представлены наземными вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями, почти полностью лишенными фаунистических остатков, поэтому их стратиграфическое положение неоднозначно. Ряд авторов, по аналогии с собственно алнейской серией Срединного хребта, относят породы верхнего структурного яруса Юго-Восточной Камчатки к верхнемиоцен-плиоценовому, а перекрывающие их с несогласием оливиновые плато-базальты – к нижнечетвертичному времени (Апрелков, 1966). Наряду с этим высказывалось мнение о возможности иных толкований возрастной позиции указанных и сходных с ними образований (Гладенков, 1965; Шанцер и др., 1965; Фаворская и др., 1965, Боярская и Малаева, 1967).

Ю.П. Масуренковым, чтобы решить этот вопрос применительно к Налачевской купольно-кольцевой структуре, было организовано комплексное изучение алнейских вулканогенных образований в верховых р. Налачевы. Были проведены геолого-петрографические (В.А. Ермаков), палеомагнитные (О.М. Алыпова) и споро-пыльцевые (И.А. Егорова) исследования (Ермаков и др., 1969). На основании полученных результатов можно считать, что большая часть разреза алнейских образований сформировалась менее 2,5, а перекрывающие лавы плато-базальтов – менее 0,7 млн. лет назад. Нижний возрастной предел алнейского комплекса в Налачевском куполе может быть опущен до 4 млн. лет, но не более. Это основано на следующих данных. Нами получены калий-аргоновые даты некоторых интрузивных и вулканогенных пород (Лаборатория абсолютного возраста ИГЕМ, М.М. Аракелянц). Их возраст оказался очень молодым ($4-4,5 \pm 1,5$ млн. лет),

что, возможно, связано с их гидротермальными изменениями. Изменения эти, однако, в вышележащий алнейский комплекс не проникают.

Возможно, на окружающих терригориях начало формирования яруса относится к более раннему времени, однако, достоверных данных о положении границы ярусов для разных районов еще не имеется.

Повсеместно на изученной территории алнейский комплекс лежит на дислоцированной и размытой поверхности нижележащих образований. Тем не менее в некоторых разрезах границу между олигоцен-нижнемиоценовыми (?) породами паратунской свиты и алнейскими вулканитами провести крайне затруднительно. Подробнее о методах картирования этой границы сказано при описании межформационных поверхностей.

Верхняя граница яруса проводится нами по последним регионально развитым стратифицированным вулканогенным образованиям, перекрывающим комплекс нижнечетвертичных плато-базальтов. Выше расположены только полигенные стратовулканы или продукты ареального вулканизма, нигде не сливающиеся в сплошные вулканические покровы. Надо сказать, что и верхняя граница яруса тоже в известной мере условна. Ей присвоен среднечетвертичный возраст на том основании, что она везде проходит выше плато-базальтов, но ниже подошвы верхнеплейстоценовых вулканов. Вообще же она выделена не столько на основании каких-либо строгих датировок, сколько на соблюдении вулканологического принципа — смена массовых площадных извержений этапом формирования отдельных стратовулканов. В силу указанной неопределенности некоторые вулканогенные образования могут быть отнесены либо к этому ярусу, либо к современному этапу вулканизма.

ФАЦИИ И МОЩНОСТИ ПЛИОЦЕН-СРЕДНЕЧЕТВЕРТИЧНОГО ВУЛКАНОГЕННОГО КОМПЛЕКСА

Алнейские и перекрывающие их нижнеплейстоценовые образования распространены по территории купольно-кольцевой структуры неравномерно. Местами они либо уничтожены эрозией (большая часть Ганальского и Южно-Быстринского хребтов), либо погребены под более молодыми отложениями вулканов, ледников и рек. Наиболее значительные по площади покровы плиоцен-среднеплейстоценовых образований обнажаются в северо-западной, северной северо-восточной и центральных частях купольно-кольцевой структуры. Вплотную к структуре с юга и юго-запада примыкают обширные поля одновозрастных вулканогенных образований рек Банной, Карымчины, и истоков Паратурки и Плотниковой.

Несмотря на относительно большую обнаженность, сохранность и возможность непрерывного прослеживания толщ на значительные расстояния, алнейские образования изучены не намного лучше, чем подстилающие их миоценовые вулканогенно-осадочные толщи. Основная причина — господство наземных крайне изменчивых во всех направлениях и необычайно разнообразных вулканогенных и вулканогенно-осадочных фаций. Обычно уже на расстоянии 3–5 км разрезы в ис-

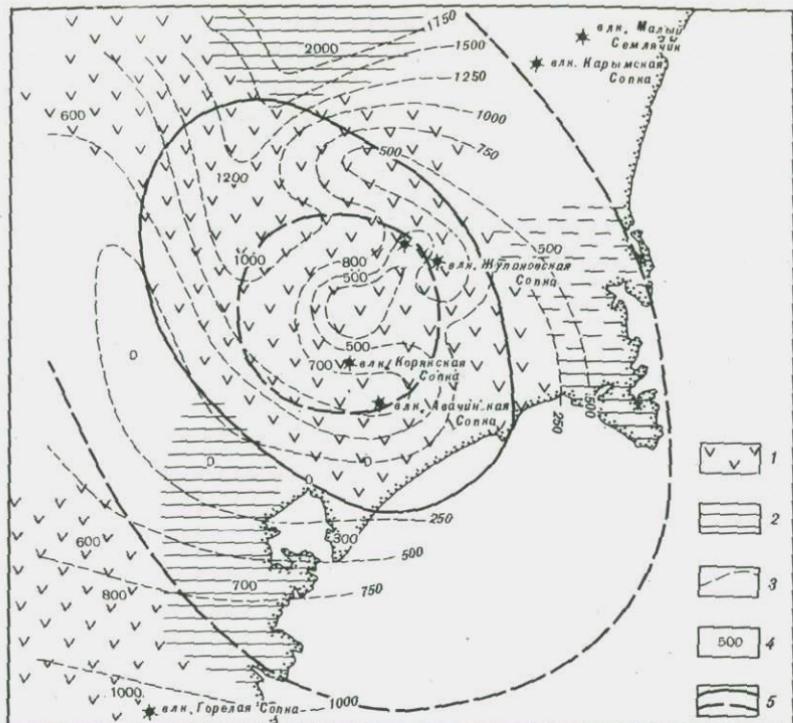


Рис. 15. Схема размещения верхнемиоцен-плиоценовых вулканогенных и вулканогенно-осадочных фаций Юго-Восточной Камчатки

1 – наземные вулканогенные фации поднятий (лавы, агломераты, туфы); 2 – озерные, озерно-лагунные и морские осадки вулканического происхождения (туфоалевролиты, туфопесчаники, гравелиты, конгломераты, прослои лигнитов), часто в переслаивании с туфами, агломератами, лавами; 3 – обобщенные изолинии мощностей в метрах; 4 – средние мощности в метрах в конкретных участках; 5 – современные контуры Налачевской структуры (см. рис. 1)

сколько сотен метров мощностью полностью несопоставимы из-за отсутствия общих по составу, фациям и мощностям элементов. Детальное описание разрезов с первым опытом фациального анализа выполнено для юго-западной окраины структуры (Фаворская и др., 1965). Разрезы альейских отложений составлены геологами КГТУ С.Е. Апрелковым, Б.К. Далматовым и Ю.И. Харченко при государственной съемке верховьев рек Авачи и Налачевы. Наиболее детальные описания плиоцен-среднечетвертичных вулканогенных горш сделаны сотрудниками Института вулканологии О.Н. Егоровым и В.А. Ермаковым при специальных гематических исследованиях.

На рис. 15 представлена принципиальная схема размещения фаций пород верхнего структурного яруса и даны их мощности. На этой

схеме синтезированы и интерпретированы, по-видимому, большинство имеющихся материалов. Для решения основной задачи — выяснения геодинамического состояния структуры в период формирования яруса — вся совокупность фаций разделена на два класса: наземные и водно-осадочные. Первые характеризуют район в состоянии относительного поднятия, вторые — в погружении.

Наземные фации вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород развиты в пределах Налачевской структурно-фациальной зоны, т.е. в центральной части купольно-кольцевой структуры. В Ганальской и Жупановской зонах, обрамляющих центральную часть структуры, широко распространены кроме того и фации, связанные с условиями отложения в водной среде. Таким образом, принцип структурно-фациального деления района, заложенный еще в период формирования верхнемеловой геосинклинали, сохраняется и в верхнем плиоцене. Надо заметить, однако, что деление на структурно-фациальные зоны в плиоцене уже не столь очевидно и безусловно, т.е. зоны не проявляются в виде конгратных по геодинамическому состоянию участков, как это наблюдалось нами ранее.

Для примера остановимся на описании двух наиболее представительных разрезов. В зоне центрального купольного воздымания в районе верховьев р. Налачавы голща вулканогенно-осадочных образований имеет следующее обобщенное строение. В основании разреза расположены экструзивные купола андезитов и сопровождающая их мантия агломератовых туфов того же состава. Высота куполов достигает 300 м при диаметре до 4 км. Образование этой части разреза связано с начальным этапом вулканической деятельности в куполе, имевшей явно ареальный характер.

Выше залегает лавово-пирокластическая голща, невыдержанная по фациальному составу и мощности с коэффициентом эксплозивности, варьирующим от 0 до 50%. В направлении к периферии купола в ее составе появляются и возрастают в мощности вулканогенные отложения. Состав их также меняется в зависимости от положения относительно центра купола — вблизи развиты несортированные вулканомиктовые брекчии, на удалении преобладают конгломераты, гравелиты, песчаники. Лавовые горизонты и их пачки угояются и выклиниваются в направлении от центра купола. Мощность этой части разреза достигает 300–350 м. Состав вулканитов — андезитовый, андезито-базальтовый, формирование голщи связано с деятельностью небольших и многочисленных стратовулканов, по-видимому, не многим отличавшихся по размерам от аппаратов предшествующего этапа: высота — несколько сотен метров, диаметр до 5 км. Вулканы были сконцентрированы на сводовой части купола и прилегающих склонах.

Третий этап вулканизма был связан с образованием плагобазальтов. Под этим названием объединяется существенно лавовый (коэффициент эксплозивности 10–20%) комплекс, имеющий площадное распространение и бронирующий вулканогенные образования альея. Состав лав — от андезитов до оливичевых базальтов, мощность лавовых горизонтов обычно составляет 10–15 м, иногда до

стигает 50 м. Общая мощность плато-комплекса 120–400 м. Палеомагнитная граница Брюнеса проходит в основании или нижней части комплекса платолав.

Что касается их соотношения с нижележащими отложениями алнейского комплекса, то вопрос этот решен нами однозначно: перерыв и несогласие незначительны, неповсеместны, комплекс платолав образует генетически единую толщу с алнейскими вулканитами. Этот вывод иллюстрируется описанием соответствующих контактов в работе В.А. Ермакова и др. (1969). Формировался комплекс платолав вследствие новой регионально проявленной вспышки ареального вулканизма. Местами (водоразделы рек Вершинской и Правый Китхай) устанавливается связь платобазальтов с завершающими фазами деятельности алнейских вулканов.

Разрез венчается продуктами ареальных извержений дациового состава, при слиянии образующими покровы. Их формирование знаменует завершение массового ареального вулканизма на этом этапе. Мощность их достигает 120 м, обычно же составляет первые десятки метров.

Примером, иллюстрирующим вулканогенно-осадочные образования зон относительного погружения, может служить разрез алнейской серии в районе к югу от Авачинской губы. Здесь у г. Медвежьей А.Ф. Марченко, М.А. Фаворской и И.К. Волчанской (Фаворская и др., 1965) описана нижняя часть отложений. Представлена она голщей туфоалевролитов, переслаивающихся с туфопесчаниками и прослоями грубозернистых туфов. Мощность толщи достигает 250 м. Возраст ее противоречив: в ней обнаружена фауна среднего миоцена и спорольцевые спекгры верхнего плиоцена. Верхнеплиоценовые спектры содержатся и в отложениях алнейского комплекса, обнажающихся в районе оз. Зеленого (Боярская, Малаева, 1967). Здесь также разрез представлен 200-метровой голщей туфогенных песчаников, туфов и алевропелитов. Выше эти и подобные разрезы достраиваются вулканическими агломератами, содержащими глыбы базальтов и андезитов. В цементе наряду с туфовым материалом, присутствуют песок, гравий, окатанная галька и валунники. В верхней части разреза агломераты местами переслаиваются с покровами базальтов, которые, таким образом, венчают разрез алнейских образований. Фации этого разреза получили наименование "фаций вулканических островов" (Фаворская и др., 1965). Е.М. Малаева (Боярская, Малаева, 1967) уверенно сопоставляют этот разрез с вулканогенно-осадочными толщами северной Камчатки и относят его к верхам плиоцена. Однако нет оснований сбрасывать со счета и данные о среднемиоценовой фауне в разрезе г. Медвежьей. По-видимому, описываемая толща к югу от Авачинской губы содержит в себе разновозрастные элементы. Здесь важным является тот факт, что верхнеплиоценовые разрезы оз. Зеленого и Пресного тоже накапливались в морских условиях. Морские отложения, по-видимому верхнеплиоценового возраста венчают разрез миоцена в северо-западной части Южно-Быстринского хребта (ручьи Ольховый и Поперечный).

Распределение фаций на площади купольно-кольцевой структуры, таким образом, указывает на вероятность некоторого оставания в интенсивности поднятия для Ганальской зоны сравнительно с Налачевской. На начальных этапах формирования яруса, вероятно, даже имело место и погружение Ганальской зоны. Данные по Жупановской зоне в целом еще менее определены, однако, изученные разрезы скорее характеризуют обстановку низменности, изобилующей лагунами и озерами.

В распределении мощностей при некоторой неполноте данных все же усматривается любопытная деталь: совпадение районов преимущественного развития водоосадочных фаций с районами сокращенных мощностей. Это свидетельствует об обращении гектонического режима, т.е. смене прогибаний в период осадконакопления интенсивными поднятиями и денудацией в последующее время. Первичное разделение мощностей было, по-видимому, прямо противоположным. По крайней мере фациальный состав пород дает основание для подобного предположения при соблюдении принципа компенсированного заполнения осадками прогибов. Однако для нас важно другое — сопряженность водоосадочных фаций с зонами последующего поднятия позволяет более уверенно предположить, что в период осадконакопления происходило прогибание. Подобная схема развития для нас не нова. — На ней изображается гектонический режим всех предшествующих этапов развития структуры.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ВЕРХНЕПЛИОЦЕНОВЫХ ВУЛКАНОВ¹

Условия захоронения, степень обнаженности и сохранности верхнеплиоценовых отложений исключают возможность использовать геоморфологический метод для выделения вулканических центров. В связи с этим нами были применены следующие методы их реконструкции: 1) фациальный анализ, 2) структурный анализ, 3) анализ мощностей и 4) петрографические и петрохимические методы. Реконструкция выполнена в пределах срединного собственно Налачевского купода.

Плиоценовые вулканы здесь располагались в пределах области поднятия, и эрозионному воздействию подвергались в основном центральные существенно лавовые их разрезы, поэтому наиболее информативными оказались вулканогенно-обломочные отложения подножий и склонов. Вследствие этого главным объектом фациального анализа стали обломочные вулканические породы. Выделены следующие их генетические типы: туфы, вулканомиктовые брекчии, сортированные вулканогенно-герригенные породы и кратерно-жерловые фации.

Туфы подразделяются на агломератовые или глыбовые агломератовые и мелкообломочные. Первые характеризуются отсутствием сортировки, слоистости, неокатанностью и остроугольной формой глыб и обломков, однообразием петрографического состава. Пространственно

¹ Этот параграф написан с использованием материалов В.А. Ермакова.

они ассоциируют с андезитами экструзий. Соотношение глыб или обломков с цементом также как и мощность, резко меняется в направлении от контакта с экструзиями: от 70–80 до 30–20% обломков, и от 300 м мощности до полного выклинивания на расстоянии 1–3 км. Перечисленные признаки агломератовых глыбовых туфов относятся к брекчиям разламывания или агломератовой мантии экструзивных куполов. По ним сравнительно легко реконструируются плиоценовые экструзии и центры экструзивной деятельности.

Мелкообломочные (бомбовые, лапшиевые и пепловые) туфы вместе с лавами слагают нормальнослоистые пачки стратовулканического типа. Бомбовые туфы свидетельствуют о близости центра эruptionи.

Егорий тип обломочных вулканогенных образований – вулканомиктовые брекчии – представляют собой явление более сложное, чем вышеописанные фации. Для них характерен пестрый механический и петрографический состав, отсутствие сортировки в целом по толще и наличие мелких линз гонкообломочного и гонкослоистого материала, напоминающего аргиллиты. Крупные глыбы остроугольны, мелкие обнаруживают слабую окатанность. Текстурные признаки брекчий не выдержаны по простиранию и падению. Спорово-пыльцевой анализ, выполненный И.А. Егоровой (Ермаков и др., 1969) для гонкосортированных пород этой фации свидетельствует об умеренном, близком к современному климате в период их образования. Это указывает на незначительность или полное неучастие ледниковой деятельности в формировании фаций вулканомиктовых брекчий. Мы связываем образование этих фаций с размывом и незначительным переносом вулканического материала на склонах вулканических массивов или тектонических поднятий.

Так были реконструированы ныне эродированные поднятия в верховьях р. Левой Налачевы на месте среднеплейстоценового вулкана Купол.

Третий фациальный тип – сортированные вулкано-терригенные породы – представлен конгломератами, гравеллитами и песчаниками. На периферии Купола в 5–10 км от вулканических центров породы этих фаций становятся господствующими в разрезе. Обычно же они переслаиваются даже вблизи от реконструированных центров с лавами, пролювиальными вулканомиктовыми брекчиями, разнообразными туфами.

Кратерно-жерловые фации сочетают в себе признаки всех перечисленных, но отличаются от них еще большей пестротой и сопряженностью разных по величине и степени окатанности обломков. Распространяются они на крайне ограниченные расстояния (обычно первые сотни метров). Самой характерной особенностью их является интенсивное вторичное изменение, придающее им ярко красно-желто-оранжевые оттенки. Главные типы вторичного изменения – аргиллизация, окисление, алунитизация, карбонатизация, хлоритизация.

Структурный анализ при реконструкции центров вулканизма состоит в восстановлении первичного залегания вулканитов, что для верхнеплиоценовых разрезов обычно удается при достаточно дегаль-

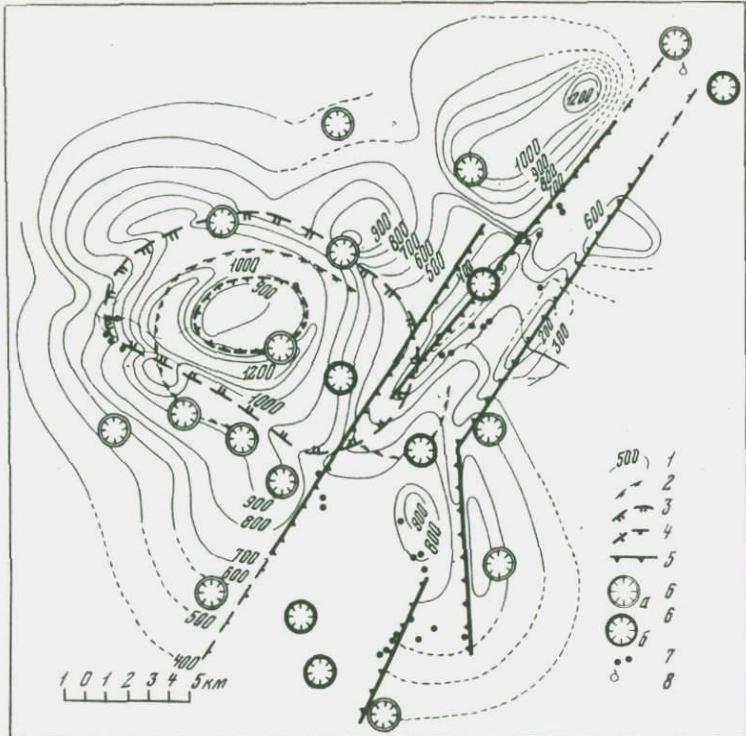


Рис. 16. Рельеф подошвы плиоцен–среднеплейстоценовых вулканических образований

1 – изоглисы подошвы плиоцен–среднеплейстоценовых образований; 2 – контуры плиоценовой депрессии; 3 – контуры нижне-плейстоценовой кальдеры; 4 – контуры среднеплейстоценовой кальдеры; 5 – средне-верхнеплейстоценовый рифт; 6 – верхнеплиоцен–плейстоценовые вулканы и экструзии: а – основного, среднего состава (базальты, андезиты), б – кислого состава (дациты, липариты); 7 – термальные и минеральные источники; 8 – фумаролы

ном картировании (до 1:5000). При этом в геле вулкана обычно обнаруживается большое число угловых и азимутальных несогласий, особенно многочисленных в средней части постройки. Как показал наш опыт, весьма эффективно изучение простирания даек, особенно радиальных. Примером могут служить два центра плиоценового вулканизма – эродированный вулкан с кратером в истоках р. Вершинской, куда сходится большое число даек левобережья р. Желтой, и вулкан на водоразделе рек Вершинская – Поперечная.

Анализ мощностей применялся в совокупности с другими методами главным образом с фациальным. Так, нами установлено, что с уменьшением общей мощности вулканитов, увеличивается мощность вулкано-герригенных отложений (от 15 до 60 и даже до 120 м).

Установлено также заметное увеличение мощности лавовых потоков вблизи от кратера и на склонах вулканов сравнительно с лавами подножий (40–50 против 4–6 м). Значение мощностей агломератовых туфов отмечалось выше.

Петрографические и петрохимические методы использовались как рабочие методы для диагностики состава пород, и самостоятельный практический интерес не имеют.

Таким образом, для опознания в значительной мере разрушенных и захороненных верхнеплиоценовых вулканов Налачевского купола применялся следующий комплекс признаков:

1. Наличие кратерно-жерловых фаций и вторичных изменений по ним.
2. Периклинальное залегание лавово-пирокластических отложений вокруг предполагаемого или обнаруженнего центра.
3. Преобладание вулканических фаций над вулкано-геригенными вблизи центра.
4. Увеличение мощности лавово-пирокластических образований и общее увеличение крупности обломочных отложений.
5. Развитие экструзий и сингенетических им глыбовых агломератовых туфов, являющихся ядрами вулканов.
6. Наличие радиальных даек, сходящихся к кратерной части вулкана.

Основываясь на описанных приемах картирования вулканогенных образований, нам удалось реконструировать в пределах центрального купола десять верхнеплиоценовых вулканов на площади около 400 км² (рис. 16). Разумеется, это далеко не все центры верхнеплиоценового вулканизма, т.к. значительные площади из-за неравномерной обнаженности оказались недопустимыми для наблюдения.

Размеры алнейских вулканов неодинаковы: диаметр от 4 до 15 км, высота от 0,7 до ~2,0 км (?). Большинство вулканов имеют, по-видимому, такие параметры: диаметр ~10 км, высота ~1,5 км.

ТЕНТОНИКА И РАЗМЕЩЕНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ АППАРАТОВ

Одна из основных особенностей пород верхнего структурного яруса – субгоризонтальное залегание. Углы падения толщи обычно составляют 5–10°, редко поднимаются до 15°, и лишь в исключительных случаях достигают 20–25°. Пликативные дислокации связаны с пологими изгибами слоев при куполообразующем всучивании или мульдоподобном проседании. Чаще их наклон связан с неравномерными деформациями тектонических блоков, лежащих в их основании, или приразломным смятием. Основная форма смещения слоев – дизъюнктивные нарушения и блоковые перемещения. Сильно погружен блок, примыкающий к кольцевой структуре с юго-запада по линии р. Плогникова – бухта Вилючинская. Здесь подошва алнейских образований лежит на высоте 300–600 м, а в пределах соседней Ганальской структурно-фацальной зоны она приподнята до 500–900 м (Вилючинский блок) и 1000–1400 м (Южно-Быгринский блок). Относительно опущены отложения верхнего плиоцена – среднего плейсто-

цена и в пределах внутреннего депрессионного кольца, окружающего срединный собственно Налачевский купол. Здесь базисная поверхность яруса находится на высоте от 300 м над уровнем моря — ниже уровня океана.

Наглядное представление о периклинальном залегании пород верхнего яруса в центре купола дает рис. 17. Здесь его подошва поднята на высоту 1000–1200 м. Как показано ниже, в основном это поднятие произошло в течение четвертичного периода, т.е. примерно, в последнюю треть формирования яруса. Одним из существенных моментов геокинетического режима в куполе было образование в его сводовой части кальдеры обрушения и заложение регионально протяженного Термального рифга. Первое событие произошло в самом конце формирования яруса в Q_2 или на границе Q_2 и Q_3 . По-видимому, в связи с начальными фазами извержения вулкана Купол образовалась овальная ($3,5 \times 5,5$ км) кальдера глубиной до 300 км. Основной объем вулкаников Купола заполнил образовавшуюся кальдеру, а лавовые потоки восточной части переливались через борт кальдеры и спускались в сторону Термального рифга (рис. 16).

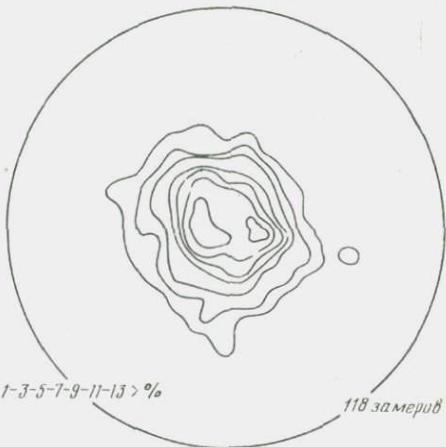
Образование рифга относится к несколько более раннему времени — началу или середине Q_2 . Ширина его колеблется от 2,5 до 8 км, глубина по смешенной подошве яруса составляет в разных участках от 200 до 700 м. Рифг сформирован системой субпараллельных разломов со ступенчатым погружением к его оси узких блоков — клиньев. На приводимом рисунке выделены только основные разломы. Дно рифга неровное: приблизительно в средней его части оно имеет высоту около 300 м, и повышается в направлении к северо-востоку до 500, а к юго-западу до 700 м. Роль рифга в локализации продуктов вулканизма и гидротермальной системы огромна. Формирующие его разломы были основными магмовыводящими каналами для среднеплейстоценовых экструзий дацитов и липаритов, сосредоточенных только вдоль рифга. На склонах купола и в связи с рифтом образовались вулканы Дзэндзур, Ааг и Арик, начавшие деятельность которых относится к среднему плейстоцену.

Рифг прослеживается далеко на юго-запад, и в месте пересечения Ганальской структурно-фашиальной зоны известен как линейная четвертичная депрессия р. Паратунки. Здесь также с ним связаны многочисленные экструзии кислых вулкаников и действующая гидротермальная система. Можно предполагать продолжение рифга к вулкану Горелому с широким развитием в его основании вулкаников дацитового состава.

Продолжение Термального рифга в северо-восточном направлении трассируется системой молодых хорошо дешифрируемых разломов в районе вулкана Жупановские востряки и через него. Здесь, однако, морфологическая завершенность рифга утрачивается. Северо-восточный грабен, рассекающий эрог, вероятно нижнечетвертичный вулкан на две части, находится несколько в стороне от линии про-стирания рифга и относится к более раннему времени. Вообще же в Жупановской структурно-фашиальной зоне и за ее пределами в Восточной вулканической зоне Термальный рифг преобразуется в па-

раллельный пучок малоамплитудных разломов, секущих все образования вплоть до голоценовых. Роль этой системы разломов в вулканическом процессе сохраняется. Именно с нею связаны кальдеры и вулканы Академии Наук, Карымского, М. Семячика (ареальная зона вулкана Сухого). Следует подчеркнуть особую роль этой региональной шовной зоны в локализации, начиная со среднего плейстоцена, кальдер, кислого вулканизма и гидротермальных проявлений, объединяемых в закономерно связанный парагенезис совокупных тектонических и лито-гидротермальных проявлений. Таким образом, поверхностным тектоническим выражением этой глубинной шовной зоны

Рис. 17. Диаграмма пространственной ориентировки пород верхнего яруса в Налачевском куполе



в зависимости от предыстории района могут быть либо системы малоамплитудных разломов, либо рифты. По отношению к кальдерам они проявляют себя и как наложенные (М. Семячик) и в качестве захваченных и переработанных (Карымский). В целом же создается впечатление о субодновременности и известной самостоятельности существования линейных и кольцевых систем.

На рис. 18. приведена схема строения поверхности верхнеплиоцен-среднеплейстоценовых отложений верховьев р. Налачевы. Она повторяет в сильно сглаженном виде положение подошвы яруса. На схеме оконтурена центральная часть купола, где рельеф создавался комбинацией тектонических и эрозионных процессов. В результате этих процессов (тектоническую составляющую мы рассмотрели выше) на своде купола образовалось обширное понижение, и значительные объемы плиоцен-четвертичных отложений были уничтожены эрозией и вынесены за пределы купола.

Дренирование продуктов выветривания осуществлялось через долины рек Налачевы, Пиначевы, Китхоя, Вершинской и Чаявой. Заложение этих долин по радиальным разломам относится к началу куполообразования т.е., по-видимому, к нижнечетвертичному времени или самому концу плиоцена. Такое секториальное расгальванивание купола — естественная реакция на давление снизу. Нами оценен прибли-

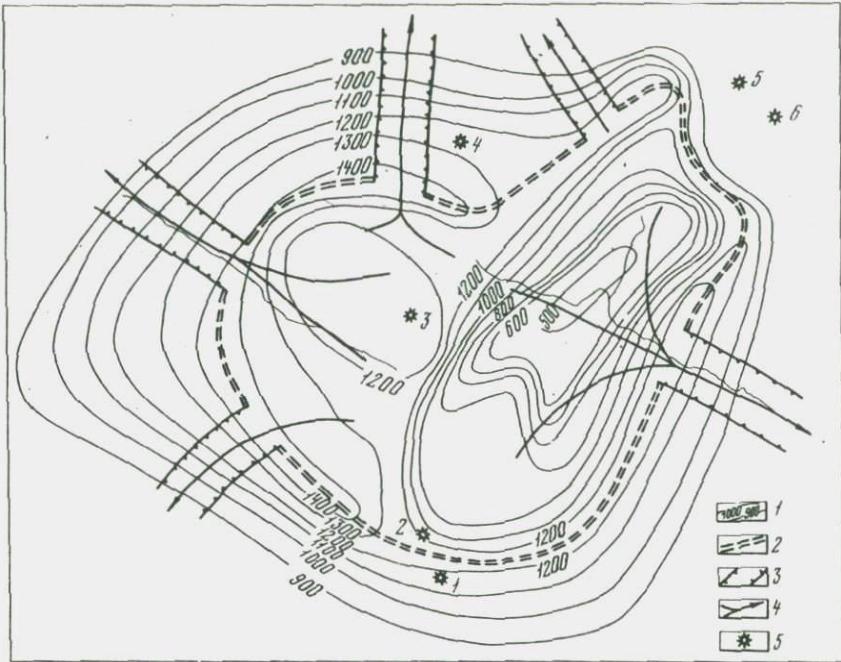


Рис. 18. Поверхность верхнеплиоцен-среднеплейстоценовых вулканических образований Налачевского купола

1 - горизонтали, м; 2 - контур центрального участка с эрозионно-тектоническими формами рельефа; 3 - радиальные грабены; 4 - направления выноса материала ("денудационные дрены"); 5 - вулканы (1 - Арик, 2 - Ааг, 3 - Купол, 4 - Вершинский, 5 - Дээндзур, 6 - Юрьевский)

зительный возраст куполообразования на основе экстраполяции современного выноса механической взвеси реками, дренирующими купол. Средний вынос взвеси для р. Налачевы составляет около 3 кг/сек.

По расходу вместе взятые другие дренирующие реки купола оцениваются как равнозначные р. Налачевой, вследствие чего общий вынос взвеси с купола должен составлять в среднем 6 кг/сек. Вес вынесенного материала равен, примерно, $2 \cdot 10^{11}$ т. Отсюда, длительность выноса при условии сохранения его темпа составила около 1 млн. лет (средняя величина). Если для выбранных и измеренных величин ограничиться разумными пределами, то возраст куполообразования будет находиться в интервале 0,7-3,0 млн. лет.

Таким образом, куполообразование определенно началось еще до завершения вулканических процессов, сформировавших покров верхнего яруса. В этом смысле небезинтересно остановиться на структурной позиции верхнеплейстоценовых вулканов.

При описании вулкано-плутонических процессов среднего яруса мы подчеркивали приуроченность вулканических центров и интрузий к сводовой части купола. В верхнем плиоцене ситуация повторяется (рис. 6, 16).

Реконструированные плиоценовые вулканы располагаются в наиболее высоко поднятых участках фундамента вблизи от или прямо над захороненными центрами миоценового вулкано-плутонизма. Таким образом, преемственность в локализации и в общей геодинамической обстановке плиоценового вулканизма вырисовывается достаточно наглядно.

Другой важный особенностью пространственной локализации верхнеплиоценовых вулканов является обязательная их приуроченность к местам интенсивной гидротермальной деятельности мицена. Последняя выразилась в образовании обширных полей гидротермальноизмененных пород типа вторичных кварцитов-опалитов-аргиллитов. Эти изменения не проникают в перекрывающие их образования верхнего плиоцена. В этом смысле гидротермальные процессы, завершившие более ранний тектономагматический цикл, явились одновременно начальным и подготовительным этапом для новой вспышки магматизма. Она проявилась в виде образования вулканических аппаратов над участками гидротермальноизмененных пород. Эти наблюдения позволяют увидеть в привычном понимании гидротермальной деятельности, как постмагматического процесса, частный случай менее жестких отношений лito- и гидротермальных систем.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ВУЛКАНИТОВ

Для выявления вероятной геохимической зональности, связанной со структурной неоднородностью района, нами используется принцип выведения средних составов вулканитов для отдельных структурно однородных участков. Не всегда этот принцип соблюдался достаточно строго. Этому препятствовали либо недостаточная обеспеченность анализами, либо неравномерная геолого-структурная изученность. Для построения геохимических картосхем использовано 190 полных и 35 частичных силикатных анализов. Из них 113 полных и все частичные выполнены по образцам из коллекции авторов или их сотрудников. Всего было получено 16 точек, характеризующих с разной степенью точности средний состав вулканитов шестнадцати участков (табл. 20). Ганальская структурно-фациальная зона охарактеризована тремя точками, Жупановская - двумя, Налачевская - восемью. Три точки приходятся на участки, непосредственно примыкающие к кольцевой структуре с юго-запада и северо-востока.

Распределение кремнезема в верхнеплиоцен-среднеплейстоценовых вулканитах юго-восточной Камчатки резко контрастно: средние значения отличаются на 14% SiO_2 (от андезито-базальтов до липаритов) и пространственно закономерно разобщены (рис. 19). Выделяется узкая градиентная зона северо-восточного простираия,

Таблица 20

Средний химический состав верхнеплиоцен–среднеплейстоценовых вулканитов для состав

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	62,86	60,10	60,97	57,14	58,17	60,59	58,47
TiO ₂	0,61	—	0,64	0,77	0,70	0,76	0,75
Al ₂ O ₃	16,97	—	17,14	17,4	16,04	16,04	16,64
Fe ₂ O ₃	2,53	—	2,59	2,74	2,97	4,39	3,13
FeO	3,05	—	3,27	4,26	3,89	2,46	4,08
MnO	0,16	—	0,12	0,19	0,13	0,11	0,18
MgO	2,80	—	3,69	5,02	5,22	4,98	3,53
CaO	5,12	—	5,96	7,50	7,40	5,64	7,54
Na ₂ O	4,07	4,09	3,90	3,50	3,70	3,38	4,10
K ₂ O	1,84	1,91	1,71	1,43	1,56	1,64	1,57

Примечание. 1 – бассейн рек Киркина – Мальцевская (18 ан.); 2 – р. Ка-рымская (35 ан.); 3 – северная часть Налачевского купола (9 ан.); 4 – северо-западная часть Налачевского купола (21 ан.); 5 – юго-западная часть Налачевского купола (15 ан.); 6 – юго-восточная часть Налачевского купола (12 ан.); 7 – восточная часть Налачевского купола (10 ан.); 8 – центральная часть Налачевского купола (10 ан.); 9 – район вулкана Авача (35 ан.); 10 – Авачинский хре-

проходящая, примерно, вдоль оси вулканической дуги через действующие вулканы Восточного вулканического пояса Камчатки. В этой зоне шириной 15 км средний состав вулканитов меняется от 60–63% SiO₂ на западе до 55% SiO₂ на востоке. К северо-западу от зоны картина распределения достаточно сложная. В центре, примерно, совпадающем с северо-западной половиной Налачевской купольно-кольцевой структуры, находится область овального минимума (Авачинский хребет – 56% SiO₂). К северо-востоку и юго-западу от этого минимума среднее содержание окиси кремния в вулканитах возрастает до 63–69 вес %. Авачинский минимум отделяется от приокеанской полосы андезито-базальтов перемычкой повышенных значений SiO₂, которая вместе с северо-восточным и юго-западным максимумами образует полосу гранитизации, по составу отвечающую кислым андезитам, дацитам и липаритам. Полоса эта пересекает Налачевскую структуру в северо-восточном направлении через ее центральный купол. Пространственно она совмещается с региональной шовной зоной и ее поверхностном проявлением в Налачевской структуре – Термальным рифтом.

Таким образом, изометрическая концентрически-зональная структура рассекается наложенными на нее градиентной и андезитово-ли-

различных районов Юго-Восточной Камчатки (вес. % в пересчете на безводный

8	9	10	11	12	13	14	15	16
60,18	54,10	55,86	65,14	58,12	69,84	60,11	58,47	54,58
0,68	—	0,71	0,77	0,74	0,71	0,69	0,43	—
17,08	—	17,83	17,98	17,07	15,26	16,77	17,14	—
3,63	—	1,98	2,18	3,81	1,28	3,82	2,03	—
2,86	—	5,60	1,03	4,17	1,78	3,61	2,84	—
0,11	—	0,09	0,08	0,10	0,15	0,14	0,09	—
4,28	—	4,58	1,71	3,10	0,54	3,32	1,96	—
6,16	—	7,40	4,97	6,94	3,09	5,97	4,13	—
3,53	3,39	4,16	3,37	3,92	4,02	3,49	4,17	3,60
1,48	0,85	1,79	2,76	2,03	3,32	2,08	2,59	0,95

бет (4 ан.); 11 – южная часть Ганальского и северная Южно-Быстринского хреб-
тов (2 ан.); 12 – Ганальский и южная часть Валагинского хребта (5 ан.); 13 –
р. Карымчина и верховья р. Паратунки (29 ан.); 14 – побережье океана южнее
Авачинской бухты (8 ан.); 15 – район вулканов Горелого и Мутновского (11 ан.);
16 – вулканиты Жупановские Востряки и Дитмарса (11 ан.).

паритовой зонами. Изометричность в геохимическом поле сохраня-
ется лишь в виде эксцентрической структуре овального ми-
нимума.

Щелочное отношение в верхнеплиоцен–среднечетвертичных вулка-
ниатах меняется от 0,25 до 0,84. Рисунок изолиний в общем пов-
торяет распределение кремнезема (рис. 20). Это новое качество
магматизма. В миоцене распределение кремнезема и щелочного от-
ношения не совпадали. При общем сходстве картины распределения
для щелочного отношения в отличие от кремнезема не отмечается
столь характерного минимума на северо-западе структуры.

Итак, сравнительно с миоценовым магматизмом в верхнем плио-
цене – среднем плейстоцене происходит следующее. Ганальская
структурно-фацальная зона, по-прежнему, генерирует расплавы с
повышенным содержанием гранитофильных компонентов и сохраняет
при этом некоторую геохимическую целостность. Налачевская зона
по своей магмогенерирующей роли, по-прежнему, делится на две
части: юго-восточную океаническую и северо-западную континенталь-
ную. Последняя в отличие от миоцена не проявляет больше столь
активных признаков гранитизации. Можно сказать, что максимум
гранитизации в Налачевской структурно-фацальной зоне смешается
в плиоцен–среднечетвертичное время к центру структуры – ее ку-

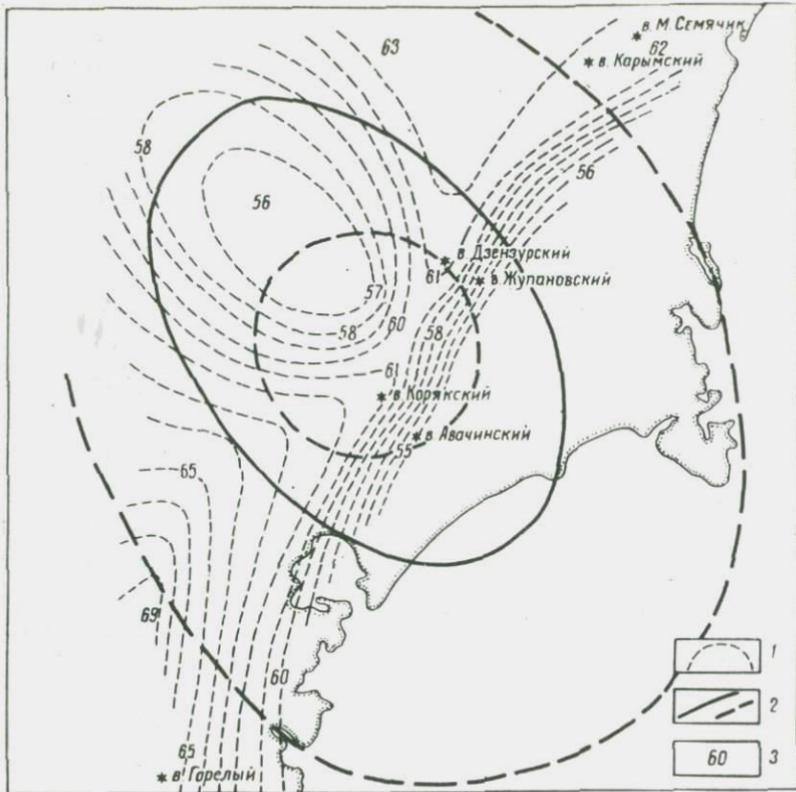


Рис. 19. Пространственное распределение среднего содержания окиси кремния в вулканитах верхнего яруса Юго-Восточной Камчатки

1 - условные изолинии содержания SiO_2 в вес %; 2 - современные контуры Налачевской структуры (см. рис. 1); 3 - конкретные значения среднего содержания SiO_2 для отдельных участков структуры

польному ядру. Это может быть связано как с формированием купола, так и с возникновением нового структурного элемента – Термального рифта.

Жупановская зона, как геохимически единое целое, перестает существовать. Она рассекается градиентной зоной, к северо-западу от которой сохраняются миоценовые черты сравнительно высокого уровня гранитизации, а на юго-востоке появляются океанические признаки. Правда, эти новые черты в геохимическом облике Жупановской структурно-фацальной зоны требуют еще подтверждения новым более обширным фактическим материалом.

Здесь, пожалуй, важно подчеркнуть, что возникновение градиентной зоны, в центре структуры – Налачевской зоне – не следует

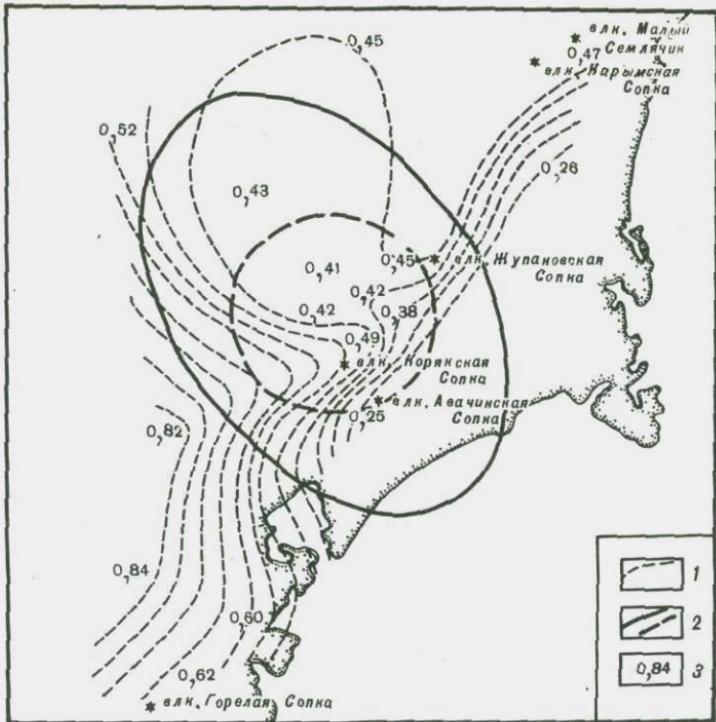


Рис. 20. Пространственное распределение отношения K_2O/Na_2O в вулканитах верхнего яруса Юго-Восточной Камчатки

1 — условные изолинии величин отношения K_2O/Na_2O ; 2 — современные контуры Налачевской структуры (см. рис. 1); 3 — конкретные значения величин отношения K_2O/Na_2O для отдельных участков.

воспринимать как нечто принципиально новое, наложенное на структуру. Ее появление предопределено было еще в миоцене, когда отчетливо проявилось принципиально разное поведение ее северо-западной и юго-восточной частей. Речь идет о начале и активном ходе гранитизации в первом случае и определенной океанической наследственности, — во втором. Разница состоит в том, что область гранитизации к середине плейстоцена сместилась на юго-восток, а переход от реликтового океанического "темени" к наступающему фронту гранитизации стал резко градиентным и линейным. Признаки наложения заметны в окружающих Налачевскую Ганальскую и Жупановскую зонах, причем в первой менее отчетливо. Видимо, здесь сказывается более зрелое состояние Ганальской зоны, что неоднократно отмечалось выше.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ

Объем гидротермально-измененных пород в верхнем структурном ярусе сравнительно невелик. Визуальные полевые наблюдения при картировании в Налачевском куполе показывают, что измененные породы составляют в среднем 1–3%. При просмотре прозрачных шлифов количество их достигает 5–10%. Основной тип изменений – аргиллизация, иногда встречаются опалиты (опал, каолин, гематит, алунит, гипс). Зеленокаменные изменения образуют лишь узкие каймы и внешние зоны при опализации и аргиллизации, встречаются иногда и в виде самостоятельных набольших участков хлоритизации и карбонатизации. Типичные пропилиты не обнаружены.

Геологические позиции опалитов–аргиллитов предопределются структурами двух типов: купольно–кольцевыми и линейными см. рис. 14). На примере Налачевского купола при реконструкции плиоценовых вулканов нам удалось установить связь этих изменений с вулканическими центрами – приуроченность их к жерловым фациям и распространение от кратера вдоль контактов по напластованиям и радиально–концентрическим трещинам в теле вулкана. Наиболее значительные изменения связаны с вулканами, близко расположенными к центру купола и его просевшему своду. Аналогично проявлены изменения и в более молодых вулканах яруса – средне– и верхнеплейстоценовых (Дзэндзур, Ааг, Арик, Купол). По существу, все их следует относить к синвулканическим, так как они образуются одновременно и вслед за вулканическими процессами.

Другую группу изменений образуют опалиты – аргиллиты, связанные с формированием Термального рифта – линейной структуры, секущей купол в северо–восточном направлении. По–видимому, к этой группе принадлежат и осадки современных терм. Вместе с более ранними аргиллитами их следует относить к эпивулканическим, так как проявились они лишь во второй половине верхнеплиоцен–четвертичного времени и непосредственной связи с вулканами не имеют. На достигнутой стадии изученности отличия в составе синвулканических аргиллитов от эпивулканических не обнаружены. Для тех и других характерен мощный вынос всех компонентов породы (табл. 21). Кремнезем выносится в количестве от 4 до 40% (в среднем ~22%), окись алюминия от 9 до 52% (в среднем ~32%), окислы кальция и магния в среднем, на 65 и 75% соответственно, окись натрия – 40%, окись калия – 25%. Порода теряет при этом 27% в весе и обогащается кремнеземом, алюминием, калием, водой и серой. Надо отметить также, что в некоторых образцах (зонах) происходит и абсолютное обогащение породы щелочами, т.е. в этом процессе имеет место щелочной метасоматоз. Не исключено, что это происходит лишь как местное переотложение щелочей внутри зоны изменения.

Относительная роль минерализаторов в плиоцен–четвертичных гидротермальных растворах реконструируется на основе изучения водорастворимого комплекса. Для пород верхнего яруса выполнено более 90 водных вытяжек (табл. 22). Вулканические породы, водо-

Таблица 21

Привнос (+) и вынос (-) компонентов в процессе преобразования плиоцен-четвертичных пород во вторичные кварциты-аргиллиты (ат-коляч./100 см³)

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	-100	-524	-493	-733	-1094	-1046	-1235	-210	-445	-489	-537
TiO ₂	-4	-10	-5	-9	-16	-10	-6	-10	-9	-10	-8
Al ₂ O ₃	-32	-144	-89	-136	-224	-189	-200	-214	-53	-38	-132
Fe ₂ O ₃	+67	-47	+125	+83	-104	83	-36	-59	-52	+2	-10
FeO	-55	-79	-217	-240	-114	-119	-119	-149	-139	-153	-132
MnO	-2	-2	-5	-6	-2	-2	-2	-5	-5	-5	-4
MgO	-16	-208	-247	-369	-130	-143	-145	-200	-200	-168	-183
CaO	-104	-263	-282	-387	-59	-129	-69	-273	-271	-170	-201
Na ₂ O	-52	-230	-78	-126	-213	-108	-224	-19	+5	+59	-99
K ₂ O	-9	-42	-2	-12	-17	-22	-41	+8	+38	+20	-8

Примечание. 1-4 - аргиллиты р. Левой Налачевы, 5-7 - окологерловые изменения в Дзэндэур, 8-10 опалиты - аргиллиты плиоценового вулкана р. Китхой.

Таблица 22

Водорастворимый комплекс пород верхнего структурного яруса Юго-Восточной Камчатки

Компоненты	1		2		3		4	
	мг/100 г	экв. %						
NH ₄ ⁺	1,8	17,8	0,2	0,1	0,7	4,9	0,8	1,6
K ⁺	1,6	7,3	2,9	9,7	1,7	5,4	2,2	2,3
Na ⁺	2,6	20,2	5,2	29,6	2,0	10,9	3,7	6,8
Ca ²⁺	3,8	34,1	6,3	41,2	10,0	62,4	40,7	83,5
Mg ²⁺	1,4	20,6	1,8	19,4	1,6	16,4	1,7	5,8
Σ	11,2	100,0	16,4	100,0	16,0	100,0	49,1	100,0
Cl ⁻	2,6	11,4	3,9	15,7	2,6	7,7	5,5	4,2
SO ₄ ²⁻	11,8	38,5	13,2	39,1	23,7	52,0	154,5	86,6
HCO ₃ ⁻	19	50,1	19,4	45,2	23,3	40,3	20,6	9,1
Σ	34,0	100,0	36,5	100,0	49,6	100,0	170,6	100,0
Общая минерализация	46,6	-	52,9	-	65,6	-	229,7	-

Примечание. 1 - вулканиты верхнего плиоцена - нижнего плейстоцена (35 анализов), 2 - вулканиты среднего плейстоцена-голоцен (18 анализов), 3 - аргиллиты верхнего плиоцена - нижнего плейстоцена (12 анализов), 4 - аргиллиты среднего плейстоцена-голоцен (29 анализов).

растворимый комплекс которых используется в качестве эталона сравнения, разбиты на две возрастные группы: верхнеплиоцен-нижнечетвертичные и среднечетвертичные-голоценовые. Составы вытяжек близки: сульфатно-гидрокарбонатно-натриево-кальциевый тип. Вытяжки из аргиллитов-сульфатно-кальциевые. Этот сдвиг в сульфатном направлении от магматических пород к вторичным кварцитам - аргиллитам известен нам по нижнему и среднему структурным ярусам. Здесь он только повторяется и окончательно утверждается в качестве закономерности. Следует обратить внимание на параллельность изменения состава в парах вулканиты - аргиллиты для возрастных групп. Увеличение концентрации ионов калия, натрия, кальция, магния, хлора и сульфатов в четвертичных вулканитах влечет за собой увеличение их концентрации и в четвертичных аргиллитах, а уменьшение содержания гидрокарбонатов в магматических породах сопряжено с аналогичным уменьшением их в измененных породах. Следовательно, состав гидротермальных растворов, связанных с вулканизмом, предопределенается составом летучей фазы в магматических расплавах. Это положение, в общем достаточно очевидное, но пока еще очень мало подтвержденное, получает новую и серьезную аргументацию. Здесь важно подчеркнуть также и то обстоятельство, что едва намеченные в магматических породах признаки химической специализации растворимых соединений при гидротермальном процессе получают сильное развитие. Это относится к концентрации кальция, хлора и сульфат-ионов: в магматических породах она возрастает на 12-100%, в гидротермально измененных от 100 до 700%. Соответственно, общая минерализация вытяжек незначительно возрастает от плиоценовых к четвертичным вулканитам и увеличивается в 3,8 раза от плиоценовых к четвертичным аргиллитам.

Вообще столь высокая минерализация водорасторимыми соединениями не свойственна никаким другим породам ни нижнего, ни среднего ярусов. Однако мы должны признать, что она не обязательно является признаком и столь же высокой рудоносности.

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ КУПОЛЬНО-КОЛЬЦЕВОЙ СТРУКТУРЫ

АНАЛИЗ РЕЛЬЕФА МЕЖФОРМАЦИОННЫХ ПОВЕРХНОСТЕЙ

Наиболее эффективным инструментом познания современного структурного состояния купола стал анализ рельефа межформационных поверхностей. Он оказался возможным после проведения комплекса многолетних геолого-съемочных, геоморфологических, морфометрических и геофизических исследований. Реконструирование этих поверхностей выполнено на единой основе, однако необходимо отметить, их неодинаковую детальность и достоверность. Наиболее схематична поверхность нижнего структурного яруса в значительной своей части имеющая прогнозный характер. Более подробна и достоверна поверхность верхнего яруса. Построенные независимо один от

другого, они выявили однозначный характер четвертичных вертикальных движений, в чем проявился взаимный контроль качества их построения. Естественно, в этом особенно нуждалась поверхность нижнего яруса, как наименее доступная непосредственному наблюдению.

Поверхность нижнего структурного яруса

Положение мелового фундамента Налачевского купола изучалось комплексом геофизических методов (Балеста, Штейнберг, 1965, Штейнберг, Зубин, 1963, Штейнберг и др., 1966, Балеста, 1966). Наиболее полные данные получены методом точечных сейсмозондирований (Балеста, 1967). В пределах купола М.И. Зубиным и А.А. Таракановским были выполнены маршрутные гравиметрические исследования, в результате которых от среднего течения р. Налачевой был продолжен профиль поверхности меловых пород в центральную часть купола (Зубин, устное сообщение). Эти данные легли в основу предлагаемой прогнозной схемы поверхности мелового фундамента в пределах всей структуры (рис. 21). Для части территории горизонтали проведены предположительно, исходя из общегеологической ситуации и данных по новейшей тектонике и геоморфологии.

При геофизических исследованиях поверхность мела выявляется как единое, но неоднородное тело. Об этом свидетельствует невыдержанность значений граничных скоростей, меняющихся от 3,8 до 5,5 км/сек. Средняя скорость в покрывающей среде составляет 2,5 км/сек. (Балеста, 1967). Таким образом, даже наименьшее значение граничной скорости существенно отличается от скоростной характеристики более молодых образований. Эта данные подтверждают сделанное выше предположение о вероятно преобладающем составе меловых пород в недрах Налачевского купола: снижение граничной скорости до 3,8 км/сек (в среднем 4,5-4,8) свидетельствует о немагматической природе пород и указывает на песчано-глинисто-сланцевый их состав как на более вероятный.

Детали рельефа фундамента даже при комплексных геофизических исследованиях существенно сглаживаются. Применение наиболее точного сейсмического метода не избавляет от некоторой ошибки. Величина ее, судя по результатам бурения у южных подножий в.Авача, может составлять по меньшей мере ± 100 м. Разумеется всякие экстра- и интерполяции, основанные на комплексной оценке всего объема геолого-геофизической и геоморфологической информации, существенно увеличивают ее абсолютное значение, поэтому приводимую здесь схему не следует воспринимать буквально. Это не более как предположение, имеющее прогнозный характер и подчеркивающее наиболее основное закономерности относительного размещения положительных и отрицательных форм рельефа меловой поверхности, скрытой под более молодыми отложениями.



Рис. 21. Поверхность мелового фундамента в Налачевской купольно-кольцевой структуре

1 — горизонтали поверхности мела в.у.м.; 2 — горизонтали поверхности мела н.у.м.; 3 — интрузии миоцена; 4 — четвертичные вулканы (1 — Козельский, 4 — Арик, 5 — Ааг, 6 — Купол, 7 — Вершинский, 8 — Дзэндзур, 9 — Юрьевский, 10-11 — Жупановский, 12 — Бееп, 13 — Бакенинг).

Как следует из схемы (рис. 21), в строении рельефа усматриваются три системы, организующие его формы в определенный порядок. Согласно первой системы (она представляется наиболее очевидной), положительные формы располагаются в виде параллельных цепочек, вытянутых в полном соответствии с простиранием меловых структур. Первую цепочку образуют выступы мела Ганальского хребта, Елизовский и Петропавловский, вторую — Авачинского хребта, Налачевский и Вахильский. Между этими двумя прерывистыми грядами располагается генетически единая зона депрессий, фиксируемая в настоящее время долиной р. Авачи и областью понижения к югу от вулканов Авачи и Корякского. Высота гряд понижается с севера на юг и юго-восток от - 2000 м (Ганальский хребет) и

1000 м (Авачинский хребет) до 400 м (Петропавловский) и 600 м (Вахильский). Соответственно снижается и высота дна депрессии от - 800 м в районе вулкана Бакенинг до - 1000 м под вулканом Авача. Относительное превышение погребенных хребтов над дном депрессии составляет 800-1400 м.

Эта система господствующих направлений полностью унаследована от меловых структур, но сформирована в основном в последующее время и главным образом в плиоцен-четвертичное.

Вторая система нарушений, деформирующих поверхность мелового фундамента, имеет в целом поперечное по отношению к первой простиранье. Ею представлены узкие рифтообразные прогибы северо-восточного заложения, расчленяющие погребенные меловые края на отдельные звенья.

Наиболее ярко выраженным и геологически важным является Налачевско-Паратунский термальный рифт, секущий Налачевский купол на две неравные части и разделяющий Петропавловский и Елизовский выступы мелового фундамента. Ширина рифта 4 - 5 км, относительное погружение в разных участках составляет от десятков до 800 м. В северо-восточном и юго-западном направлениях уже за пределами рассматриваемой структуры рифт распадается на отдельные звенья и смыкается с прогибами соответственно северного и южного фрагментов Восточного вулканического пояса. Менее четко выражены другие зачаточные структуры этой системы, они трассируются долинами рек Левая Авача-Вершинская-Дзэндзур, Гаванка и Корякская. Таким образом, обширный прогиб вулканического пояса, пересекая поперечные к нему меловые структуры юго-восточной Камчатки, деградирует и появляется в виде узких и неглубоких распределенных грабенов и рифта. Прогиб как бы "протискивается" сквозь приподнятое жесткое основание мелового фундамента. Такое специфическое сопряжение разновозрастных структур создает условия, при которых возможно прочтение третьей системы структурной организации форм рельефа мелового фундамента. Она реализуется в виде субизометричного тела с концентрически зональным расположением положительных и отрицательных форм, образующих подобие расходящихся круговых волн на поверхности жидкости. Геометрическим и, по-видимому, генетическим центром этой структуры является Налачевский купол с кальдерой обрушения в сводовой части. Последняя документируется геологически, северо-восточный край ее пересечен гравиметрическим маршрутом. Глубина кальдеры 600-700 м. Ширина 5 км, длина - 12 км простиранье субширотное.

Сводовый выступ меловых пород в основании Налачевского купола имеет изометричные очертания (45×50 км). Относительное превышение над дном кольцевой окружающей депрессии 800-1000 м. По краю кальдеры купол рассекается Налачевско-Паратунским рифтом с относительной глубиной в своде купола в среднем 200-300 м. Таким образом, дно кальдеры опущено на значительно большую глубину, чем дно рифта.

Кольцевая зона депрессий, окружающих купол, четко выражена по всей окружности. Наибольшая глубина депрессии отмечена под вулканом Авача (- 1000 м). Увеличение глубин можно предполагать на пересечении этой кольцевой депрессии с Налачевско-Паратунским рифтом: у западных и юго-западных подножий Корякского вулкана и на участке между в. Дзэндзур и рек Дзэндзур - Жупанова.

Внешняя зона этой структуры сформирована эллипсоидальной цепочкой выступов мелового фундамента, в которой участвуют все перечисленные выше положительные формы, кроме центрального Налачевского купола. Эллипс вытянут в северо-западном направлении. Длины осей эллипса между линиями, срединными высшими точками поднятий, равны 120 и 80 км.

В целом эта структура относится к типу кольцевых со сложным внутренним строением, отражающим последовательно чередующееся телескопирование поднятий и прогибов (рис. 21). В первичном виде ее можно трактовать как крупное сводовое поднятие, внешние фрагменты которого в настоящее время сохранились в основании отложений южной части Ганальского хребта (до р. Плотниковой), Южно-Быстринского хребта, Шипунского полуострова, южной части Валагинского хребта. В акватории Тихого океана внешние контуры этого свода трассируются перегибом изобат к югу от мыса Шипунского и к востоку от бухты Вилючинской. По-видимому, размеры этого свода по поверхности мелового фундамента составляют не менее 140 x 100 км. Максимальные превышения - 1500 - 2000 м, средние около 1000 м.

Как выше отмечалось, следующим по порядку элементом кольцевой структуры является вложенный в свод крупный изометричный прогиб. Ось прогиба образует почти замкнутое кольцо с диаметром 50 км. Присоединя сюда внешние франги прогиба, получаем значительно более обширную котловину северо-западного простирания с относительным погружением, достигающим 3000 м, а в среднем составляющим, примерно, 1500 м. Налачевский купол располагается в центре этого обширного прогиба и возвышается над его дном на 800-1000 м. Сводовая кальдера погружена не менее, чем на 700 м. Возможно, что погружение в центральной части кальдеры под вулканом Купол значительно больше.

Таким образом, результирующий эффект движений в центральной части свода складывается в пользу отрицательных. К такому итогу он приходит, однако, не вследствие простого погружения, а как отражение сложной картины разнонаправленных движений вложенных друг в друга изометричных тел.

Необходимо также подчеркнуть общий наклон описываемой структуры к юго-востоку. Он составляет в среднем 100-150 м на 1 км, что при протяженности длиной оси 200 км дает превышение северо-западной части структуры над юго-восточной в 2000-3000 м. В этом отражается поперечное положение структуры относительно геоантклинальной зоны Камчатки: один край структуры расположен близ оси геоантклинали, второй подходит к океаническому желобу.

Поверхность среднего структурного яруса

Выше отмечалось, что геометрическим и генетическим центром крупной Налачевской купольно-кольцевой структуры является собственно Налачевский купол. Породы среднего структурного яруса обнажены в ядре этого купола, и поверхность их контакта с вышележащими отложениями содержит важный для понимания динамики куполообразования материал (см. рис. 16).

Следует отметить значительные трудности, возникающие при картировании этой поверхности, поскольку породы верхнего и среднего ярусов близки или идентичны по составу, иногда и по условиям залегания, а базальные горизонты конгломератов отмечаются далеко не во всех наблюдаемых контактах. В основу разделения ярусов, помимо очевидных случаев, был положен метод, совмещающий в зависимости от обстоятельств комбинацию следующих критерий:

- 1) степень литификации, придающая палеотипный облик вулканитам среднего яруса и затрудняющая разделение пород на эфузивные и пирокластические фации;
- 2) интенсивная трещиноватость пород среднего яруса (3–6 систем трещин в обнажении);
- 3) четкая стратификация лавово-пирокластических комплексов верхнего яруса, обнаруживающая спокойно-периклинальное залегание на периферии и круто наклоненная лишь в связи с локальными вулканическими аппаратами;
- 4) сравнительно высокотемпературные ассоциации вторичных минеральных новообразований в породах среднего яруса (биотит, калишпат, турмалин, эпидот, хлорит);
- 5) площадное развитие вторичных кварцитов в породах среднего яруса и их непроникновение в верхней ярус;
- 6) несогласное залегание, выявляемое при структурном картировании;
- 7) непроникновение интрузивных тел в верхний ярус и их многочисленность в среднем;
- 8) палеомагнитная и споро-пыльцевая датировка пород верхнего яруса.

На приведенном графике поверхность среднего структурного яруса представлена в обобщенном виде – сглажен непосредственный эффект смещений по разломам. Показаны лишь контуры рифта и кольцевых сводовых депрессий. Эффект миоценового проседания в значительной мере затушеван доплиоценовой эрозией и наложенными опусканиями плейстоцена. Юго-восточный край миоценовой кальдеры смешен рифтом: борт кальдеры в пределах Термального рифта опущен относительно северо-западной части на 700–500 м и интенсивно переработан многочисленными разломами рифта северо-восточного простирания. Этими разломами затронут также край нижнеплейстоценовой кальдеры и опущен на 600 м. Основная часть сводовых депрессий располагается к западу от рифта в наиболее приподнятой части купола. Размеры, конфигурация и местоположение миоценовой и нижнеплейстоценовой кальдер почти совпадают. Кальдера среднего

плейстоцена вложена в более древние и относительно мала. Ее дно формирует самую низкую часть межформационной поверхности и является центром Налачевского купола. Именно здесь был сосредоточен в течение длительного времени куполообразования максимум вертикальных движений — поднятия купола и компенсирующие просадки наиболее приподнятой части.

Слоны купола осложнены отрицательными и положительными формациями. Появление их обусловлено и тектоническими и эрозионными факторами. Как видно на графике (рис. 16), ложбины на склонах купола приурочены к современным речным системам: Китхой, Вершинской, Желтой. Долины этих систем заложены вдоль разломов, радиально расходящихся от центра купола и ограничивающих узкие клиновидные грабены. Формирование их относится еще к доверхнеплиоценовому времени, следовательно, речная эрозия начала обрабатывать склоны купола вдоль этих разломов во время, предшествующее образованию верхнего структурного яруса. Это обстоятельство подчеркивается также приуроченностью базальных конгломератов и окатанных обломочных отложений в низах верхнего яруса к днищам древних долин, связанных с радиальными разломами по рекам Китхой, Желтой и Налачевой.

С северо-восточной стороны к Налачевскому куполу причленяется выступ миоценовых пород. Его генетическое содержание не совсем ясно. Скорее всего это фрагмент основного купола, отделенный от него полосой нарушений на северо-западном продолжении Шипунского грабена, перпендикулярного Термальному рифту.

Так выглядит доверхнеплиоценовая поверхность в центральной части купола. Для периферических частей его достоверно установлено периклинальное погружение поверхности. Местами наклон ее к горизонту круче, чем нижележащей поверхности мелового фундамента, в результате чего миоценовые отложения выклиниваются. Это происходит в среднем течении р. Налачевой, в районе г. Петропавловска и г. Елизово в северной части Ганальского хребта. Следовательно, доверхнеплиоценовые поднятия были наиболее стабильны на далекой периферии Налачевской купольно-кольцевой структуры, где они не компенсировались проседаниями.

Выше отмечалось, что основным поставщиком обломочно-вулканического материала в Ганальскую и Жупановскую зоны — был район Налачевского купола. Оценка объема этого материала показала, что в пределах купола эрозии должна быть подвергнута толща более 1 км мощностью при условии равномерной площадной денудации. Обычно этого не бывает. Наиболее интенсивно разрушаются сильно воздымавшиеся центральные части положительных структур. В качестве предельного случая можно представить себе прямо пропорциональное линейное возрастание интенсивности эрозии от нуля на периферии до максимума в центре купола. Тогда величина этого максимума при заданном объеме снесенного материала составит 3 км. В действительности, конечно, эта величина должна быть несколько меньше. Минимум эрозии и, следовательно, верти-

кального поднятия за миоцен, можно оценить сравнением мощностей захороненных в сводовых депрессиях миоценовых пород с их мощностями на прилегающих склонах (рис. 6). Разница составляет до 1200 м. Таким образом, амплитуда вертикального воздымания и эрозии в пределах купола до формирования верхнего структурного яруса, т.е. до конца плиоцена могла составить от 1,2 до 3 км.

Следует иметь ввиду, что область устойчивых поднятий располагалась по периферии купола на границе его с окружающими Ганальской и Жупановско-Шипунской структурно-фациальными зонами. Здесь, однако, можно ожидать сравнительно небольшие амплитуды воздымания как это показано выше. Восходящие движения в центре купола (от 1,2 до 3,0, в среднем 2,0 мм) еще до формирования вулканических пород яруса стабилизировались и сменились прогибанием. Именно благодаря этому процессу в ядре купола накопились и сохранились от эрозии мощные толщи пород среднего яруса. О величине этого прогибания можно судить по следующим данным. В центре купола (исключая сводовые кальдеры) подошва миоценового яруса расположена на уровне моря. Вычитая отсюда эффект верхнеплиоцен-четвертичных поднятий, равный, примерно 1200 м (см. ниже), получаем отрицательную величину -1200 м. Это положение подошвы миоценового яруса к началу формирования следующего. Но в составе миоценовых образований купола морские осадки не обнаружены, все они формировались в аэральных условиях. Следовательно, в начале формирования яруса, его подошва должна была находиться выше уровня моря. Это показывает, что -1200 м - минимум, отражающий результирующий эффект нисходящих движений в центре купола до начала верхнего плиоцена. Длительность формирования яруса и вертикальных движений нам неизвестны. Можно ориентироваться на следующие пределы: от 27 до 7 млн. лет. Эти пределы диктуются следующими фактами и соображениями. Начало формирования яруса в близлежащих районах, по данным С.Е. Апрелкова, В.Н. Бондаренко и Г.М. Власова, относится к верхнему олигоцену т.е. 30 млн. лет назад (Геология СССР, т. XXXI, 1964). В пределах купола породы яруса перекрываются вулканогенными отложениями алнейского комплекса, основание которого датируется верхним плиоценом или, примерно, 3 млн. лет (Ермаков, Альпова, Егорова, 1969). Следовательно, длительность составляет около 27 млн. лет. Нельзя исключить возможности более позднего, чем олигоцен, начала формирования яруса в пределах купола. Однако позднее, чем в верхнем миоцене это едва ли могло произойти, т.к. аналогичные Налачевским интрузии габбро-гранодиоритов датируются возрастом не моложе 10 млн. лет (среднее для верхнеолигоцен-миоценового интервала - 15 млн. лет из 18 определений). В этом случае разница возраста начального и конечного момента формирования яруса составит 7 млн. лет.

По-видимому, надежнее ориентироваться на среднее значение длительности интервала формирования яруса и его денудации равное, примерно, 17 млн. лет. Эта средняя длительность хорошо со-

ответствует и среднему значению возраста миоценовых интрузий – 15 млн. лет. Согласно этим оценкам, формирование яруса началось за 2 млн. лет до времени внедрения интрузий, что вполне разумно, т.к. интрузии внедрены в достаточно мощную вулканогенно-осадочную толщу.

Итак, остановившись на длительности 17 млн. лет для миоценового структурного яруса, мы можем оценить среднюю скорость результатирующих вертикальных деформаций в различных частях купольно-кольцевой структуры.

В Ганальско-Быстринской и Жулановско-Шигунской структурно-фациональной зонах, судя по мощности накопленных осадков, скорость погружения составляла соответственно 0,23 и 0,30 мм/год. В пограничной кольцевой зоне устойчивых поднятий при мощности эрозии, примерно, 1 км средняя скорость воздымания должна была равняться 0,06 мм/год. В центральном куполе результатирующий эффект погружения мог осуществиться со средней скоростью 0,07 мм/год. На самом деле, в центре купола сначала происходили поднятия судя по эрозионным процессам, затем погружения. Если время поднятий и погружений было одинаковым, то соответственно скорости вертикальных деформаций составляли: для поднятия 0,25 мм/год, для погружения 0,14 мм/год.

Поверхность верхнего структурного яруса

Обобщенный рельеф среднеплейстоценовой поверхности представлен на графике (рис. 18). Здесь, как и в предыдущем случае, мы пошли на сознательные упрощения, чтобы четче выявить общие особенности и структуру поверхности верхнего яруса. Осложняющие факторы – обилие наложенных эрозионных форм и диформирующие поверхность яруса конусы вулканов, относящиеся к заключительным этапам формирования яруса. Таковы вулканы Дзэндзур, Купол, Ааг, Арик. На приводимом графике они сняты, не показаны изогипсами и долины рек.

Купольная структура прекрасно выявляется по переклинально наклоненной первичной поверхности яруса. Она образует внешние склоны купола. Ее первичное состояние хорошо дешифрируется на радиально расходящихся от центра купола водораздельных хребтах. В наиболее типичном случае ее образуют покровы оливиновых платобазальтов. Эта поверхность расекается системой радиальных долин и ущелий, представляющих собой поверхностное морфологическое выражение узких грабенов.

В центральной части купола выделяется обширная область, где первичная поверхность не сохранилась и господствующими формами рельефа являются эрозионно-тектонические.

Проседания кольцевых депрессий и северо-восточного Термального рифта по своей амплитуде невелики (100–300 м). Однако, совмещение этих структур создало чрезвычайно сложную картину разрывных нарушений буквально раздробивших толщу верхнего яруса на отдельные блоки. Необычайно большой размах получили здесь

эрозионные процессы. Радиальные грабены—долины служили магистральными дренами обломочного материала, который выносился из сводовой части купола за его пределы и аккумулировался у его подножий и на дальней периферии. Этот процесс происходит и в настоящее время. Наиболее любопытная его особенность — разрушение эрозионными процессами купольной структуры изнутри и отсутствие сколько-нибудь значительной аккумуляции обломочного материала в районе денудации, несмотря на относительное погружение этого района. Эта особенность как геологическое явление реализуется благодаря тому, что несмотря на погружение центральной части купола относительно прилегающих склонов, постоянно сохраняется достаточный вертикальный размах между областью денудации и базисом эрозии. Последнее достигается непрерывно продолжающимся процессом куполообразования. Таким образом, новейшие движения имеют достаточно сложный характер. В целом купол в верхнеплиоцен-среднеплейстоценовое время продолжает подниматься. Особенно интенсивно поднимаются склоны купола, непосредственно прилегающие к сводовой части, которая несколько отстает в своем поднятии. Структурным выражением этого отставания являются формировавшиеся в нижнем и среднем плейстоцене кальдеры и фрагмент сводовой части рифта. Радиальные грабены дренируют обломочный материал из свода, т.е. они проседают еще с большей интенсивностью, чем центральная часть купола.

Дифференцированный характер движений проявлялся на всей площади купольно-кольцевой структуры. По-видимому, с конца этого времени начинает четко проявляться зона кольцевой депрессии вокруг центрального купола, аккумулирующая выносимый с купола материал. Следующая за ней внешняя зона поднятий продолжает оформляться в систему невысоких хребтов, подковой охватывающих кольцевую депрессию с севера, запада и юго-запада.

Масштабы структурообразующих эндогенных факторов, действовавших в верхнем плиоцене и начале четвертичного периода, оценить трудно. Очевидно, что в течение этого времени купол воздымался и подъем начался уже в аэральных условиях. Об этом свидетельствуют наземные фации в основании верхнего структурного яруса. Озерный и прибрежно-лагунный режим существовал лишь в окружающих купол Ганальской и Жупановской структурно-фаильных зонах. Сейчас основание яруса в центре купола поднято на высоту до 1200 м. Но это — эффект всех движений за послеверхнеплиоценовое время, в том числе и четвертичных.

ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ В ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

В качестве основного метода выявления характера структурообразующих движений в четвертичное время нами использован морфометрический метод В.П. Философова (1960) как наиболее эффективный в применении к нашим условиям. Из всего набора специальных карт, применимых для этого, наиболее информативными оказались карты

базисных поверхностей и особенно карты разностей высот между базисными поверхностями соседних порядков. Вслед за автором метода, мы предполагаем, что последние карты количественно отражают эффект поднятия между заложением долин разного порядка. Как известно, к первому порядку относятся долины рек, не принимающих ни одного притока. Долины второго порядка образуются слиянием долин первого порядка. Присоединение долин первого порядка к долинам второго порядка не меняют порядок последней. Для образования долин третьего порядка необходимо слияние двух долин второго порядка, т.е. высшие формы создаются только соединением двух однотипных низших по схеме:

$$n = (n + 1) + (n - 1)$$

Базисная поверхность для долин каждого порядка строится путем проведения изолиний через одновысотные точки рельефа, пересекаемые долинами (руслами рек) данного порядка. Карты разности высот получаются смещением двух карт базисных поверхностей соседних порядков и вычитанием разницы отметок базисной поверхности высшего порядка из низшего. Более зрелый возраст долин, и, следовательно, базисных поверхностей высокого порядка сравнительно с низким очевиден. Можно усомниться лишь в одновозрастности всех долин одного порядка. Нами была предпринята проверка порядковой принадлежности долин юго-восточной Камчатки, содержащих морены второй фазы верхнеплейстоценового оледенения. При этом мы опирались на данные о возрасте и морфологических особенностях морен, содержащиеся в публикациях О.А. Брайцевой и др. (1966, 1968), О.А. Брайцевой и И.В. Мелекесцева (1966), И.В. Мелекесцева и др. (1970) и Н.Н. Кожемяки (1966). Морены указанного оледенения оказались приуроченными в подавляющем числе к долинам третьего и лишь частично четвертого порядков.

В долинах второго порядка морены второй фазы верхнеплейстоценового оледенения не обнаружены. Это дает основание датировать долины второго и первого порядка как голоценовые.

Морены первой фазы приурочены к долинам четвертого порядка и выше. Это ставит базисную поверхность третьего порядка в довольно узкие возрастные рамки: древнее голоцен и моложе первой фазы верхнеплейстоценового оледенения, т.е. $Q^3 - Q^4$.

Датирование долин пятого и шестого порядков затруднено из-за отсутствия или невозможности выявления ледниковых форм более древнего происхождения. Тем не менее очевидно, что они тоже попадают в сравнительно небольшой возрастной интервал. Верхний предел устанавливается довольно надежной датировкой долин четвертого порядка, уже сформировавшихся к первой фазе оледенения, т.е.

к Q_3^2 . Палеомагнитное датирование оливиновых платобазальтов (~700 тыс. лет) ограничивает интервал снизу, т.к. долины шестого порядка либо вложены в эти базальты (р. Налачева), либо заливаются ими (верховья р. Быстрой). Следовательно, для этих долин

Таблица 23

Возраст разнорядковых базисных поверхностей Юго-Восточной Камчатки

Порядок базисной поверхности и интервала между ними	Индекс	Возраст, тыс. лет	Средняя длительность тыс. лет
1, 2	Q_4		13
2-3	Q_3^4	57	57
3	Q_3^4	70	
3-4	Q_3^2		100
4	Q_3^1	170	
4-5	Q_2		250
5	Q_2	420	
5-6	$Q_1 - Q_2$		280
6	Q_1	700	

можно принять нижнечетвертичный возраст. С некоторой долей условности долины пятого порядка датируются нами как среднечетвертичные, так как они несомненно в среднем моложе Q_1 и древнее Q_3^2 .

Несмотря на удовлетворительное в целом расчленение разнорядковых долин по возрасту, отмеченные выше сомнения в обязательной принадлежности всех однорядковых долин к одному возрасту остаются в силе. Однако мы убеждены, что вероятные исключения и противоречия целиком укладываются в довольно свободный интервал датировок и потому принципиально исказить предложенную схему не могут (табл. 23).

Значительно более серьезные претензии могут быть предъявлены к цифрам абсолютного возраста, так как здесь мы пользуемся не интервальными значениями, а приблизительными серединными датами интервалов. Отдавая себе отчет в этом, мы используем их в дальнейших оценках интенсивности тектонических движений в качестве ориентировочных или полуколичественных.

На рис. 22-26 в абсолютных значениях показан эффект поднятия в Налачевской купольно-кольцевой структуре от нижнего до верхнего плейстоцена. Представляет большой интерес конфигурация воздымающихся участков.

На первом графике (рис. 22) показана разница между высотой базисных поверхностей пятого и шестого порядков. Приращение высоты крайне незначительное: 40-120 м. Лишь на северо-востоке района приращение составило более 240 м. Однако, этот участок относится уже к другой купольной структуре — Карымской. Поднятие

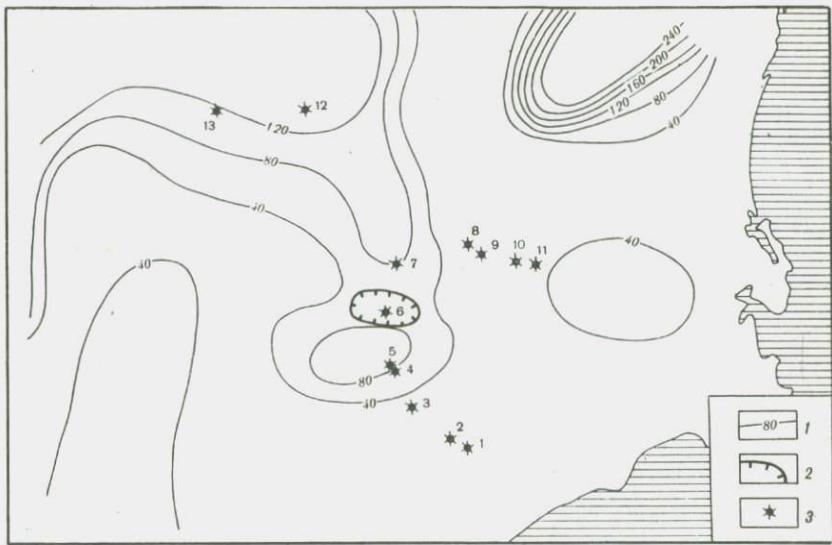


Рис. 22. Поднятия в конце нижнего – начале среднего плейстоцена
1 – изолинии равных поднятий, м; 2 – контуры нижнечетвертичной кальдеры; 3 – вулканы (см. рис. 21)

в Налачевской купольно-кольцевой структуре охватило Вахильский и Ганальский участки и главным образом среднюю часть структуры, включающую собственно Налачевский купол, междуречье рек Жупановой и Авачи и стоки последней (соединение Ганальского и Валагинского хребтов). Это Срединное поднятие в целом соответствует миоценовой и верхнеплиоценовой зонам устойчивых поднятий. Четко прослеживается северо-западная зона относительного погружения, начинаясь у Шипунского полуострова и пересекающая в деградированном виде центральную часть Налачевского купола и Ганальский хребет. Именно в это время на своде купола закладывается нижнеплейстоценовая депрессия кальдерного типа. Она удивительным образом совпадает с Шипунской зоной депрессий и, по-видимому, связано с ее формированием.

В пределах центрального купола поднятие составило не более 80 м, что при ориентировочной длительности интервала между формированием пятой и шестой базисных поверхностей, равной 280 тыс. лет, составляет около 0,3 мм/год.

Значительно большую определенность и выразительность приобретает структура за счет поднятия четвертой базисной поверхности над пятой (рис. 23). Вертикальные движения приобретают большую интенсивность (до 400 м) и локализуются таким образом, что в них уже четко угадываются черты современных структур. В виде узкой гряды начинают интенсивно вздымататься Ганальский и Южно-Быстринский хребты. Продолжает сильно вздыматься район сочле-

нения Ганальского и Валагинского хребтов. В этот процесс вовлекается Авачинский хребет. Закладывающаяся кольцевая депрессия четко обособляет Налачевский купол, дренируемый грабеном р. Налачевы. В центре купола закладывается северо-восточный Термальный рифт поперек Налачевского грабена. Юго-восточная часть купола в районе рядов вулканов Ааг - Козельский и Дзэндзур - Жупановский наращивает высоты в это время частично и за счет эндогенной аккумуляции. Именно к этому времени относится начало деятельности вулканов Дзэндзур, Ааг, Арик и, по-видимому, Купол. Несомненно тектоническую природу поднятие имело в центре купола, где долины рек четвертого порядка выработаны в нижнечетвертичных образованиях т.е. синхронная аккумуляция определенно отсутствовала. Величина этого поднятия составила, примерно, 200 м, Интенсивность воздымания в период $Q_2 - Q_3^1$ была 0,8 мм/год, т.е. увеличилась почти втрое сравнительно с предшествующим периодом.

Следующий отрезок времени ($Q_3^2 - Q_3^3$) характеризуется активной вспышкой вулканической деятельности: возникают вулканы Корякский, Авачинский, Козельский, серия конусов Жупановского вулкана, вероятно, продолжают извергаться Ааг, Арик и Дзэндзур. Все это способствует вмешательству аккумулятивного фактора в приращение высоты базисной поверхности третьего порядка над четвертым. Таким образом, накапливаются значительные толщи вулканитов в северо-восточной и юго-восточной частях купола (рис. 24). О масштабе тектонического поднятия можно судить по участкам, лишенным аккумулятивного материала: область между истоками рек Налачевой и Левая Авача, юго-восточный борт рифта по рекам Шайбной и Шумной. Здесь высота тектонического поднятия колеблется от 200 до 440 м и в среднем равна 300 м. Рассчитанная из этой величины интенсивность воздымания в середине верхнего плейстоцена составляет 3 мм/год. Это близко к четыреждыкратному увеличению скорости поднятия по сравнению со средней юрхнеплейстоценовой ($Q_2 - Q_3^2$).

Распределение интенсивности движения на площади всей структуры было очень неравномерным. Кольцевая депрессия, по-прежнему, оконтуривает центральный купол и отделяет его от внешних фрагментов кольцевой структуры. Узел сочленения Ганальского, Валагинского и Авачинского хребтов оформляется в виде второй купольной структуры с депрессионной воронкой в верхнем течении р. Средней Авачи. Амплитуда поднятия в этой структуре составила 200-350 м. В Ганальском хребте ~150, в Южно-Быстринском ~250 м.

В центре Налачевского купола приобретает четкие структурные формы Термальный рифт и формируется Китхойская кальдера, начально заложения которой относится, вероятно, еще к предыдущему этапу куполообразования. Развитие в своде Налачевского купола отрицательных форм фиксируется морфометрическим методом как простое отсутствие восходящих движений, т.е. в методе не предусмотрена возможность количественной оценки погружения (Филосовов, 1960).

Несмотря на то, что отрицательные движения в своде Налачевского купола имели относительный характер, т.е. были нисходящими

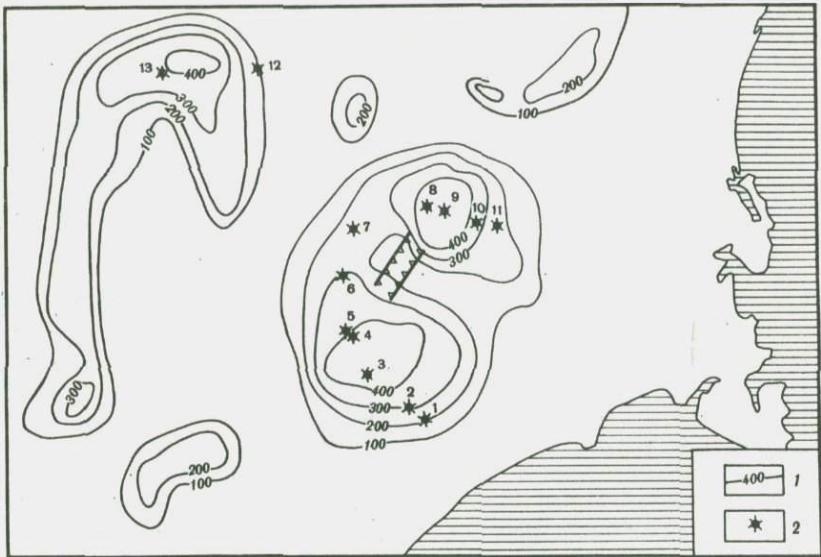


Рис. 23. Поднятия в конце среднего – начале верхнего плейстоцена
1 – линии равных поднятий, м; 2 – вулканы (см. рис. 21)

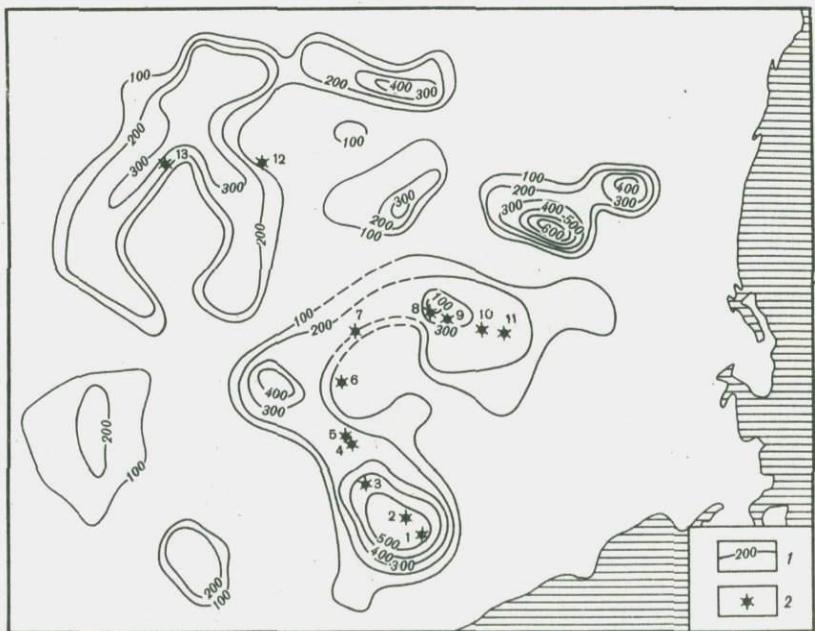


Рис. 24. Поднятия в середине верхнего плейстоцена
1 – линии равных поднятий, м; 2 – вулканы (см. рис. 21)

только в сравнении с прилегающими участками склонов купола и положительными сравнительно с его периферией, на карте разницы высот базисных поверхностей это отражается просто в виде сводовой депрессии. Как было показано при анализе поверхности верхнего яруса, эта депрессионная форма создана, с одной стороны, замедленным темпом воздымания в центре купола, с другой — развитием здесь интенсивных процессов денудации, уничтоживших к голоцену почти тысячечетровую толщу верхнеплиоцен — среднеплейстоценовых вулканогенных образований.

Вертикальные подвижки самого конца верхнего плеистоценена — начала голоцена находят отражение в разнице высот базисных поверхностей второго и третьего порядков (рис. 25). В целом ситуация сохраняется почти в прежнем виде. Поднятия продолжаются в тех же районах и с близкой интенсивностью: Ганальский хребет — 200—600 м, Авачинский — 400 м, Налачевский купол — 250 м, Южно-Быстринский хребет — около 300 м. Однако при этом намечаются существенные отличия от предшествующих этапов тектонического развития района. В западной части структуры ранее разрозненные фрагменты как бы сближаются, образуя по существу единый жесткий массив (Северная часть Ганальского хребта, Авачинский хребет, междуречье рек Левой Авачи и Жупановой). Вдоль разделяющих их узких грабенов рек Средней и Левой Авачи локализуются проявления ареального вулканизма. В этой части купольно-кольцевой структуры появляются явные черты субплатформенного характера.

В поднятие активно вовлекается восточная периферия структуры — Шипунский полуостров и район р. Вахиль. Особенно интенсивны движения на Шипунском полуострове ~200 м. Кольцевая депрессия, окружающая Налачевский купол заметно усложняется: на западе она перерождается в узкий грабен, на востоке вообще теряет морфологическую целостность и размыкается. Вахильское поднятие непосредственно соединяется с куполом, достраивая его с востока. Это обстоятельство заслуживает специального рассмотрения, т.к. оно отражает появление принципиально нового состояния в динамике развития купольно-кольцевой структуры.

Возвращаясь к середине верхнего плеистоценена (рис. 24) мы должны отметить, что тенденция к смещению поднятия на восток впервые проявилась еще на этом этапе эволюции купола (на первом этапе эффект небольшого воздымания в районе р. Вахиль может быть связан с аккумуляцией). К востоку от центра купола по р. Налачевой и в истоках р. Вахиль уже тогда заложились небольшие участки поднятий, совершенно явно не связанные с аккумуляцией, так как они охватили районы, сложенные нижнеплейстоценовыми плато-базальтами и более древними образованиями. Если обратиться к вулканизму, то следует подчеркнуть, что на третьем этапе четвертичного развития купола центр его активности, благодаря возникновению вулканов Корякского, Авачинского, Козельского и Жупановского, явно смещается к востоку. На четвертом этапе это становит-

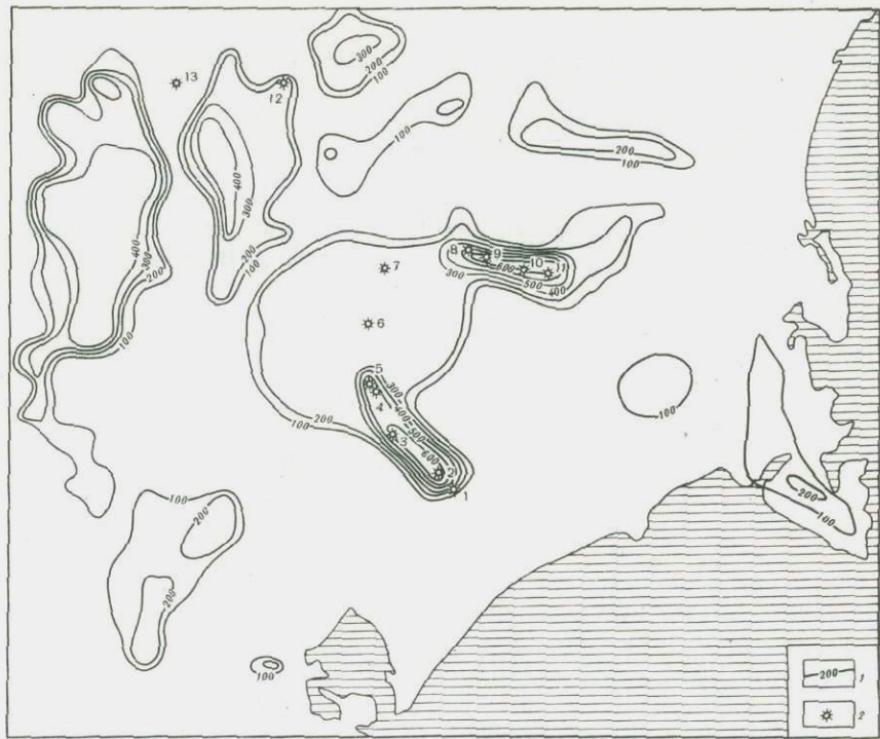


Рис. 25. Поднятия в конце верхнего плейстоцена

1 — линии равных поднятий, м; 2 — вулканы (см. рис. 21)

ся очевидным, так как в это время окончательно прекратили деятельность вулканы Ааг, Арик, Купол, Дзэндэур, Вершинский.

Таким образом, внутренняя перестройка центральной части купольно-кольцевой структуры выражается в параллельном и согласованном смещении вулкано-тектонической активности к востоку. Достоверно начавшись в середине верхнего плейстоцена, она активно развернулась в конце верхнего плейстоцена и достигла максимума в голоцене (табл. 24). В течение голоцена интенсивность общего поднятия района возросла сравнительно с предшествующим этапом в 9 раз. При этом для отдельных фрагментов структуры она существенно отличается. Для выявления направленности совершающихся изменений внутри структуры более представителен именно этот параметр (отношение скорости воздымания в соседних этапах), а не абсолютные значения амплитуды или скорости поднятия. Изменение относительного увеличения скорости поднятия различных частей структуры выявляет тенденции скрытые за абсолютными величинами. Так, например, для конца верхнего плейстоцена сравнительно с его серединой скорость поднятия в Ганальском хребте возросла в 3,5 раза, в Авачинском — в 2,7, в Налачевском куполе — в 1,5, в райо-

Таблица 24

Динамика воздымания отдельных фрагментов Налачевской купольно-кольцевой структуры

Возраст	Длительность, тыс. лет	Средняя амплитуда в м (числитель) и средняя скорость поднятия в мм/год (знаменатель)					
		хр. Ганальский	хр. Авачинский	хр. Южно-Быстрицкий	Налачевский купол	р. Вахиль	Шипунский п-ов
Q ₁ -Q ₄	700	2000 2,9	1700 2,4	1300 1,9	1100 1,6	600 3,5	900 5,3
Q ₄	13	900 89,3	700 53,8	450 34,5	250 19,2	400 30,8	650 50,0
Q ₃ ⁴	57	500 8,8	400 7,0	300 5,3	250 4,4	100 1,8	200 3,5
Q ₃ ² - Q ₃ ³	100	250 2,5	250 2,5	250 2,5	300 3,0	80 0,8	40 0,4
Q ₂ - Q ₃ ¹	250	300 1,2	250 1,0	300 1,2	200 0,8	0	0
Q ₁ - Q ₂	280	40 0,14	80 0,3	0	80 0,3	40 0,1	0
N ₂ -Q ₁	2000	Погружение	Погружение	Погружение	100 0,05	-	-
N ₁ -N ₂	17000	-	-	-	2000 1,2	-	-

не Вахиля - в 2,2, на Шипунском полуострове - в 8,7 раза. И, хотя абсолютное значение скорости и амплитуды поднятия оставалось наибольшим в Ганалах, темп возрастания восходящих движений был наивысшим на Шипуне.

В голоцене, сравнительно с концом плейстоцена, нарастание темпа поднятия распределено следующим образом: Ганальский хребет - в 10,1, Авачинский хребет - в 7,7 Налачевский купол - в 4,5, район р. Вахиль - в 17,1, Шипунский полуостров - в 14,2 раза.

Отношение скоростей воздымания вскрывает особенно интенсивное увеличение темпа прироста скоростей в восточной части купо-

льно-кольцевой структуры и в первую очередь на Вахильском участке. Они обнаруживают также заметное отставание в процессе поднятия Налачевского купола. Лишь в середине верхнего плейстоцена скорость воздымания купола и темп ее прироста были здесь наивысшими. Это состояние предшествовало наиболее активному развертыванию вулканизма в куполе, о чем будет идти речь ниже. Сейчас же для нас важно подчеркнуть, что наиболее общей закономерностью развития структуры в четвертичный период является прогрессирующее возрастание интенсивности поднятия всей структуры в целом, некоторое отставание от общего темпа поднятия Налачевского купола с конца верхнего плейстоцена и в голоцене и вовлече-
ние в поднятие восточной периферии купола, где интенсивность или темп возрастания скорости становится наивысшим. Таким образом, наиболее активизирующийся центр структуры смещается в область до этого относительно пассивную, или даже прогибающуюся. Экстраполируя темп прироста скорости в будущее, можно предположить, что на Вахильском участке она со временем достигнет или даже преодолеет скорость поднятия структуры в целом и отдельных ее фрагментов.

Динамика формирования структуры в четвертичное время представлена на профиле северо-западного направления, проведенного от северной части Ганальского хребта до Шипунского полуострова (рис. 26). Здесь наглядно иллюстрируются отмеченные выше особенности — среднее увеличение амплитуды поднятий от этапа к этапу, смещение активности к востоку, причленение к структуре новых участков и отставание Налачевского купола от общего темпа воздымания с конца верхнего плейстоцена. Для большей выразительности общих закономерностей с профиля сняты Налачевые склоновые депрессии и второстепенные грабены. При этом отчетливо выявляется еще одна закономерность — сближение положительных форм купольно-кольцевой структуры в ходе развития и трансформация широких и пологих прогибов, разделяющих их, в узкие высокоградиентные грабены.

Согласно приведенным данным, суммарная амплитуда поднятий за четвертичное время достигает от 600 м (р. Вахиль) до 2000 м. (Ганальский хребет), т.е. фактически приближается к современной высоте слагающих структуру фрагментов. Это дает основание утверждать, что современный рельеф создан в четвертичное время.

В Налачевском куполе четвертичное поднятие составляет около 1100 м. Максимальная высота подошвы верхнего яруса равна 1200 м. Следовательно, в начале четвертичного периода миоценовая поверхность выравнивания имела высоты, немногим более 100 м. Именно эта величина и может составлять максимальную амплитуду поднятия за верхнеплиоценовое — нижнечетвертичное время. Действительно, начало верхнеплиоценового вулканизма в районе Купола достоверно происходило в аэральных условиях, т.е. на территории высота которой была положительной относительно уровня океана. Если она возвышалась над морем всего на несколько метров, то превы-

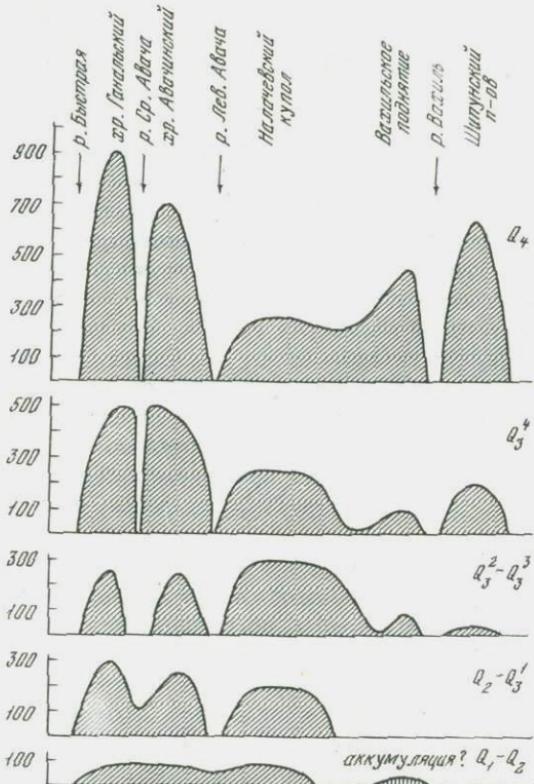


Рис. 26. Амплитуда воздымания Налачевской купольно-кольцевой структуры в четвертичное время вдоль северо-западного профиля

шение ее над этим уровнем на 100 м в начале нижнечетвертичного периода и соответствует максимально возможной высоте подъема в течение верхнего плиоцена – нижнего квартера.

Следует допустить, что к началу формирования верхнего яруса его подошва могла возвышаться над уровнем океана значительно больше, чем на первые метры, десятки или даже сотни метров. В таком случае за время формирования яруса поднятие либо составило меньше 100 м, либо вообще отсутствовало и движения могли быть даже отрицательными. Интервал этого времени (2 млн. лет) достаточно велик, и знаки вертикальных движений могли меняться, но суммарный эффект положительных движений, если они были, не мог превысить 100 м. Это дает нам надежную основу для расчета максимально возможной средней скорости поднятия купола в верхнем плиоцене. Она составляет 0,05 мм/год – величина крайне ничтожная, свидетельствующая о фактической стабильности центра купола в конце верхнего плиоцена. Гипсометрическое положение подошвы верхнего структурного яруса в северной части Ганальского хребта (1400 м) и на Южно-Быстрицком хребте (900 м) существенно



Рис. 27. Схема разломной тектоники Налачевской кольцевой структуры (по материалам О.Н. Егорова и Ю.П. Масуренкова)

1 - разломы со значительной амплитудой смещения (от десятков до нескольких сотен метров); 2 - мало- и безамплитудные разломы; 3 - вулканы (см. рис. 21).

отстает от амплитуды четвертичного поднятия в этих участках, достигающей соответственно 1600 м и 1100 м. Как и в Налачевском куполе, образование верхнеплиоценового комплекса вулканитов происходило в наземной обстановке, т.е. положение подошвы яруса в начальный момент не могло иметь отрицательного значения. Однако вычитание амплитуды четвертичного поднятия из современной высоты подошвы яруса дает отрицательную величину: -200 м. Следовательно, при формировании яруса здесь имело место суммарное прогибание с амплитудой не менее 200 м. Аналогична ситуация в Авачинском хребте. Здесь, в разных участках амплитуда погружения в течение верхнего плиоцена-нижнечетвертичного времени составила минимум 100-200 м. Таким образом, анализ четвертичной тектоники района позволяет наметить в самых общих чертах и характер вероятных вертикальных движений на предшествующем этапе развития структуры.

Вычитание из суммарного эффекта верхнеплиоцен-четвертичных деформаций четвертичной составляющей показало возможность абсолютного результирующего поднятия центральной купольной части структуры максимум на 100 м и погружение окружающих территорий на 200 м. Но это только приблизительный итог, вероятно, более сложной картины вертикальных деформаций в верхнем плиоцене. Следует помнить, что при более высоком, чем 100 м начальном положении подошвы плиоценового яруса суммарный эффект движений в куполе будет отрицательным. Но в таком случае выведенная амплитуда погружения для миоценового яруса сократится на соответствующую величину. Суммарный эффект движений не изменится, но только иначе распределится во времени. В наших рассуждениях не учитывается также эффект взаимного уничтожения разнонаправленных движений одинаковой амплитуды. Однако нам представляется, что подобным процессом полного взаимного уничтожения геологических последствий можно без сожаления пренебречь именно в силу его нулевой эффективности.

Как следует из приведенных данных, четвертичные движения имеют характер вертикальных блоковых перемещений, в совокупности создающих два типа форм: пологие поднятия и прогибы с практически непрерывным изменением высот и дискретные структуры горсто-грабенового характера. Разломная природа второго типа морфотектонических форм очевидна. Детальное аэрофотодекодирование с полевой заверкой схем показывает, что в образовании первого типа пологих структур также повинны дислокации разрыва. Соответственно своей формообразующей роли четвертичные разломы делятся на два класса: мало- или безамплитудные и сместители (рис.27). Первые образуют концентрический рисунок, проявляющий кольцевую структуру, и плавные сквозные системы разломов более высокого порядка. Вторые создают наложенную прерывистую систему, взаимоизменяющую закономерный порядок первых. Впрочем, оба класса разломов связаны постепенными переходами по амплитуде смещения и направлению ориентировки. Узел наибольшей концентрации разломов обоих классов совпадает с центром кольцевой структуры.

ВНУТРЕННЯЯ СТРУКТУРА КУПОЛА

После рассмотрения последовательного ряда геологических событий, формировавших купольно-кольцевую структуру, уместно обратиться к анализу факторов, взаимное сочетание которых обуславливает индивидуализацию структуры в качестве элементарной ячейки вулканического пояса и предопределяет весь ход ее геологического развития.

По-видимому, эти факторы связаны прежде всего с состоянием глубинных зон структуры, так как кажется естественным, что приподчеркивает геологические события (условия седиментации, тектоника, вулканизм и т.д.) вызываются к жизни и специфицируются процессами, протекающими на глубинах, по-видимому, сопоставимых с латеральной протяженностью этих событий, т.е. в рассматриваемом случае до первых сотен километров.

Особенности строения коры в зоне перехода «континент – океан»

Освещение современного структурного состояния Налачевского купола основывалось выше главным образом на описании морфологии геологически документируемых межформационных поверхностей и, в первую очередь, поверхности мелового фундамента. Эта поверхность, как и более молодые, достаточно отчетливо концентрически очеркивает зональную структуру. Имеющиеся геофизические материалы представляют возможность заглубления в ее недра. Прежде всего это относится к данным ГСЗ, выполненным С.Т. Балестой и др. (Балеста и др., 1974, Ермаков и др., 1975).

Они отличаются наибольшей детальностью и однозначностью при геологической интерпретации. Всего в пределах Налачевской структуры и прилегающих территорий пройдено 450 км профилей ГСЗ.

Прежде всего следует обратиться к профилю "Океан" как наиболее полно характеризующему глубинное состояние этого района и заложенному в "ключевом" направлении от континента к океану.

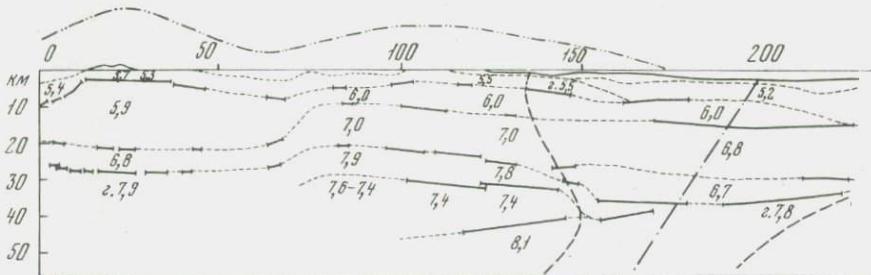


Рис. 28. Разрез земной коры Юго-Восточной Камчатки по профилю Ганала – Океан

1 – границы отражения и преломления волн; 2 – границы интерполярованные при геологической интерпретации; 3 – значения средних пластовых скоростей в км/сек; 4 – значения граничных скоро-

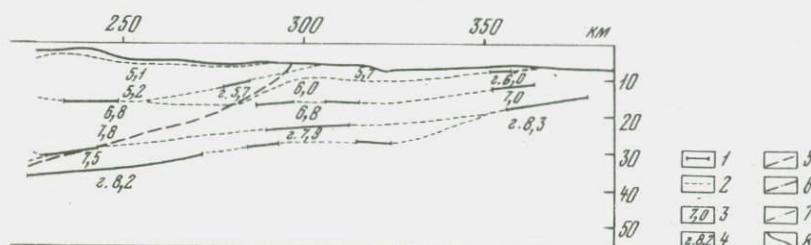
Первичный материал, характеризующий скоростные свойства среды в недрах структуры, систематизирован нами и обобщен в виде следующего разреза (рис. 28 и табл. 25).

Участки с близкими и одинаковыми значениями скоростей продольных волн по своему положению в разрезе группируются в довольно однородные протяженные слои. Наименьшей скоростной однородностью характеризуется верхний слой ($V_p = 2,0\text{--}4,5$ км/сек), который рассредоточен только в акватории Тихого океана, непосредственно под водной толщиной. Это, несомненно, неконсолидированные осадки и вулканогенно-осадочные образования четвертичного и, возможно, плиоценового возраста.

Нижележащая толща со скоростями продольных волн $5,1\text{--}5,2$ км/сек вследствие своей высокой однородности и положения в разрезе относится нами к палеогену-миоцену. По-видимому, это метаморфизованные вулканогенно-осадочные образования. Именно такими породами представлены некоторые мало отличающиеся по скоростям ($5,2\text{--}5,3$ км/сек) участки нижележащего слоя, в целом характеризующегося более высокими скоростями ($5,4\text{--}5,7$ км/сек). Верхнемеловой-палеогеновый возраст этого третьего слоя подтвержден калий-argonовыми датами. Нельзя исключить возможности фрагментарного блокового включения в его состав и более древних образований (Ганальский хребет).

Ниже располагается сейсмически весьма однородный слой, в пределах которого скоростные отличия не превышают $0,1$ км/сек. По абсолютным величинам скоростей ($5,9\text{--}6,0$ км/сек) он заметно отличается от вышележащего и существенно от нижележащего слоев. Наиболее вероятный состав — гранитоидный. Время формирования не известно. Можно лишь высказать некоторые предположения, основанные на определениях калий-аргонового возраста гранитоидных комплексов Камчатки.

В большинстве своем они не выходят за пределы 150 млн. лет (Геология СССР, т. XXXI, 1964), что соответствует нижнему ме-



стей в км/сек; 5 — контуры фокальной зоны, проведенные по границе наибольшего сгущения гипоцентров землетрясений; 6 — фокальная плоскость; 7 — качественное изображение поверхности Налачевской купольно-кольцевой структуры; 8 — современный рельеф земной поверхности и дна океана

Таблица 25

Послойная характеристика разреза ГСЗ по профилю "Океан"

Номер слоя	Vp, км/сек	Интервал глубин, км	Мощность макси- мальная (средняя), км
I 1	2,0-4,5	0-6	4(2)
II 2	5,1-5,2	2-16	13(7)
3а, б	5,3-5,7	0-9; 6-17	7(4); 5(3)
4а, б	5,9-6,0	3-22; 7-17	19(9); 7(5)
III 5	6,8-7,0	9-30	15(10)
6	6,7	26-37	10(6)
IV 7а, б	7,8-7,9	21-42; 19-27	10(5); 5(4)
8а, б	7,4-7,7	29-45; 25-37	>13(10); 6(5)
9	8,1-8,3	>15	?

пу, либо (скорее всего) верхней юре. Близкое значение возраста этого слоя (170 млн. лет) получается при экстраполяции графика зависимости средней мощности слоя от его возраста в предположении, что скорость формирования геофизических слоев постоянна. Использование этого графика для ориентировочной оценки возраста следующих книзу слоев дает соответственно 250 и 300 млн. лет. Разумеется, подобная оценка, как всякая экстраполяция, содержит ошибку, величину которой сейчас не представляется возможным оценить. По-видимому, она заметно возрастает для нижних слоев, на формирование которых все более существенное влияние оказывают эндогенные процессы.

По сейсмическим данным, пятый и шестой слои следует интерпретировать как "базальтовые". Они разделены нами на том основании, что скорость продольных волн в подлежащем шестом слое на 0,1 км/сек ниже, чем в пятом. Это может быть связано с меньшей плотностью нижнего слоя, что должно вызывать его гравитационную неустойчивость. Косвенным указанием на подобную возможность может служить то обстоятельство, что именно в пределах шестого аномального слоя и вблизи от него наблюдается наибольшее стущение эпицентров землетрясений (рис. 28).

Небезинтересно отметить также, что аномальный подбазальтовый слой (шестой) всепело расположен в пределах фокальной зоны, а

Интервал распространения от начала профиля, км	Расстояние зон максимальных мощностей от начала профиля, км	Вероятный возраст	Предполагаемый состав
115-280	220	Плиоплейсто-цен	Вулканогенно-осадочный
150-310	230-260	Неоген-па-леоген	Гранитно-мета-морфический
0-165; 260-375	0,75; 270	Верхний па-леоген	
0-225; 280-375	0-70; 310	юра (?) -ныне	
0-375	80-250	(?) -ныне	Габброидный
140-230	155-170		
0-230; 285-350	75-120; 325	?	
75-150; 225-280	85-115; 250		Ультраосновной
120-380	?		

его края буквально совпадают с ее границами, проводимыми по распространению гипоцентров землетрясений.

Следующие три слоя по своим скоростным свойствам относятся к мантии и представлены ультраосновными породами. Мантия существенно неоднородна. В ней, как и в "базальтовом" слое, наблюдаются аномально низкие для мантии скорости, а главное — скоростьная инверсия: положение плохопроводящего слоя внутри высокопроводящей среды. Это слой 8 а, расположенный внутри мантии и приуроченный к восточной наиболее активной в позднечетвертичное время части купольно-кольцевой структуры. Отличие его от окружающих слоев по скорости продольных волн достигает 0,5-0,7 км/сек. Однако это в данном случае не вызывает повышения сейсмичности, как это мы наблюдали для базальтового слоя. По-видимому, природа аномалии здесь иная и каким то образом связана с вулканизмом, о чём будет сказано ниже.

К востоку от фокального слоя в акватории Тихого океана наблюдается фрагмент этого аномально низкоскоростного слоя, образующего здесь кровлю мантии. Разрыв этого слоя приходится как раз на фокальную зону. Последняя как бы рассекает его на два фрагмента — континентальный внутримантийный и океанический надмантийный. По-видимому, не случайно вместо этого в пределах фокальной зоны проявляется аномальный подбазальтовый слой 6. Здесь

же собственно базальтовый слой достигает максимальных мощностей. Таким образом, роль фокальной зоны в формировании геофизических слоев нижней коры и верхней мантии очевидна. Если продолжить эти наблюдения на верхнюю часть коры, то представляется возможным наметить вероятную связь между формированием фокальной зоны и осадкообразованием. Об этом свидетельствует приуроченность слоя неконсолидированных осадков 1 и вулканогенно-осадочного слоя 2 к области выхода фокальной зоны на поверхность. Следовательно, в течение плиоцен-четвертичного и палеоген-миоценового времени фокальная зона была проявлена на поверхности как область прогибания, осадконакопления и, видимо, вулканизма. Однако в предшествующее время, когда формировался верхнемеловой слой или сразу же вслед за этим, но до формирования палеоген-миоценового, в области выхода фокальной зоны на поверхность существовало поднятие, т.к. здесь выклинивается вулканогенно-осадочный верхнемеловой слой. Близко к современному выходу фокальной зоны на поверхность расположена и область выклинивания гранитного слоя, что при любом способе интерпретации свидетельствует о градиентности этой области.

Эти данные могут служить косвенным, но достаточно веским указанием на сравнительно устойчивое пространственное положение фокальной зоны в течение длительного времени, по крайней мере с миоценом, когда ее поверхностным выражением была область прогибания. Если же ее маркирующими признаками являются не знак движения, а высокая градиентность сравнительно с прилегающими стабильными областями, то время возникновения фокальной зоны вблизи ее современного положения может быть отнесено к постюрскому – доверхнемеловому времени.

Если бы у нас была уверенность в вулканогенно-осадочном происхождении нижележащих слоев или были бы способы оценки эндогенных факторов в их формировании, то подобную реконструкцию истории заложения фокальной зоны можно было бы продолжить до палеозоя. Такой уверенности у нас нет. Поэтому совпадение границ фокальной зоны с границами распространения нижележащего аномального подбазальтового и низкоскоростного мантийного слоев может быть интерпретировано, помимо вышеупомянутого способа, механизмом эндогенной переработки ранее существовавших слоев во время формирования вулканогенно-осадочных толщ верхней части коры. Как бы там ни было, эта переработка предполагает развитие аномальных сравнительно с окружающей средой процессов в недрах фокального слоя, т.е. опять же указывает, по меньшей мере, на одновременное с поверхностными внутренних признаков заложения фокальной зоны.

Таким образом, на приведенном разрезе фокальная зона дешифрируется как область, пространственно связанная с рядом геологических событий, развертывающихся во времени: локализация высокоградиентных движений в верхней части коры, связанное с этим осадконакопление, и возможно, вулканизм и эндогенное преобразо-

вание нижних горизонтов коры и верхней мантии. Следует, однако, подчеркнуть, что сумма этих процессов, определенным образом изменив строение коры и верхней мантии, не привела к принципиальной их переработке: горизонтально-слоистое строение сохраняется неизменным, а базальтовый слой вообще проходит через фокальную зону без сколько-нибудь заметного изменения. И все же секущее положение фокальной зоны очевидно. Это положение приводит к заметной деформации слоев, их флексураобразному смятию вдоль западной границы фокальной зоны. Однако масштабы деформации крайне далеки от картины "спредингового" механизма.

Особый интерес представляет сравнение континентального и океанического отрезка профиля по обе стороны от фокальной зоны. По существу, различаются они только мощностями геофизических слоев, полностью повторяя друг друга по их набору. В этом смысле кора океанической части профиля не может быть отнесена к океаническому типу, т.к. в ее составе присутствует гранитный слой, сопоставимый по мощности с базальтовым. Толщина слоев от континента к океану меняется постепенно, и, следовательно, в рассматриваемом случае фокальная зона не является дискретной границей океанической и континентальной платформ. Прилегающая к континенту область океана, шириной около 300 км захватывает большую часть океанического желоба и по строению коры принципиально от континента не отличается. Она пережила сходную геологическую историю с постепенным ослаблением интенсивности корообразующих процессов в сторону открытого океана.

Фокальная зона закладывается внутри этой переходной области, характеризующейся в ходе геологического развития сравнительно активными вертикальными движениями верхних слоев коры со сменой знака и глубинной переработкой нижележащих образований. Заложение фокальной зоны можно предположить с юры. Таким образом, она не является границей океан-континент и может рассматриваться лишь как часть широкой переходной зоны. По-видимому, она все же мигрировала в пределах переходной зоны в ходе ее формирования, о чем можно судить по некоторому смещению осей связанных с ней разновозрастных слоев. Так, ось слоя неконсолидированных осадков, проведенная по их наибольшей мощности, расположена в 220 км от начала профиля, т.е. почти совпадает с выходом фокальной поверхности в акватории океана (200 км от начала профиля). Ось слоя 2 проходит в 240 км, середина разрыва между слоями 3а и 3б - в 210 км, между слоями 4а и 4б - в 250 км, середина слоя 6 - в 180 км, середина разрыва между слоями 7а и 7б - в 180 км от начала профиля. Если эти смещения имели место, то были они либо бессистемны, либо имели характер сравнительно малоамплитудных возвратно-поступательных колебаний.

Структурообразующая роль фокальной зоны состоит в увеличении скорости корообразования. Мощность коры равна здесь 32-37 км, сравнительно с 8-30 км на прилегающих территориях. Это

нарастание толщины коры на последнем отрезке существования фокальной зоны достигается главным образом прогибанием мантии и интенсивным накоплением осадков. Именно в фокальной зоне наблюдается ступенчатое погружение мантии, особенно резкое со стороны континентальной части профиля. Здесь градиент погружения мантии в восточном направлении, т.е. в сторону фокальной зоны, составляет 0,2 км на 1 км, а в непосредственной близости от зоны достигает 1,0 км на 1 км. Этим перегибом, по существу, ограничивается с востока Налачевская купольно-кольцевая структура. Ее замыкание на востоке фиксируется также выклиниванием верхнемеловых образований (слой За), гранитоидов (слой 4а) и аномального внутримантийного слоя 7а.

Глубинная структура купола и динамика горообразования

Строение коры в пределах купола резко неоднородно. К сожалению, профили ГСЗ позволяют выявить принципиальную, но не полную, картину внутренней структуры купола. По ряду признаков обнаруживается сходимость данных наземной и глубинной геологии. Прежде всего это относится к такому признаку как концентрически зональное строение. Распределение мощностей верхнемеловых образований, построенное в изопахитах (рис. 29), полностью совпадает с фациальной зональностью и строением поверхности верхнемеловых фундамента. Наибольшая мощность осадков мела сохранилась в центральной части структуры (до 7 км). Ее охватывает дуга (данные по мощностям относятся только к части структуры) пониженных до 3 км мощностей верхнемеловых образований, совпадающая с внешней границей собственно Налачевской структурно-фациальной зоны (рис. 4) и кольцом горст-антеклинальных поднятий. По внешней стороне этой дуги в пределах Ганальской структурно-фациальной зоны расположена вторая область повышенных до 4–5 км мощностей. Рисунок изопахит (рис. 29) позволяет продолжить эту структурно-фациальную зону в юго-восточном и восточном направлениях и сократить ее с Жупановской структурно-фациальной зоной, что можно было предполагать и на основании фациального анализа.

Заключения о мощности верхнемеловых образований, сделанные на основании геологических наблюдений, находят, таким образом, дополнительное подтверждение и дальнейшее развитие.

Таким образом, главнейшая структурная особенность купола на уровне верхнемеловых пород состоит в концентрически-зональном чередовании областей с разной мощностью отложений. Это отражает соответствующий режим вертикальных движений, последовательно меняющихся от центра к периферии структуры по знаку и интенсивности. Такое распределение мощностей и их четкая корреляция с фациями однозначно свидетельствует также о существовании купольно-кольцевой структуры в верхнем мелу.

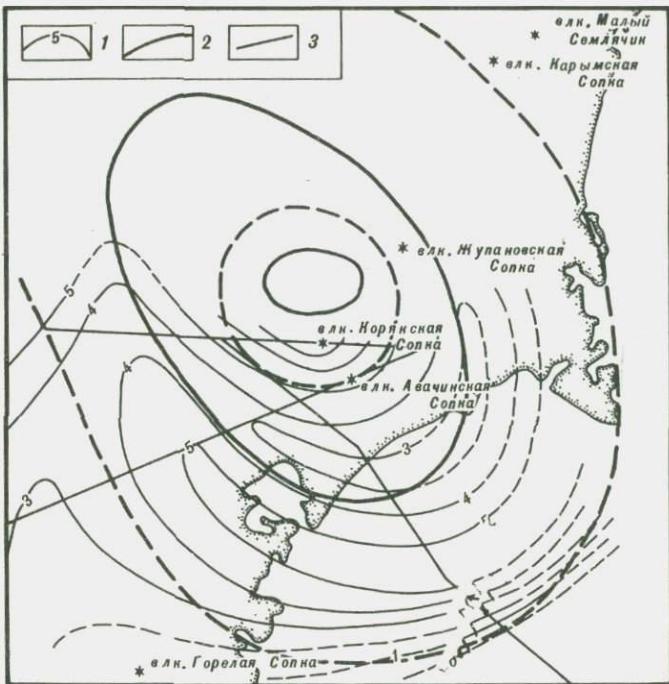


Рис. 29. Мощность верхнемеловых-палеогеновых отложений в Налачевской купольно-кольцевой структуре

1 – изолинии мощности, км; 2 – современные контуры Налачевской структуры (см. рис. 1); 3 – профили ГСЗ

Связь между современными, третичными и меловыми структурами, с одной стороны, и поверхностью гранитного слоя, с другой – столь же очевидна: прогибанию гранитной кровли соответствует повышение мощности меловых образований, поднятиям – понижение. Конфигурация поднятий и прогибов как и в вышеприведенных случаях, концентрически-зональная (рис. 30).

Однако связь между всеми рассмотренными элементами и мощностью гранитного слоя менее очевидна (рис. 31). Увеличение мощности наблюдается в основании Ганальской структурно-фациальной зоны (до 20 км) и прослеживается вдоль ее восточного продолжения, и в центральной Налачевской зоне с юго-востока. По всем геологическим данным, изложенным выше, можно предполагать увеличение мощности гранитов и под Жупановской структурно-фациальной зоной. Непосредственно в прибрежной части купольно-кольцевой структуры и в районе вулкана Авача располагается изометрическая область пониженных мощностей гранитов (до 4–6 км). Центр этой области смешен от центра современной структуры на 40 км к юго-востоку в сторону океана. Таким образом, Авачинский вулкан располагается над участком с минимальной мощностью

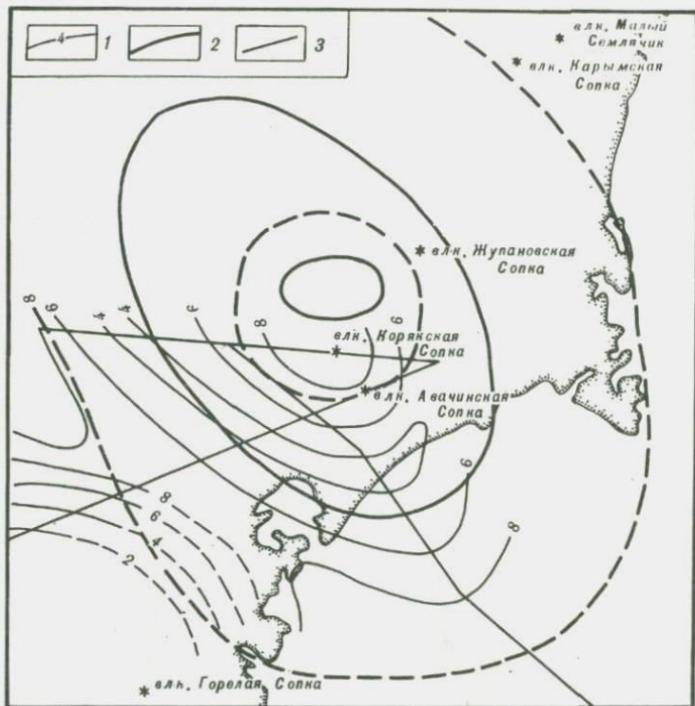


Рис. 30. Поверхность гранитного слоя в Налачевской структуре
 1 – изогипсы поверхности гранитного слоя, км ниже уровня моря;
 2 – контуры кольцевой структуры (см. рис. 1); 3 – профили ГСЗ

гранитного слоя, сохранившимся в виде реликтового "темени" от предшествующих этапов геологического развития. Частичное несовпадение рисунков изопахит гранитного слоя с изопахитами и рельефом поверхностей вышележащих слоев свидетельствует либо о более древнем и независимом от купольно-кольцевой структуры формировании гранитного слоя, либо о включении на этом уровне глубинности таких факторов, которые не были нам известны при анализе механизма становления структуры купола в приповерхностных условиях. Одним из таких факторов является эндогенное приращение мощности гранитного слоя в процессе развития Налачевской структуры. Косвенные признаки гранитообразования были получены нами при исследовании эволюции вещества – глинистых геосинклинальных осадков и вулканитов. О распределении интенсивности этого процесса в пространстве и времени можно было догадаться по изменению петрохимической зональности. На основании этих данных было высказано предположение об эксцентричном застое "мантийного темени". Теперь это предположение доказывается непосредственными данными о распределении мощностей гранитного слоя: нарастание кислотности вулканитов в северо-западном и юго-запад-

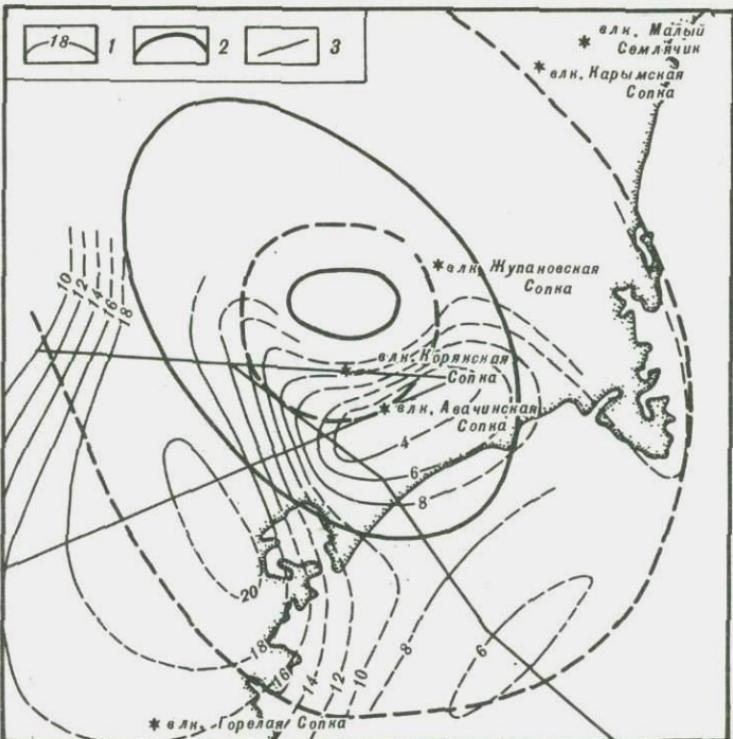


Рис. 31. Мощность гранитного слоя в Налачевской структуре

1 - изолинии мощностей (изопахиты), км; 2 - контуры кольцевой структуры (см. рис. 1); 3 - профили ГСЗ

ном направлении коррелируется с нарастанием мощности гранитного слоя. Таким образом, современное распределение мощностей в гранитном слое отражает два сопряженных во времени и в пространстве фактора гранитообразования: зависимость его интенсивности от конкретной структуры купола (концентрически – зональное строение) и общее региональное ослабление в направлении континент – океан. Это предопределило видимое смещение реликтового "темени" к востоку от центра купола.

Приведенный фактический материал позволяет выдвинуть еще одно предположение о причине частичного несовпадения плана распределения гранитных мощностей со структурами более высоких уровней коры: горизонтальный сдвиг или соскальзывание надгранитных образований по поверхности гранитного слоя в северо-западном направлении. Вероятность этого события оценить трудно, так как рассмотренные последствия его будут восприниматься аналогично второму фактору гранитообразования – нарастание интенсивности в том же направлении.

Поверхность базальтового слоя принципиально повторяет картину распределения гранитных мощностей: погружения в местах утол-

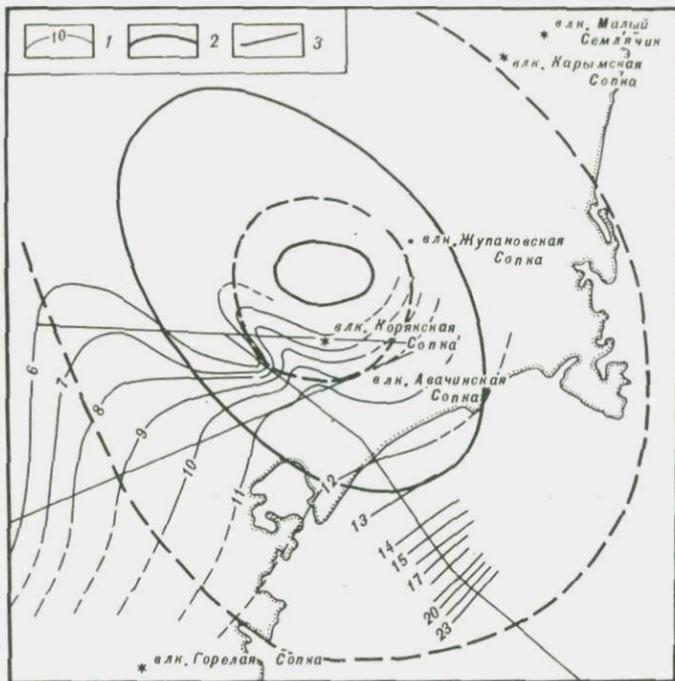


Рис. 32. Мощность базальтового слоя в Налачевской структуре
 1 - изопахиты, км; 2 - контуры кольцевой структуры (см.рис.1);
 3 - профили ГСЗ

щения гранитов и поднятия на участках сокращения мощности. Центр структуры поднятия располагается в районе Авачинского вулкана. Здесь, как и в случае с парой "поверхность гранитов - мощность меловых образований", наблюдается хорошее соответствие, которое свидетельствует о безусловной связи между мощностью слоя и рельефом его основания.

Этот принцип в значительной мере нарушается при рассмотрении пары "поверхность мантии - мощность базальтового слоя" (рис. 32, 33), но частично сохраняется в паре "поверхность мантии - мощность гранитного слоя". Этим самым как бы выявляется особо активная роль мантии и зависимое от нее состояние не столько базальтового или даже гранитного слоев в отдельности, сколько гранитного и базальтового слоев в целом. Для проверки этого положения нами была построена карта-схема суммарных мощностей гранитного и базальтового слоев (рис. 34). Рисунок изопахит этой пары слоев значительно в большей степени совпадает с рельефом поверхности мантии, чем мощности гранитного или базальтового слоев в отдельности. Более того, он оказался весьма подобным карте мощностей меловых вулканогенно-осадочных образований с

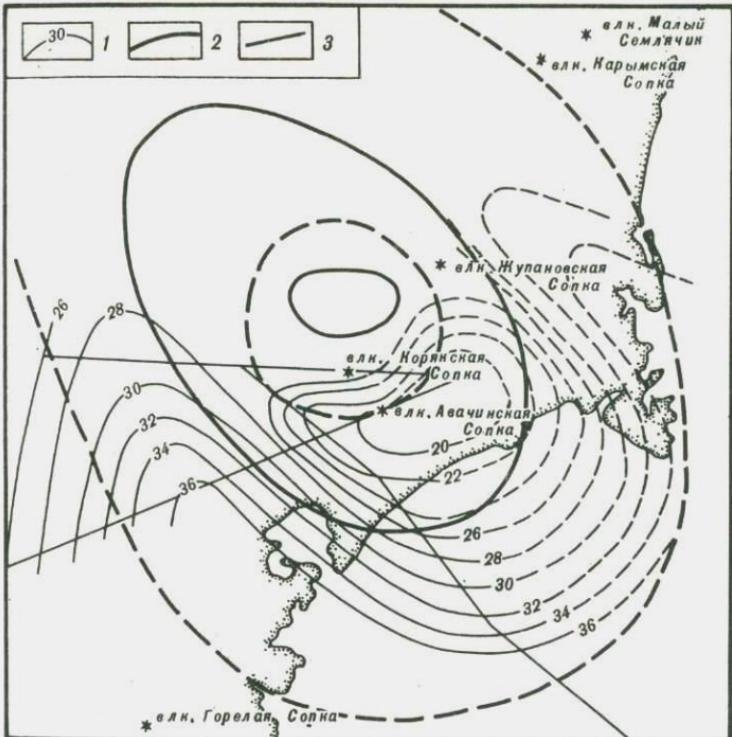


Рис. 33. Поверхность мантии в Налачевской структуре

1 - изогипсы поверхности мантии, км над уровнем моря; 2 - контуры кольцевой структуры (см. рис. 1); 3 - профили ГСЗ

той только разницей, что в центре структуры не обнаруживается столь явного увеличения мощности гранитно-базальтового слоя как это мы наблюдали в меловых образованиях.

Особенно интересна схема рельефа поверхности мантии (рис. 33). Она буквально подобна по рисунку изогипсам схеме изопахит гранитно-базальтового слоя, на основании чего совершенно определенно устанавливается связь между вертикальными движениями поверхности мантии и мощностью корообразования в пределах купольно-кольцевой структуры. Как можно судить по приведенным материалам, механизм корообразования весьма сложен. Наиболее легко устанавливаются экзогенные факторы корообразования по схеме: прогибание мантии, а вместе с ней всех покрывающих ее слоев и накопление осадков в прогибе. Действие этого механизма иллюстрируется совмещением карты поверхности мантии с картой мощностей меловых вулканогенно-осадочных образований. Они почти идентичны. Разница в некоторых деталях состоит в том, что прогибы в мантии не полностью компенсируются накоплением осадков в мелу. Так, амплитуда рельефа поверхности "M" составляет 16 км, а соответствующая разность мощности накопленных осадков достига-

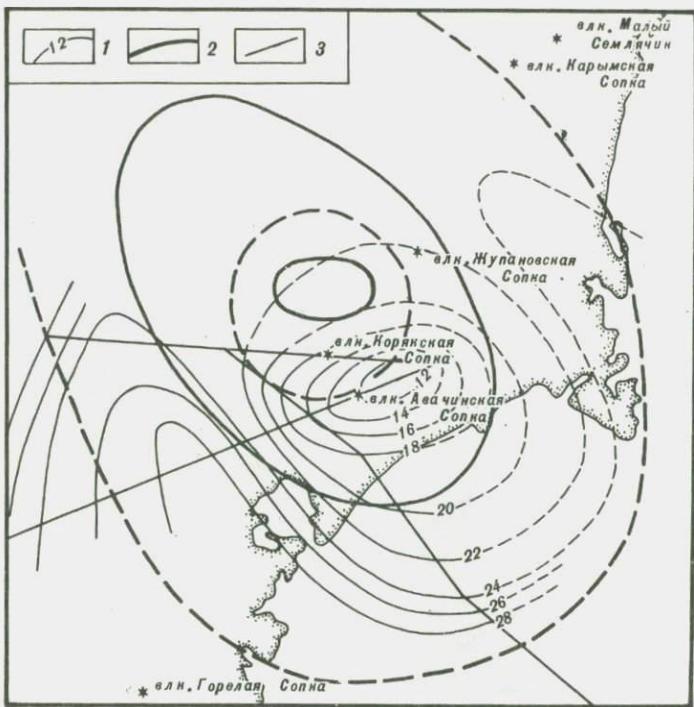


Рис. 34. Мощность гранитно-базальтового слоя в Налачевской структуре

1 – изолинии мощности гранитно-базальтового слоя, км; 2 – контуры кольцевой структуры (см. рис. 1); 3 – профили ГСЗ

ет лишь 2–4 км. Можно представить, что недокомпенсированные меловыми образованиями прогибы выполнены более молодыми осадками, а поднятиям мантии соответствуют поднятия в современном рельефе. Однако это не так. Действительно, последующее осадконакопление имело место, но либо не там, где располагаются погружения поверхности "М", либо в крайне ограниченных масштабах (3–4 км). Исключение составляют осадки слоев 1 и 2, в сумме достигающие 15 км мощности, но расположенные за пределами купольно-кольцевой структуры у восточного края фокальной зоны в акватории Тихого океана. Вероятно, там действует механизм компенсированного заполнения осадками и вулканитами (?) прогибов мантии как единственный или основной фактор корообразования. Что касается современного рельефа, то в пределах купола он совершенно не соответствует рельефу мантийной поверхности. Неровности мантийной поверхности рельефа в значительной мере сглаживаются неравномерным распределением мощностей гранитного и базальтового слоев. Может быть, в образовании этих слоев, как и верхнемеловой толщи, единственную роль играло поверхностное накопление осадков и вулканитов, т.е. наращивание мощности слоя

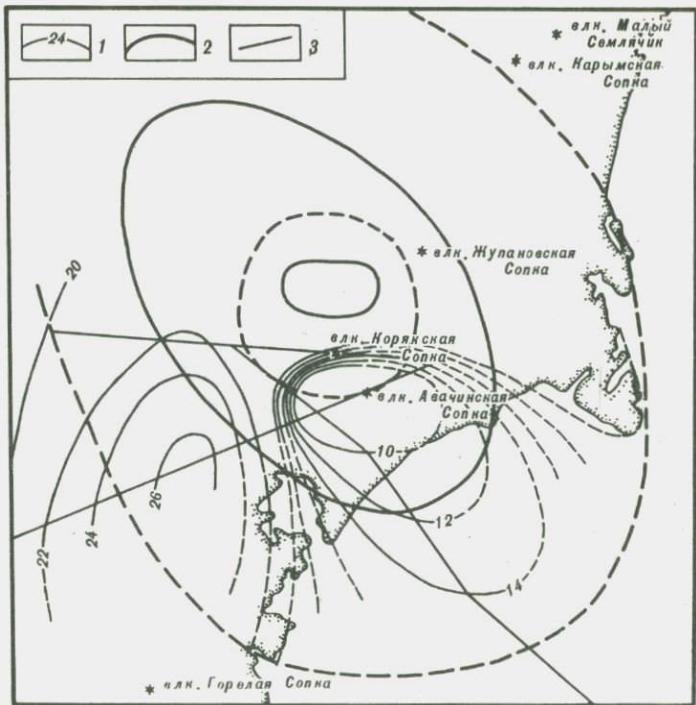


Рис. 35. Поверхность базальтового слоя в Налачевской структуре
1 - изогипсы, км ниже уровня моря; 2 - контуры колышевой
структурь (см. рис. 1); 3 - профили ГСЗ

сверху? О том, что этот процесс был не единственным при формировании гранитного и базальтового слоев, свидетельствует много факторов.

Во-первых, следует отметить развитие высоких ступеней метаморфизма по породам гранитного слоя, когда их удается наблюдать на поверхности. Амфболитовые и гранулитовые фации полностью застушевывают первичную природу пород, а толщи этих пород делают метаморфогенными со всеми вытекающими отсюда последствиями: диффузионное, фильтрационное и расплавное перемещение вещества в больших объемах с образованием метаморфического типа складчатости и зональностью, проявленной в региональных масштабах.

Во-вторых, наблюдается необычайно высокая для других слоев степень геофизической гомогенизации гранитного слоя, однозначно свидетельствующая о его глубинно-метаморфическом содержании.

В-третьих, для базальтового слоя не устанавливается столь четкая прямая зависимость между степенью погружения мантии и мощностью базальтов (рис. 32, 33). Последние в известной мере независимы. Это явно исключает базальтовый слой из категории осадочных или вулканогенно-осадочных. Может быть первоначально по-

роды этого слоя и имели подобное происхождение, но последующие процессы изменили их таким образом, что на относительно приподнятых участках к юго-востоку и востоку от Авачинского вулкана оказались более мощные толщи этих образований, чем в погруженных (Ганальский и Южно-Быстрицкий хребет).

В-четвертых, несмотря на зависимость мощности гранитного слоя от положения кровли базальтов (см. рис. 31, 35) предположение о его только осадочном или вулканогенно-осадочном генезисе вряд ли допустимо. Этому противоречит отмеченное выше отсутствие среди отложений верхнемеловой Надачевской геосинклиналии продуктов разрушения кислых по составу пород. Как было показано, разрушающим субстратом для верхнемеловых осадков были в основном базальты или габбро и лишь частично диориты, т.е. в начале верхнего мела "гранитный" слой еще не был гранитным по составу.

В-пятых, между мощностями гранитного и базальтового слоев в пределах купольной структуры установлена обратная зависимость. Коэффициент корреляции равен - 0,62 (с вероятностью третьего порога). Это ставит указанные слои в такие генетические соотношения, при которых исключается приращение мощности гранитного слоя только сверху. Действительно, зависимость как будто иерархична – граниты соподчинены базальтам, т.е. они не могут предшествовать субстрату, на котором лежат. Их мощность является функцией не только рельефа базальтовой кровли, но и мощности последних. Коэффициент корреляции составит -0,80 (с вероятностью третьего порога), если к мощности гранитов прибавить мощность метаморфизованных верхнемеловых образований. Кроме того, непосредственное сравнение мощностей гранитов с мощностями перекрывающих их метаморфитов верхнего мела – палеогена указывает на наличие средней положительной корреляции ($r = \pm 20,49$, с вероятностью третьего порога). Это уже совсем интересно, т.е. делает мощность гранитов зависимой и от мощности вышележащих слоев, т.е. от процессов, протекавших уже после образования гранитного слоя. Зависимость эта не может быть обратной, т.к. мощность меловых образований определяется положением кровли гранитов, которое по логике вещей не может определяться мощностью гранитов. Последняя, таким образом, с необходимостью выступает как величина, частично зависящая и от мощности нижележащих базальтов и от мощности покрывающих верхнемеловых образований. Словесно очевидно, что если мощность пласта меняется после его захоронения, то это не может быть связано с простым накоплением пород сверху. Это может быть связано только с внутренним перераспределением вещества или его поступлением снизу. И этот механизм определенным образом зависит от движений поверхности мантии, так как в целом соотношение между базальтами и гранитами и их суммарная мощность регулируются рельефом ее кровли таким образом, что система все время стремится к достижению изостатического равновесия. Это стремление не может быть удовлетворено только экзогенными факторами, т.е. эрозией и осадко-

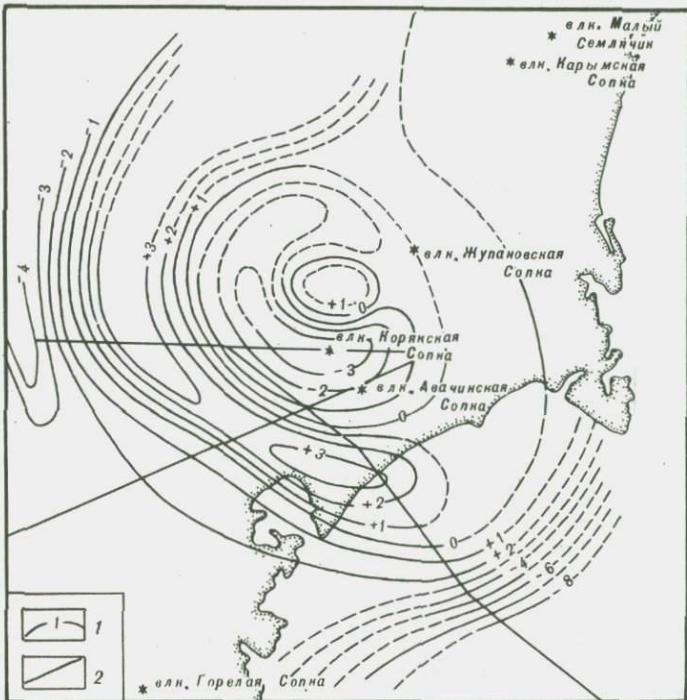


Рис. 36. Верхнемеловые и послемеловые суммарные вертикальные деформации в Налачевской структуре (реконструкция)

1 – линии равных поднятий (+) и опусканий (-), км; 2 – профили ГСЗ

Схема построена в предположении о первичном субгоризонтальном залегании доверхнемелового субстрата

накоплением. Необходимо включение механизмов эндогенного массо-переноса, определяющих, по нашему мнению, метасоматическую подвижность границ Мохо и Конрада вне зависимости от первоначальных стратиграфических межформационных разделов.

Вывод о нестратиграфической природе и не только тектонической подвижности границ К и М согласуется с общепринятыми представлениями о механизме физических процессов, формирующих нижнюю кору и верхнююmantию отдельных регионов и глобальных структур. Здесь он получает лишь конкретную дополнительную аргументацию и более или менее определенное место в последовательном ряду геологических процессов, одновременно сосуществующих в трехмерном пространстве и развернутых во времени при становлении локальной купольно-кольцевой структуры.

Действительно изложенный фактический материал по глубинному строению купола позволяет рассмотреть основные моменты истории структуры, лишь частично, зафиксированные в наземной геологии.

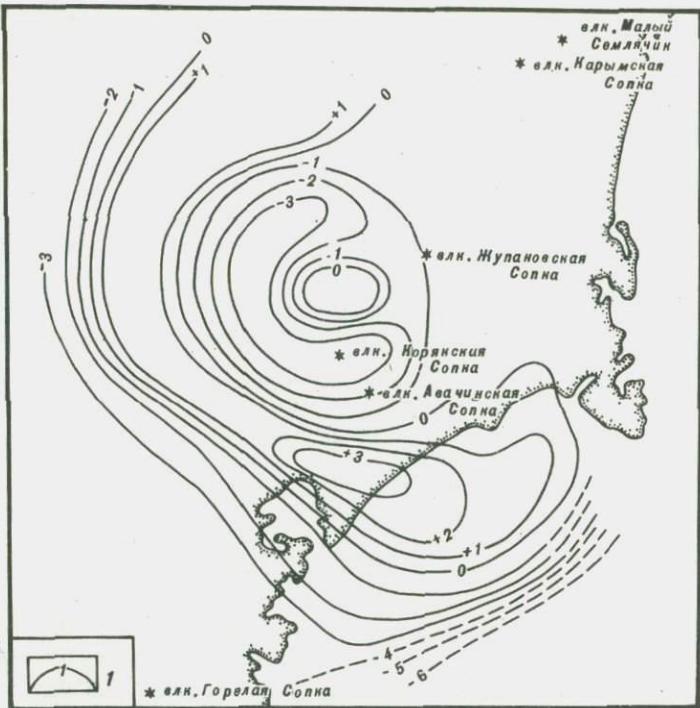


Рис. 37. Суммарный эффект третичных вертикальных деформаций в Налачевской кольцевой структуре

1 – изолинии равных поднятий (+) и опусканий (–), км

По-видимому, наибольшее приближение к действительному структурному состоянию района на каждый данный момент дает картина распределения мощностей соответствующих этому моменту образований. Это предположение сделано при допущении, что большие значения мощности связаны с относительными прогибаниями, а малые – с поднятиями. Для гранитного и базальтового слоев подход должен быть иным, так как изменение их мощности определенно происходит в течение всей геологической истории подвижного региона, т.е. непрерывно. Каких-либо стойких закономерностей в направленности этих изменений в связи с тектоническим режимом не выявлено. Тем больший интерес приобретают те конкретные данные, которые содержатся в материалах ГСЗ, и их интерпретация в связи с развитием изученной вулкано-кольцевой структуры.

Наиболее общая особенность распределения мощностей базальтового слоя сосредоточена в их постепенном увеличении от континента на восток к фокальной зоне (см. рис. 32). Эта региональная особенность не связана с суммарным эффектом вертикальных деформаций в послеверхнемеловое время, т.к. основным следствием этих деформаций было образование кольцевой структуры (рис. 36).

Единственная общность, которую можно усмотреть в рисунках изопахит и изогипс, состоит в одновременно резком увеличении мощности и отрицательных деформаций на восточном краю купольной структуры – в фокальной зоне. Вторичным признаком распределения мощностей базальтов является некоторое подобие прогиба вдоль юго-западного края структуры и изометричное (?) утонение мощности в центре купола.

Разложение суммарных послемеловых деформаций на третичные (рис. 37) и четвертичные (рис. 38) позволяет выявить наилучшую корреляцию базальтовых мощностей с четвертичными деформациями. Для последних также характерно прежде всего снижение высоты поднятий в восточном направлении, сменяющихся погружениями. Этот общий региональный фон, как и в случае с изопахитами базальтов, осложняется вдоль западного и юго-западного края структуры и в ее центре особенно интенсивными поднятиями. Последним соответствуют относительные утонения и утолщения базальтов. Таким образом, материал противоречив: региональное распределение мощностей базальтов свидетельствует как будто об увеличении их в связи с четвертичными погружениями. Локальные особенности не обнаруживают однозначности: в краевой зоне утолщения связаны с поднятиями, в центральной – с поднятием сопряжено утонение базальтового слоя. Единственное, что усматривается в этом – близкое совпадение латеральной геометрии структур, которое, возможно, свидетельствует о неслучайности этих явлений. Можно лишь предположить, что слабое утолщение базальтовой коры с краю в Ганальской структурно-фацальной зоне унаследовано от верхнемеловых прогибаний или скорее всего связано с четвертичной Центрально-Камчатской депрессией.

Мощность гранитного слоя прямо и достаточно полно отражает динамику четвертичных движений, что обнаруживается при совмещении соответствующих схем (рис. 31 и 38). Область устойчивого поднятия в Ганальской структурно-фацальной зоне соответствует утолщенной дуге гранитного слоя в ее основании. По-видимому, и под центральным поднятием следует ожидать раздув гранитного слоя.

Интересна область между берегом океана и Авачинским вулканом. В четвертичное время это область, примерно, нулевых поднятий. Здесь мощность гранитов резко сокращена. При этом рисунок изопахит очень близок рисунку изогипс. В акватории Тихого океана в общем мощность гранитов невелика. Здесь происходит опускание территории. В целом представляется возможным связывать нарастание гранитного слоя с поднятиями. Происходит ли сокращение мощности гранитов при опусканиях, сказать нельзя. Что касается поверхности мантии, то ее понижение однозначно не связывается с направлением вертикальных перемещений. В континентальной части купола она погружается в связи с поднятием поверхности, в акватории близ фокальной зоны ее движения однозначны с движениями поверхности.

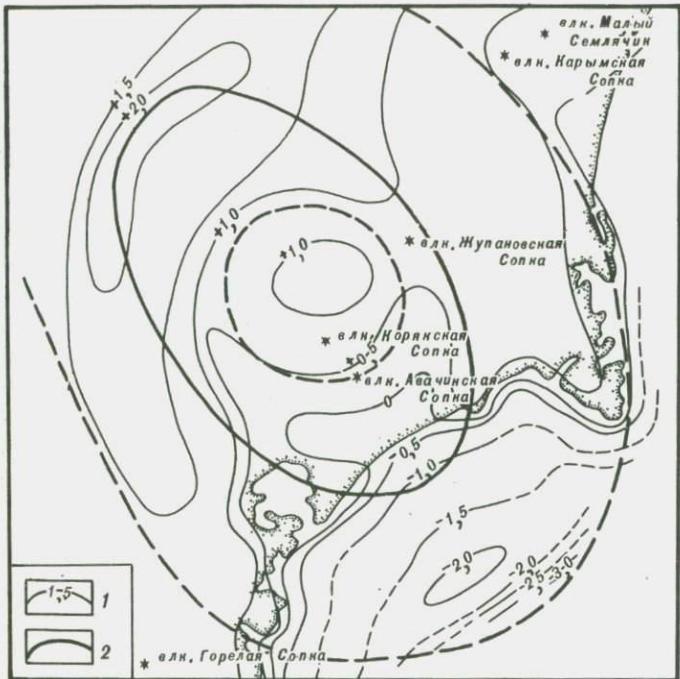


Рис. 38. Суммарный эффект четвертичных вертикальных деформаций в Налачевской кольцевой структуре

1 — изолинии равных поднятий (+) и опусканий (-), км; 2 — контуры кольцевой структуры (см. рис. 1)

В целом, из-за скучности площадного материала по глубинному строению купола какие-либо окончательные выводы по этому вопросу преждевременны. Представляется лишь, что следует различать тектонический режим в пределах континентальной части купольно-кольцевой структуры и на ее океанической прифокальной окраине. Кроме того кажется бесспорным, что кольцевая структура, так четко выявляемая по комплексу геологических данных и суммарному эффекту вертикальных движений, начиная с верхнего мела проявилась в возмущениях, затронувших границы Конрада и Мохоровичча.

Наиболее тонкий пласт гранитного слоя, расположенный между Авачинским вулканом и Тихоокеанским побережьем, следует, по-видимому, рассматривать как наиболее затронутый корообразованием участок, унаследованный от доверхнемелового времени. Именно в этом участке вертикальные движения за истекшее время были минимальными, а проявления магматизма кислого или даже среднего состава не известны. Лишь в верхнемеловое время этот участок испытал погружение, вследствие которого накопились песчано-глинистые осадки и, вероятно, несколько увеличилась мощность базаль-

тового слоя. В последующей истории этого блока можно отметить незначительные поднятия и частичную эрозию верхнемеловых образований и довольно стабильное положение в третичное и четвертичное время. Поднятие меловых пород и их эрозии, по выявленной для Налачевской купольно-кольцевой структуры схеме, должен был отвечать этап сравнительно маломощного гранитообразования.

Итак, заложение и развитие купольно-кольцевой структуры, достоверно прослеженное с верхнего мела, реализуется на поверхности и в приповерхностных участках земли в виде концентрически-зонального размещения телескопированных колец с перемежающимся режимом преимущественного поднятия или погружения.

Наибольшей структурной выразительности кольцевая система достигла в начальный период геосинклинального погружения и накопления осадков, а также во время последующих третичных вертикальных деформаций.

В четвертичное время структурная однозначность концентрически-зонального "куполо-мульды" или "куполо-депрессии" стала утрачиваться прежде всего вследствие наложенных на его восточную прифокальную часть обширных океанических проседаний.

Глубинные слои земли и поверхность мантии совершенно однозначно обнаруживают связь с формированием "куполо-мульды", что выявляется по более или менее полному или частичному совпадению латеральной геометрии глубинных и поверхностных структур. Что касается конкретного механизма связи, то на основании имеющихся материалов можно высказать предположение о росте мощности гранитного слоя в период поднятия поверхностных структур и возрастания мощности базальтового слоя под погружающимися структурами. На этом основании предсказывается концентрически-зональное глубинное строение "купола-мульды" – перемежаемость колец преимущественного гранитообразования и колец базальтообразования. Внешнее кольцо, соответствующее Ганальской и Жупановской структурно-фацальным зонам, должно иметь мощный гранитный слой, сформированный в конце мел-палеогенового и в течение всего третичного времени. В центральном куполе, по-видимому, мощности гранитов и базальтов несколько сокращены и сопоставимы, т.к. здесь периоды отрицательных движений и воздыманий, примерно, одинаковы, а амплитуда их меньше. Центральная купольная зона отделяется от внешнего кольца структуры промежуточным кольцом преимущественного прогибания и, следовательно, сравнительно мощного базальтового слоя.

Прогноз этот основан на хорошем совпадении ограниченных данных по глубинному строению района со сравнительно детально изученной наземной геологией. Поэтому, с одной стороны, содержит весьма значительные упрощения, с другой – высокую вероятность реализации в последующих детальных исследованиях глубинных структур.

Сейсмичность и строение мантии

Одним из самых непосредственных способов изучения мантии является наблюдение за характером пространственного распределения сейсмичности. Несмотря на отсутствие однозначного истолкования результатов подобного наблюдения, сама картина объемного распространения очагов землетрясений содержит весьма полезную информацию, ценность которой становится особенно очевидной при ее корреляции с данными наземной геологии. Таковы давно практикуемые сочетания: разломная тектоника и сейсмичность, вулканические землетрясения и вулканы.

В таких случаях коррелятность с геологией может подсказать конкретные пути интерпретации сейсмических данных. Примером этому может служить работа В.И. Горельчик по сейсмичности Южной Камчатки и, в частности, по району Налачевской структуры (Горельчик, 1970, 1974). Ею, на основании детальных сейсмических наблюдений за 1964–1969 гг. и данных по землетрясениям с энергетическим классом $K > 10$ за 1961–1969 гг., составлены карточки границ распространения очагов землетрясений по интервалам глубин для Налачевской структуры. Эти карточки совмещены на рис. 39. На них отчетливо выделяется асейсмичная область, проекция которой хорошо совпадает с центром Налачевской структуры, очерчиваемым вторым снаружи кольцом. Основание асейсмичного столба несколько отклоняется к северо-западу. Угол наклона восточной границы столба равен $\sim 65^\circ$. Диаметр столба составляет примерно 80 км. Своей северо-западной частью он не отчленяется от асейсмичной области Авачинского и Ганальского хребтов, тем не менее как четко локализованная вертикально протяженная структура индивидуализирован достаточно четко.

Выше мы отмечали наложенный на древнюю структуру "купола-мульды" характер океанического прифокального прогиба, формирующего и очертания тихоокеанского побережья. Небезразличны к этим очертаниям восточные границы асейсмичного столба на разных участках глубинности. Характерный "ключ" Шипунского полуострова прослеживается на всех глубинах, кроме самой близповерхностной. На этом основании можно предполагать, что глубина вовлеченной в прогибание или, по крайней мере, возмущенной области простирается до 150 км. Из рассмотрения нами исключены данные по землетрясениям в интервале 0–25 км, т.е. они не обнаруживаются какой-либо заметной связи с изученной структурой. Лишь в районах вулканических групп Авачинско-Корякской и Дзэндзурско-Жупановской выделяются два асейсмичных пятна, первое размером $\sim 20 \times 30$ км, второе $\sim 10 \times 20$ км. В интервале глубин 150–200 км проекция структуры ложится на фокальную зону. Асейсмичный столб отсекается ею от западной асейсмичной области и сокращается в диаметре до 50–60 км (рис. 39). Суммарная картина распределения эпицентров землетрясений в Налачевской структуре создает, таким образом, ложное впечатление об истинной геомет-

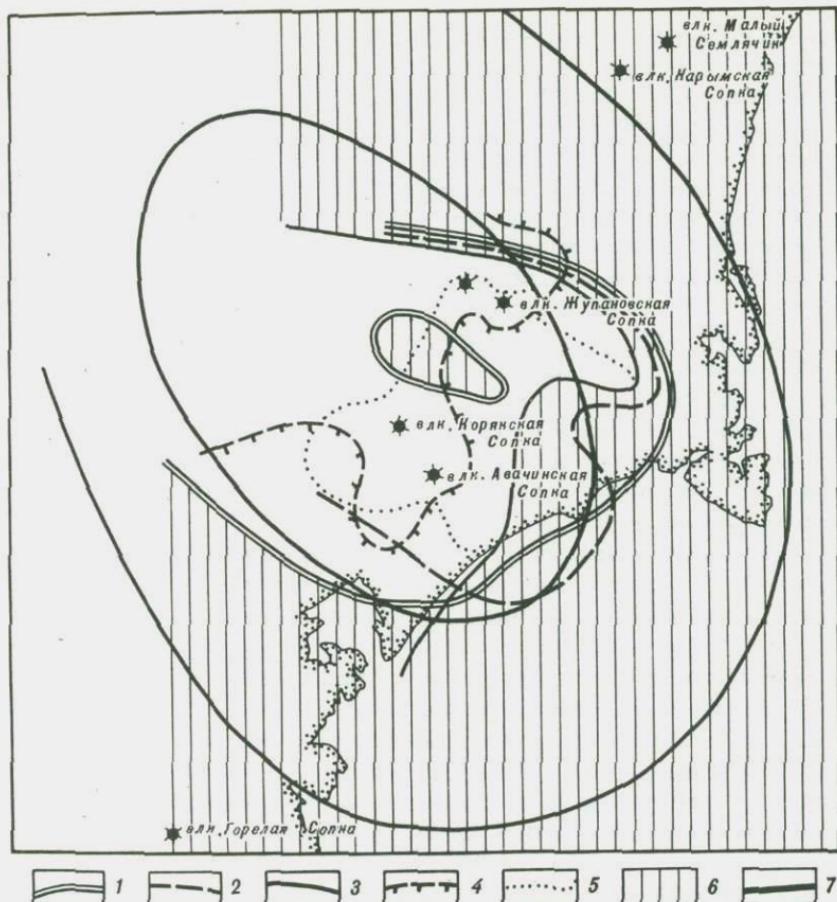


Рис. 39. Распределение областей сейсмичности и асейсмичности на разных уровнях глубинности в пределах Налачевской структуры

Границы сейсмичной и асейсмичной областей по интервалам глубин (км): 1 - 26-50; 2 - 51-75; 3 - 76-100; 4 - 101-150 (сейсмичная область к востоку от границы); 5 - >150 (сейсмичная область к западу от границы); 6 - область сейсмичности на глубине от 26 до 100 км; 7 - контуры кольцевой структуры (см. рис. 1)

рии асейсмичного столба - на карте эпицентров сохраняется лишь асейсмичное пятно размером 20×30 м, связанное с Авачинско-Корякской группой вулканов. Это дало основание В.И. Горельчик объяснить существование области асейсмичности воздействием корневых зон указанных вулканов. На подобный вывод наталкивали также более ранние данные С.А. Федотова и А.И. Фарберова о наличии под этими вулканами сравнимой по размерам зоны аномального затухания энергии сейсмических волн, связанной с присутствием здесь магматического расплава (Федотов, Фарберов, 1966).

Как показал более детальный анализ поинтервального распределения сейсмичности в его сопоставлении с геологией, асейсмичную область следует связывать не с отдельными вулканами или их группой, а с купольно-кольцевой структурой в целом, и именно, с ее центральной стержневой зоной. Эта центральная зона характеризуется наибольшей концентрацией магматизма и разнонаправленных вертикальных перемещений земной поверхности во второй половине кайнозоя.

Структура "асейсмичного стержня" в центральной зоне Налачевской "куполо-мульды" может быть представлена в следующем обобщенном виде. Так в пределах коры он образует, по крайней мере, два обособленных вертикально протяженных тела, связанных соответственно с подводящими каналами Авачинско-Корякской и Дзэндзурско-Жупановской групп вулканов и их периферическими очагами. В интервале глубин 50–150 км это неравномерно сужающийся книзу неправильный конус, западная граница которого проведена условно по степени его охвата областью сейсмичности с севера и юга на разных глубинах. На глубине 25–50 км области сейсмичности проникают к западу от линии вулканической дуги на 50 км, глубже они несколько сдвигаются к востоку. При пересечении фокальной зоны асейсмичная область сужается, замыкается с запада и открывается к востоку. Асейсмичное тело неоднородно: в самом его центре, но ближе к поверхности (глубина 25–50 км) располагается сейсмичный блок. По существу, это зона коровой сейсмичности, как бы затянутая сверху внутрь асейсмичной области. Именно здесь расположены наиболее магматически отработанные участки купола, переживающие заключительные стадии становления интрузивных тел вплоть до полной их раскристаллизации.

В южной части асейсмичной области под Авачинской группой вулканов на глубине 20–80 км выявлена зона с поперечником около 25 км, в которой обнаружен эффект экранирования сейсмических волн (Федотов, Фарберов, 1966). Работа А.И. Фарберова (1974) несколько уточнила геометрию зоны. Позднее С.А. Федотовым и О.В. Потаповой (1974) по ослаблению сейсмических волн на глубине 30–100 км было показано наличие большого количества обширных и регионально протяженных вдоль восточного вулканического пояса Камчатки зон, трактуемых как области подъема магм и "корни вулканов". Одна из этих зон пересекает и Налачевское асейсмичное тело. Положение сбоих (или одной и той же?) зон поглощения изображено на рис. 40, представляющем идеализированный разрез северо-западного профиля через Авачинско-Корякскую группу вулканов. Зоны (или зона?) поглощения размещаются внутри асейсмического тела и частично совмещены с внутримантийной пластовой залежью, обладающей аномально низкими скоростными свойствами: 7,4–7,7 км/сек, сравнительно с 7,8–7,9 км/сек, для пород, залегающих сверху, и 8,1 км/сек. – снизу пласта. Практически совпадающее с этой залежью низкоскоростное тело (кажущаяся скорость продольных волн равна 7,5–7,6 км/сек.) выделяют здесь Л.Б. Славина и С.А. Федотов (1974).

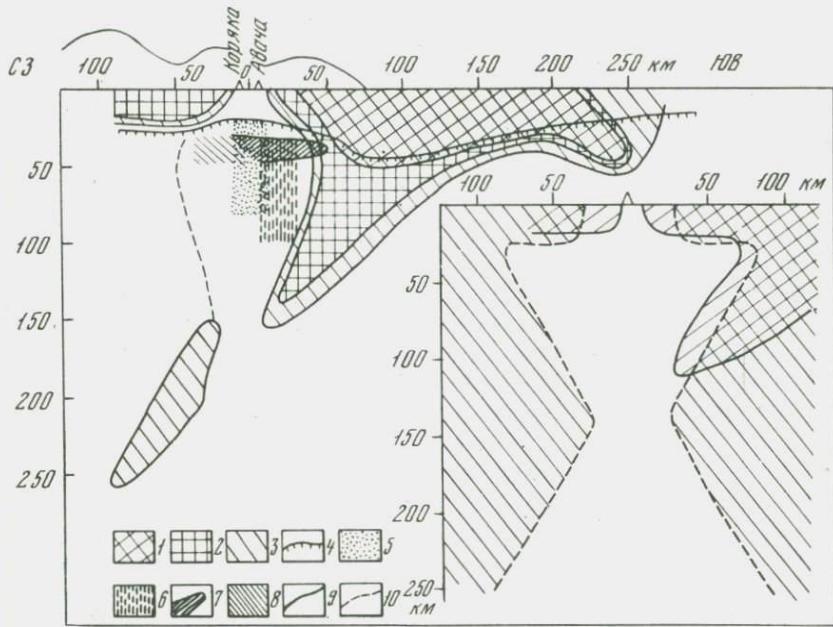


Рис. 40. Глубинный разрез Налачевской кольцевой структуры и прилегающей части акватории Тихого океана

1, 2, 3 – области сейсмичности в коре и фокальной зоне, сейсмичная активность в которых относится соответственно друг к другу, примерно, как 1,0:0,3:0,1 (Токарев, 1974); 4 – поверхность Мохоровичича (Балеста и др., 1974); 5, 6 – области, экранирующие сейсмические волны соответственно, по С.А.Федотову, А.И.Фарберову (1966) и по С.А.Федотову, О.В.Потаповой (1974); 7 – аномальный низкоскоростной пласт в мантии (7,6–7,4 км/сек), по данным С.Т.Балесты (Ермаков и др., 1975); 8 – область аномально низких кажущихся скоростей в мантии (7,6–7,3 км/сек), по Л.Б.Славиной и С.А.Федотову (1974); 9 – качественное изображение деформации поверхности в Налачевской структуре; 10 – приблизительные границы проникновения сейсмичности на СЗ с северной и южной сторон от асейсмичного тела. На врезке в том же масштабе показаны контуры асейсмичных областей под вулканами Насу (сплошная линия) и О-Шима (пунктир) – из А.И.Фарберова (1974), с упрощениями

Приведенными данными практически исчерпываются сведения о глубинном состоянии мантии в основании Налачевской кольцевой структуры. Асейсмичное тело имеет, по-видимому, сложное внутреннее строение. Сейчас очевидно, что тело неоднородно по скоростным свойствам и по проходимости сейсмических волн. Несомненно, что в своей верхней части близ границы с корой оно имеет

различованно—слоистое строение, и именно в верхней половине расположены объемы с аномально поглощающими свойствами. Указанный спектр свойств в данном случае и в аналогичных зонах под другими действующими вулканами все авторы единодушно интерпретировали на основе представлений о присутствии расплавов в этих зонах. Это и естественно, та как расплавы здесь время от времени изливаются на поверхность. Однако количество, размеры и геометрия расплавных частей трактуются по—разному. Обзор различных истолкований сейсмологических данных, экспериментов и расчетов по этому вопросу приводится А.И. Фарберовым (1974).

Неоднороднослойное распределение свойств среды и отсутствие эффекта полного экранирования свидетельствует против наличия даже в верхней части асейсмичного тела (20–100 км) сконцентрированных объемов гомогенной магмы в виде магматических колонн или изометрических очагов свыше десяти километров в поперечнике.

Каплевидная или подобная ей форма асейсмичного тела, повторяется для некоторых изученных вулканов или их групп (Асама—Якеама, О—Шима, Насу — см. сводку А.И. Фарбера, 1974) наводят на представления о вспыхивающей капле разуплотненного вещества, подобного, но не аналогичного "астенолитам" В.В. Белоусова (1966). Полная аналогия была бы неправомерна, потому что вещество это многофазно, расслоено и не может отвечать по составу базальтам — слишком велики в нем скорости продольных сейсмических волн. "Окна" в фокальном слое похожи на "зарастающий" след прошедшей через него капли. Отсутствие таких следов на фокальной поверхности может означать либо сравнительно высокую зрелость вулкано—тектонической структуры, соответствующую стадии полного прохождения астенолита через фокальную зону, либо менее глубокое его зарождение, не простирающееся ниже фокальной зоны. Иллюстрацией этого положения может служить возраст и состав вулканизма в пределах Налачевской структуры. В центре структуры по существу вулканическая деятельность прекратилась. Здесь мы наблюдаем не только зарастание асейсмического следа в фокальной зоне, но и вовлечение в фокальную асейсмическую жизнь подкоровых слоев мантии (остывание сверху и снизу?). Дзэндзурско—Жупановская группа вулканов, находящаяся на северо—восточной периферии от центра структуры, работает в режиме корового вулканизма или преимущественно корового. Возможно, вследствие этого мантийные корни группы сравнительно коротки, и по существу не достигают фокальной поверхности. Лишь Аванчинско—Корякская группа вулканов имеет все признаки сравнительной молодости и активной связи с мантией, поэтому для нее столь четко выражено асейсмичное окно в фокальной поверхности. Однако необходимо подчеркнуть, что это не означает вовсе существования открытого вулканического канала до глубины более 150 км. Имеющиеся и приведенные данные не содержат оснований для подобных заключений.

СОВРЕМЕННЫЙ ВУЛКАНИЗМ

Существенная особенность верхнеплейстоцен–голоценового вулканизма Налачевской структуры состоит в формировании крупных полигенных стратовулканов: Бакенинг, Вершинский, Купол, Дзендузур, Жупановский, Ааг, Арик, Корякский, Авачинский, Козельский. Повидимому, такие вулканы как Купол, Дзендузур, Ааг, и Арик начали формироваться еще в среднеплейстоценовое время. Возможно, Купол, Ааг и Арик в то же время, в основном, и завершили свою деятельность. Основная же группа вулканов развивалась в течение верхнего плейстоцен–голоцена. Тем не менее вопрос о датировке начальных и конечных фаз вулканической деятельности для многих вулканов еще не снят. Здесь много неясностей. Однако вышеотмеченный признак – формирование длительно действующих сложных по составу вулканов – позволяет нам объединить их в единый (в рамках структуры) этап новейшего вулканизма. Наряду с такой формой вулканической деятельности в это же время имели место и другие проявления вулканизма: базальтовые шлаковые конуса, одиночные и групповые экструзии андезитов, дацитов и липаритов. В целом же ареальный вулканизм имеет ограниченные масштабы а главное его отличают особые структурные позиции.

Полигенные стратовулканы, за исключением Бакенинга, сосредоточены в центре Налачевской структуры, где они образуют подковообразный ряд, несколько эксцентричный кольцевым структурам.

Вулканы Авачинский, Корякский, Жупановский и Дзендузур разместились над кольцевым прогибом, окружающим центральный купол. Вулканы Ааг и Арик – на склоне купола в пределах Термального рифта, Купол – в центральной сводовой кальдере. В расположении вулканов усматривается еще один признак, который в свое время привлек внимание А.Н. Заварецкого. Речь идет о поперечных общекамчатскому простиранию рядах вулканов. Вулканы Налачевской структуры образуют два таких ряда – Дзендузурско–Жупановский и Авачинско–Корякский. Здесь, несомненно, сказалось влияние глубинной шовной зоны, положение которой трассируется на поверхности системой северо–западных разломов. Роль поперечной шовной зоны в продуцировании и транспортировании вулканитов на поверхность очевидна: вдоль этой шовной зоны к северо–западу от вулканического пояса располагаются ареалы четвертичного вулканизма верховьев рек Авачи, Кавычи, Быстрой и Камчатки. На ее продолжение насыжена куполно–кольцевая структура вулкана Хангар. Особенно заметна возрастающая роль поперечной зоны на примере четвертичного вулканизма Налачевской структуры. Так, вулканы наиболее древнего (среднеплейстоценового ?) заложения приурочены к центральному куполу и его склонам. Это Купол, Ааг, Арик и Дзендузур. Лишь в верхнем плейстоцене–голоцене стали активно формироваться поперечные ряды вулканов, секущие структуры купола. Такие вулканы как Козельский, Авачинский и Жупановский как бы выходят из–под воздействия куполообразующих факторов и подчиняются влия-

нию линейно-разломных структур. Однако связь их с кольцевой депрессией все же представляется очевидной. Впрочем, как выше было показано, само куполообразование и вообще формирование изометрических концентрически-зональных структур в новейшее время уступает здесь место линейно-протяженным блоковым структурам.

Именно ареальный вулканизм обнаруживает непосредственную связь со структурами подобного типа. Классическим примером такой связи может служить блок Авачинского хребта, "вырезанный" рифтогоризонтами долинами рек Средней и Восточной Авачи. Вдоль ступенчатых сбросов по периферии блока размещаются цепочки шлаковых конусов базальтов и экструзии дацитов. Широко развиты экструзии и шлаковые конуса вдоль Термального рифта, секущего Налачевский купол, и в поперечном ряду между вулканами Жупановским и Дзендзуром. Лишь для некоторых экструзий вулкана Авача можно предполагать связь с кольцевыми разломами.

Положение одиночного стратовулкана Бакчинг в этом смысле как будто подобно ареальным проявлениям вулканизма — он расположен в рифте р. Средней Авачи. Вместе с тем несомненна приуроченность его к северо-западной части внешней кольцевой полосы поднятий Налачевской концентрически-зональной структуры. Этот участок характеризуется устойчивыми поднятиями в течение длительного времени.

Петрохимическая зональность

Для выявления и анализа принципиальной особенности взаимосвязи тектоники и вулканизма нами выбраны наиболее устойчивые признаки вещественного состава вулканизма. Поиски таких признаков привели нас к понятию о среднем химическом составе длительно развивающегося вулкана. На этом пути были испытаны разные подходы к вопросу, включающие и построение петрохимических карт по специально разработанной методике (Масуренков, 1969). Оказалось, что каждый конкретный химический анализ вулканической породы содержит слишком много эфемерной случайной или узко локальной информации. В этом отношении продукты ареального вулканизма, как одноактные и отвечающие короткому отрезку геологической истории, являются неблагоприятным материалом для поставленной задачи. Так, например, базальтовый ареальный вулканизм, отличаясь однообразием состава, характеризует собой лишь довольно однородную среду магмообразования и практически не содержит информации о строении коры. Пестрота ареальных извержений андезит-дацит-липаритового состава может содержать неинтерпретируемую информацию об отдельных случайно выхваченных стадиях дифференциации или плавления разного исходного субстрата. Устойчивые внутренние условия вулканизма лучше отражаются средними составами вулканитов длительно развивающихся стратовулканов. Поскольку в этом случае мы имеем дело с явлением, жестко привязанным в пространстве, но достаточно долго информирующим нас

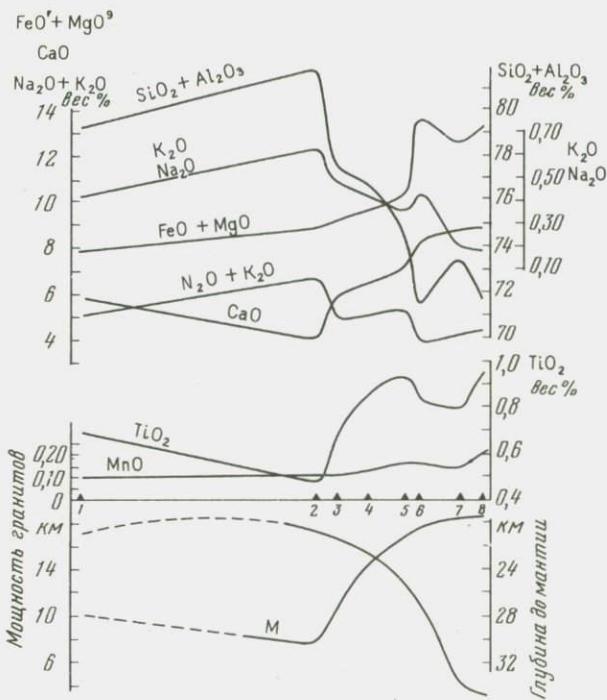


Рис. 41. Структурно-геохимический профиль через Налачевскую кольцевую структуру

В верхней части графика — среднее содержание некоторых породообразующих окислов в вулканитах среднеплейстоцен-голоценовых вулканов: 1 — Бакенинг, 2 — Купол, 3 — Дзэндзур, 4 — Ааг и Арик, 5 — Жупановский, 6 — Корякский, 7 — Авачинский, 8 — Козельский. В нижней части графика — положение поверхности М и мощность гранитов

"о состоянии дел" на глубине, здесь мы в меньшей мере зависим от случайного наблюдения и получаем наибольший объем сведений об этих глубинах.

Такой подход предполагает детальное изучение вещественного состава стратовулканов. Сейчас мы очень далеки от этого, поэтому ниже пользуемся довольно случайным набором химических анализов вулканитов того или иного вулкана. Выведенные средние не отвечают, конечно, действительному среднему составу вулканитов. Но, может быть, они все же создают некоторое представление об этой величине, так как выявленные с их помощью данные о глубинных условиях вулканизма закономерны и хорошо коррелируются с глубинным строением района.

Пространственная позиция стратовулканов и их количество не позволяют охватить все разнообразие структур. Впрочем, в этом, может быть, и нет необходимости. Тем не менее средние хими-

Таблица 26

Средний химический состав вулканитов (вес. %) среднеплейстоцен-голоценовых

Окислы	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	60,56	65,79	60,92	60,29	54,57	54,43
TiO ₂	0,69	0,47	0,67	0,85	0,93	0,82
Al ₂ O ₃	18,69	15,99	16,74	16,57	16,82	16,99
Fe ₂ O ₃	1,78	1,96	3,63	2,76	3,35	5,48
FeO	3,41	2,16	2,44	3,20	4,05	3,39
MnO	0,10	0,10	0,10	0,12	0,16	0,16
MgO	2,91	4,86	3,44	3,92	3,30	5,19
CaO	5,84	3,92	5,73	6,37	7,10	8,18
Na ₂ O	3,59	3,05	3,65	3,46	3,89	2,65
K ₂ O	1,52	2,55	1,77	1,53	1,39	1,15
P ₂ O ₅	0,18	0,19	0,18	0,17	0,23	0,12
H ₂ O ⁻	-	0,23	0,34	0,22	0,18	0,29
H ₂ O ⁺	-	0,99	0,66	0,46	0,51	0,83
Σ	99,44	100,03	99,88	100,15	99,89	99,93

Примечание. Вулканы: 1 - Бакенинг (2 ан.); 2 - Купол (13 ан.); 3 - Дзендуэр (23 ан.); 4 - Ааг и Арик (12 ан.); 5 - Жупановский (21 ан.); 6 - Корякский (13 ан.); 7 - Авачинский (26 ан.); 8 - Козельский

ческие составы пород вулканов должны быть с чем-то сопоставлены, чтобы стало возможным постичь внутреннюю логику их изменения.

Довольно подробно прослеженная история геологического развития указывает на вероятность третичного гранитообразования в западной части структуры. Это подтвердились данными ГСЗ. Аномально высокое положение мантии с соответственно аномально тонким гранитным слоем сохраняются в блоке к востоку от действующих вулканов до побережья океана. В северо-западном направлении мощность гранитного слоя резко возрастает, как это показано на профиле ГСЗ "Океан". Такое возрастание мощности гранитов и погружение мантии, судя по геофизическим данным, происходит где-то между вулканами Корякским и Ааг-Арик. Таким образом, увеличение мощности гранитного слоя от авачинского "реликтового темени мантии" в направлении на северо-запад можно принять в качестве главнейшей структурной особенности района, с которой и следует сопоставить химический облик новейших вулканогенных образований. С этой целью нами построен петрохимический профиль в

палингенные стратовулканов

7	8	9	10	11	12	13
55,28	54,20	55,20	59,32	58,72	59,10	54,30
0,79	0,96	-	-	-	-	-
18,13	17,43	-	-	-	-	-
3,53	6,27	-	-	-	-	-
4,61	3,28	-	-	-	-	-
0,14	0,20	-	-	-	-	-
4,70	4,07	-	-	-	-	-
8,77	8,77	-	-	-	-	-
3,42	3,67	3,37	3,68	3,84	4,18	3,19
0,68	0,65	1,18	1,88	1,32	1,46	1,14
0,22	-	-	-	-	-	-
0,15	0,06	-	-	-	-	-
0,36	0,62	-	-	-	-	-
100,72	100,18	-	-	-	-	-

(2 ан.); 9 - Вилочинский (2 ан.); 10 - Горелый (25 ан.); 11 - Академии наук, Однобокий, Крайний, Белянкина, Разлатый (17 ан.); 12 - Ка-рымский, Двор, Соболинский (45 ан.); 13 - Малый Семячик (64 ан.).

северо-западном направлении, пересекающий отмеченную градиентную зону перехода от континентальной коры в середине купола к блоку на юго-восточной окраине купола с корой, приближающейся к океаническому типу (рис. 41). Исходные цифровые данные помещены в табл. 26. При выведении средних значений мы пользовались, в основном, анализами, помещенными в сборнике "Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции" (1966) и, частично, выполненными вновь. При этом, анализы, относящиеся к вулканитам экструзий и шлаковых конусов, изъяты.

Приведенные материалы показывают, что при сравнимых длительности развития вулканов, форме проявления вулканизма и объеме вулканитов их состав пород не одинаков и закономерно меняется вдоль профиля. Генеральная особенность этого изменения состоит в увеличении основности в сторону океана, что выражается в смене андезитовых и андезит-дацитовых вулканитов базальтовыми. Резкие перегибы петрохимических кривых наблюдаются в интервалах между проекциями на профиль вулканов Купол - Дзендуэр и Жупанов-

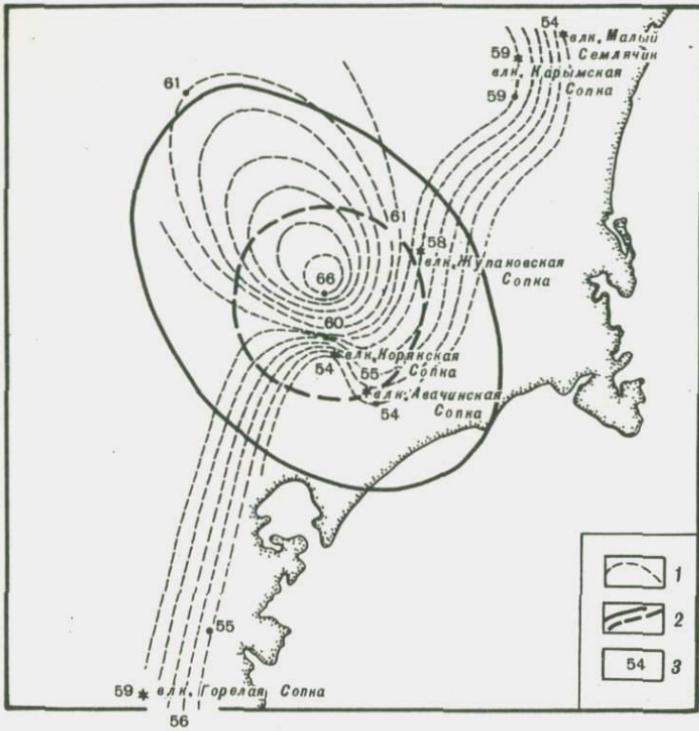


Рис. 42. Пространственное распределение среднего содержания окиси кремния в вулканитах среднеплейстоцен-голоценовых вулканов Юго-Восточной Камчатки

1 – условные изолинии содержания SiO₂, вес.%; 2 – современные контуры Налачевской структуры (см. рис. 1); 3 – конкретные значения среднего содержания SiO₂ в отдельных вулканитах

ский – Корякский, т.е. именно в тех местах, где по геофизическим данным должна проходить градиентная зона.

Предлагается следующая интерпретация петрохимических данных. В основании вулканов Козельского, Авачинского и Корякского гранитный слой сокращен в мощности до 4 км, зато базальтовый достигает 12 км. Поверхность мантии залегает на глубине 20 км. Магмопроизводящими слоями, по существу, могут быть только базальтовый слой и мантия. Роль кислого субстрата сведена до минимума. Это и сказалось на среднем базальтовом или андезито-базальтовом составе пород вулканов. Особенно "докоровый" характер имеют вулканиты Корякского и Козельского вулканов: высокий железо-магнезиальный индекс, низкое содержание суммы кремнезема и алюминия. По-видимому, мagma этих вулканов в наименьшей степени контаминирована веществом верхней коры.

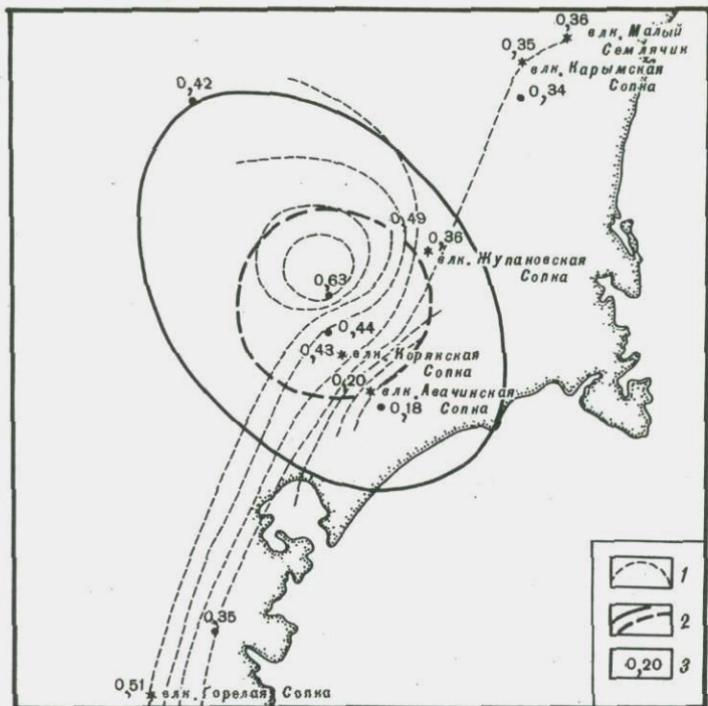


Рис. 43. Пространственное распределение отношения K_2O/Na_2O в вулканитах среднеплейстоцен-голоценовых вулканов Юго-Восточной Камчатки

1 – условные изолинии величины отношения K_2O/Na_2O ; 2 – современные контуры Налачевской структуры (см. рис. 1); 3 – конкретные величины K_2O/Na_2O для отдельных вулканов

Увеличение мощности гранитной коры в центральной купольной части структуры сопряжено с появлением гранитоидных признаков в вулканитах (Купол, Ааг, Арик, Дзэндзур). Редко когда удавалось найти столь очевидную и непосредственную зависимость. С одной стороны, она указывает на вторичность, т.е. производность кислого вулканизма от гранитного слоя, так как он уже существовал к началу кислого вулканизма. С другой – кислый вулканизм можно рассматривать как свидетельство продолжающегося гранитообразования.

По аналогии с предшествующими этапами развития вулканизма были построены схемы пространственного распределения в вулканитах кремнесодержания (рис. 42) и щелочного отношения (рис. 43). Несмотря на малое количество среднеплейстоценовых – голоценовых стратовулканов, они дают вполне определенную информацию о зависимости гранитофильных компонентов в магме от структурной

позиции вулкана. Основная ее особенность — наличие узкой градиентной зоны, примерно, совпадающей с осью вулканической дуги. Здесь в направлении океана вулканиты резко меняют состав, теряя гранитофильные коровьи признаки и приобретая океанический облик. Налачевская структура на этом фоне четко прорисовывается как изометрическая область гранитизации с совпадающими геохимическим и структурным центрами. Однако юго-восточная часть структуры отсекается градиентной зоной. Это дает основание рассматривать последнюю в качестве наложенной на более древнюю изометрическую купольно-кольцевую структуру.

Ксенолиты

В плиоцен-четвертичных вулканитах Налачевской структуры обнаружены разнообразные включения полнокристаллических и содержащих стекло глубинных пород. Их изучение проливает свет на состав внутренних зон земли (Масуренков и др., 1969; Масуренков, Селянгин, 1969; Щека и др., 1970; Масуренков, 1972, Бакуменко, Соболев, 1975), на механизм магмообразования (Масуренков, 1974) и становление близповерхностных интрузий (Масуренков, 1970; Масуренков и др., 1974).

Некоторые представления о составе и распределении ксенолитов дают табл. 27 и 28. Среди них присутствуют и такие, которые не могут быть с достаточной определенностью отнесены ни к одному фрагменту вскрытого эрозией геологического разреза. Это прежде всего ультраосновные породы перидотитового и пироксенитового составов и метасоматиты, развившиеся по первичным осадочным карбонатным породам. Последняя группа особенно многочислена среди ксенолитов Корякского вулкана. Встречены андродит-волластонитовые скарны и среди выбросов Авачинского вулкана.

Наличие линз карбонатных, кремнисто-карбонатных и туфовокарбонатных пород в вахильском и ганальском разрезах меловых отложений дает основание рассматривать эту группу включений как отторженцы мелового фундамента. Некоторое сомнение вызывает лишь довольно высокое их относительное количество (6%), несопоставимое с относительной распространенностью карбонатных фаций в мелу, особенно в основании Авачинского и Корякского вулканов. Кроме того, эти известковые скарны находятся в совершенно несвойственной меловому разрезу ассоциации: амфиболиты, габбройды, перидотиты. Вместе с тем рядом с ними отсутствуют породы, с которыми карбонатные породы ассоциируют в меловых разрезах (песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, кремнистые породы, туфы). У нас нет оснований предполагать полную ассимиляцию указанных пород, также как недопустимым было бы и предположение об избирательном извлечении из мелового разреза расплавом только карбонатных пород. Остается допустить, что скарноподобные и роговиковые ксенолиты, с повышенным содержанием окиси кальция вынесены из более глубинных и древних, чем мел, частей геологического разреза.

Таблица 27

Распределение ксенолитов в вулканитах Налачевской структуры

Вулканы	Типы ксенолитов					известковые скарны и пироксеновые роговики
	гранитоиды	диориты, габбро	кристалл. сланцы амфиболового состава	перидотиты, пироксениты		
Авачинский	-	10 (33)	6 (20)	12 (40)	2 (7)	
Корякский	1 (7)	3 (21)	2 (14)	5 (36)	3 (21)	
Жупановский	7 (40)	7 (40)	4 (20)	-	-	
Дзэндзур	3 (50)	2 (33)	1 (17)	-	-	
Aag-Arik	2 (33)	2 (33)	2 (33)	-	-	
Купол	2 (50)	2 (50)	-	-	-	
Всего по району	15 (18)	31 (37)	16 (19)	17 (20)	5 (6)	

Примечание. Перед скобками — количество образцов, в скобках — проценты от общего количества.

Главным аргументом в пользу этого вывода можно считать крайне низкое калий-натриевое отношение в этих породах, равное 0,25. Как было выше показано, отношение щелочей для осадочных пород мелового разреза колеблется в пределах 0,40–3,20 и в среднем составляет около 0,80. Это свидетельствует о еще более значительном дефиците калия в период, предшествующий верхнемеловому геосинклинальному осадконакоплению. Такой дефицит мог соответствовать только океанической обстановке. На гранитоидном субстрате он развиваться не мог, поэтому однозначно свидетельствует об отсутствии гранитной коры в центре Налачевской структуры перед меловым осадконакоплением.

Вторую группу пород из домелового разреза образуют ксенолиты амфиболитов амфиболсодержащих кристаллических сланцев. Обнаружены они в основном среди выбросов вулканов Авачинского, Козельского, Корякского и Жупановского. Одиночные ксенолиты амфиболитового состава встречены в верхнеплиоценовых — нижнеплейстоценовых вулканогенных образованиях близ центра Налачевской структуры и в андезито-дацитовой экструзии г. Мишенной. Таким образом, они найдены в тех местах, где в составе меловых образований пород подобной степени метаморфизма содержаться не может. Характерной особенностью их является весьма низкое калий-натровое отношение, равное 0,15–0,25. Это в среднем значитель-

Таблица 28

Ксенолиты в плиоцен-четвертичных вулканитах Налачевского купола
(вес. %)

Окислы	Вулкан Авачинский				
	1	2	3	4	5
SiO ₂	40,60	42,60	45,79	43,32	44,20
TiO ₂	0,005	0,10	0,04	Сл.	1,02
Al ₂ O ₃	1,57	3,34	0,99	1,55	0,57
Fe ₂ O ₃	0,80	0,17	1,38	1,21	1,13
FeO	7,56	7,60	6,07	7,10	7,29
MnO	0,02	0,14	0,13	0,06	H/o
MgO	49,16	41,78	45,06	46,64	43,88
CaO	0,44	0,84	0,65	Нет	0,86
Na ₂ O	0,10	0,16	0,08	0,03	0,16
K ₂ O	0,06	0,13	0,04	0,13	0,0
H ₂ O ⁺	0,15	-	-	0,03	0,46
H ₂ O ⁻	0	-	-	0,16	
P ₂ O ₅	0,01	-	-	-	0,13
CO ₂	-	-	-	-	-
Σ	100,47	96,86	100,23	100,23	99,70

но ниже, чем в меловых магматических породах и приближается к отношению окислов щелочей типичных океанических базальтов (0,09–0,15). Вообще, по химическому составу два проанализированных нами амфиболита нельзя отнести к островодужной андезитовой формации, а следует отождествлять с базальтами океанической толеитовой формации. Об этом свидетельствуют следующие особенности их состава: низкое содержание окислов кремния, алюминия и калия и повышенная концентрация титана, двухвалентного железа и магния. На этом основании мы связываем амфиболитовую ассоциацию ксенолитов с базальтовым слоем.

Перидотиты и пироксениты составляют в выборке, приблизительно, 20%, но по количеству посвященных им публикаций превосходят все остальные типы включений вместе взятые (около 80%). Это, конечно, не соответствует действительному распределению ин-

Вулкан Авачинский							
6	7	8	9	10	11	12	
43,12	50,40	52,30	53,26	54,52	59,10	50,56	
1,25	0,50	0,35	1,10	0,80	0,60	0,46	
7,83	4,67	2,95	18,67	17,53	16,88	5,44	
2,88	1,41	1,49	3,68	3,10	2,77	0,81	
9,25	4,51	4,06	5,10	5,0	3,78	1,35	
0,06	0,06	0,13	0,14	0,15	0,14	0,09	
22,25	18,59	19,97	4,05	4,52	4,09	0,61	
11,56	18,62	17,38	9,59	9,21	7,58	37,68	
1,22	0,68	0,63	3,73	3,64	3,94	1,24	
0,17	0,06	0,15	0,67	0,65	0,85	0,12	
0,60	0,39	0,31	0,24	0,31	0,33	0,42	
0	0	0,09	0,02	Нет	Нет	0,38	
0,01	0,02	0,15	0,21	0,22	0,20	0,27	
-	-	-	-	-	-	0,77	
100,20	99,91	99,61	100,46	99,65	100,26	100,20	

формативной емкости и ценности ксенолитов. Сейчас можно считать однозначно установленным, что эти ультрабазиты не первичное вещество мантии, ибо они практически не содержат необходимых и достаточных для дифференциации компонентов. Их следует рассматривать как остаточное вещество мантии (Генштафт и др., 1970, Фарберов, 1974). Относительно уровня, с которого расплав выносит эти ксенолиты, достоверных сведений не имеется. Очевидно, что он не может превышать 110 км, так как ассоциация пироксенов с шпинелью при давлении больше 35 кбар неустойчива, о чем свидетельствуют эксперименты Н.Д. Мак-Грегора над реакцией 4 энстатита + шпинель = форстерит + пироп (Грин и др. 1968). Известно, что в перидотитах Авачи шпинель часто присутствует среди акцессориев, а пироп не обнаружен. Не могут быть ксенолиты захвачены и с глубины менее 2,5 км (кровля верхнемеловых образований). Сле-

Таблица 28 (окончание)

Окислы	Вулкан Корякский			
	13	14	15	16
SiO ₂	56,38	56,78	65,86	62,88
TiO ₂	0,63	0,46	0,63	0,39
Al ₂ O ₃	12,22	10,01	11,92	17,67
Fe ₂ O ₃	1,31	1,42	1,18	0,72
FeO	3,10	1,86	4,02	2,36
MnO	0,22	0,60	0,17	0,06
MgO	2,04	2,62	1,89	1,28
CaO	21,90	22,50	11,15	4,54
Na ₂ O	1,02	0,38	0,38	4,94
K ₂ O	0,43	0,10	0,10	1,80
H ₂ O ⁺	0,35	1,14	1,48	2,13
H ₂ O ⁻	0,07	0,45	0,82	0,56
P ₂ O ₅	-	-	-	0,14
CO ₂	0,42	2,14	0,18	-
Σ	100,09	100,46	99,78	99,47

Примечание. Аналитики: 1, 6, 7, 10, 11, 16 - Т.В. Дольгова; 2 - Е.К. Серафимова; 4 - Ершова; 12, 17 - 21 Г.Ф. Князева. 1 - перидотит, в. Авача; 2 - перидотит, в. Авача; 3 - перидотит, в. Авача; 4 - перидотит, в. Авача; 5 - роговообманковый пироксенит, в. Авача; 6 - пироксенит, в. Авача; 7 - пироксенит, вулкан Авача; 8 - габбро-диорит, вулкан Авача; 9 - габбро-диорит, в. Авача; 10 - диорит, вулкан Авача; 11 - известковый скарн, в. Авача; 12 - пироксен-плагиоклазовая порода, в. Коряк-

довательно, они могут быть отторженцами либо непосредственно вещества верхней мантии, либо интрузий или прорезий, поднявшихся в верхние горизонты коры. Однозначного решения этого вопроса не найдено, что, с нашей точки зрения, не столь уж и важно. Значительно более интересные сведения приводятся в статье И.Т. Бакуменко и В.С. Соболева (1974). Ими в оливинах и ортопироксенах гипербазитов с вулкана Авачи обнаружены газово-жидкие включения, содержащие венду. Водное давление во включениях при температуре

г. Мишен- ная	Вулкан Жупановский		Вулкан Олений - верх- ний плиоцен	
	17	18	19	20
49,70	46,60	52,20	44,70	50,88
1,20	0,95	1,35	2,15	0,95
16,71	22,59	17,0	15,65	14,57
6,99	7,38	3,49	9,87	4,41
3,87	2,64	6,71	4,36	3,70
0,42	0,14	0,26	0,33	0,25
6,81	4,36	4,72	8,67	11,13
9,79	12,17	8,76	8,04	7,93
3,84	2,84	4,22	3,74	3,58
0,56	0,18	0,67	0,95	0,70
0,14	0,17	0,68	0,82	0,64
0,26	0,18	0,10	1,0	1,0
0,29	0,10	0,11	0,24	0,17
-	-	-	-	-
100,58	100,30	100,27	100,52	99,91

ский; 13 - пироксен-плагиоклазовая порода в. Корякского; 14 - кварц-пироксен-плагиоклазовая порода, вулкан Корякский; 15 - гранодиорит, в. Корякский (колл. авторов); 16 - амфибол-плагиоклазовый кристаллический сланец экструзия андезитов, г. Петропавловск-Камчатский; 17 - габбро-анортозит, вулкан Жупановский; 18 - габбро, вулкан Жупановский; 19 - амфиболит, алнейский комплекс, р. Олений, Налачевский купол; 20 - габбро, алнейский комплекс, р. Олений, Налачевский купол.

выше 1210°C достигало 7-8 кбар. Это соответствует глубине, примерно, 23-27 км. На такой глубине (21-30 км) под Авачей располагается слой верхней мантии со скоростями продольных сейсмических волн 7,8-7,9 км/сек. Его подстилает, как было показано ранее, слой с аномально низкими скоростями (7,4-7,7 км/сек). Можно представить себе, что верхний пласт мантии является остаточным продуктом от дифференциации нижнего, состоящего в настоящий момент из ультраосновного субстрата с некоторой долей не-

равномерно рассеянного базальтового расплава. Именно присутствием жидкой фазы объясняются столь аномальные скоростные свойства этого пласта мантии. Отделение базальтовой жидкости из его верхней части привело к формированию пласта, ныне образующего кровлю мантии. Сравнительно пониженные скорости в нем связаны с высокой концентрацией в минералах ультрабазитов газово-жидких и стекловатых включений (Масуренков, Селянгин, 1969). Это было показано А.И. Левыкиным и А.И. Фарберовым (1969). Процесс дифференциации и перекристаллизации кровли мантии происходил, начиная с верхнего мела. Это подтверждается данными калий-argonового датирования одного из образцов перидотита, результаты которого (100 млн. лет) были сообщены нам А.И. Фарберовым.

Следующий петрографический тип ксенолитов — породы габброидной ассоциации с составом, иногда меняющимся до диоритов. Амфиболы — непременная составная часть темноцветных минералов этой группы пород. Почти все их разности носят следы плавления и перекристаллизации. Отнести их к определенной части геологического разреза затруднительно, так как для некоторых могут быть аналогии среди изверженных пород среднего и нижнего структурного яруса. Однако, здесь, как и в других случаях с ксенолитами, обращимся к щелочному отношению. Будучи наиболее подвижным из пордообразующих окислов, щелочи лучше других реагируют на изменение условий образования и являются основными показателями формационной принадлежности магматических пород. В габброидных ксенолитах отношение калия и натрия, в среднем, равно 0,16 при колебаниях 0,06—0,21. Это очень низкий коэффициент, ниже подобного отношения в любой другой магматической породе района из вскрытого разреза. Он, безусловно, вынуждает поместить габброиды ксенолитов за пределы видимого разреза, т.е. ниже него. Единственное подходящее место для них вместе с амфиболитами — базальтовый слой.

Гранитоиды в основном относятся к мафической ветви — гранодиориты, кварцевые диориты. Все они оплавлены в разной степени. Химически охарактеризован лишь один образец. Его описание приводится в работе Ю.П. Масуренкова и О.Н. Волынца (1971). Положение в разрезе неопределенно — то ли он отторженец миоценовой интрузии, то ли гранитного слоя. В пользу последнего предположения свидетельствует очень сильная степень плавления (длительная транспортировка) и химическое отличие от миоценовых интрузий — высокое содержание щелочей и их низкое отношение.

Таким образом, материал ксенолитов позволяет реконструировать вещественный состав домеловых образований, "наполнить плотью" данные геофизики о глубинном строении района и доказать направленное в сторону гранитизации развитие коры с верхнего мела в основании Налачевской купольно-кольцевой структуры. Кроме того, ксенолиты указывают также на вероятный интервал магмообразования и место отделения расплава от вещества мантии. Начальное магмообразование для юго-восточных вулканов скорее все-

го происходит в аномальном слое мантии (30–45 км). Место конечного магмообразования назвать трудно. Ясно, что оно захватывает базальтовый и гранитный слои. Первичное отделение расплава от субстрата, по-видимому, происходит на границе аномального и вышележащего (остаточного) слоев мантии, т.е. на глубине 30 км.

Информативно также латеральное распределение петрографических типов ксенолитов. И, хотя имеющихся данных не хватает для серьезной статистики, все же очевидно, что ультраосновные ксенолиты сосредоточены на самом юге (вулканы Корякский, Авачинский, Козельский) и, вероятно, юго-востоке (вулкан Жупановский) центральной части купольно-кольцевой структуры. Гранитоидные включения, наоборот, сосредоточены на западе, северо-западе и севере (табл. 27). Эти данные хорошо коррелируются с распределением мощности гранитного слоя и коры в целом. Они находятся также в полном соответствии с изменением химического состава вулканитов в направлении с юго-востока на северо-запад.

Таким образом, химический состав вулканитов, петрографический тип содержащихся в них ксенолитов, строение коры и глубина поверхности мантии причинно обусловлены. Установленная между ними связь принципиально может быть описана количественно. Однако имеющиеся материалы еще не достигли столь высокого уровня точности и детальности, чтобы подняться при расчетах выше уровня неопределенности. Выявленные закономерности и их приближенная количественная оценка столь однозначны, что представляют вполне надежный информативный источник для построения геодинамической модели.

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ КУПОЛЬНО-КОЛЬЦЕВОЙ СТРУКТУРЫ, МАГМАТИЗМА И ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ

Изложенный материал дает достаточно наглядное (как нам кажется) представление о мотивах, побудивших нас без всяких сомнений отнести Налачевскую структуру к купольно-кольцевым изометрическим структурам. Он позволяет положить конец той неопределенности и противоречивости в трактовке ее геологии, которые существовали до настоящего времени.

Обобщение большого фактического материала по отдельным крупным этапам истории геологического развития Налачевской структуры все же было недостаточным для выявления наиболее общих закономерностей ее развития. Особенно это ощущается при попытках представить последовательность ее эволюции как результат одновременного взаимодействия основных элементов, создающих индивидуальность структуры — движения, литогенеза, магматизма и гидротермального процесса. Возникает потребность в дальнейшем обобщении материала как обязательного этапа приближения к истине.

СОПРЯЖЕНИЕ СТРУКТУРНЫХ ПЛАНОВ И ДИНАМИКА РАЗВИТИЯ КОЛЬЦЕВОЙ СТРУКТУРЫ

В представлениях о северо-восточном и северо-западном планах древних дислокаций Камчатки содержится отражение истинного положения вещей, по крайней мере, для некоторых структур. В частности, Налачевская купольно-кольцевая структура — ее нижний структурный этаж — содержит многочисленные признаки субодновременной пересекающейся складчатости.

Наряду с этим часто наблюдается наложение на региональную линейность мелкой складчатости и плойчатости. Детальное картирование геометрии сложных складок позволило разложить их на две системы: северо-западную и меридиональную или северо-восточную. Северо-западная система складчатости придает району ту специфику, которая обратила на себя внимание Г.М. Власова и В.А. Ярмолова (1969). По-видимому, она же послужила одним из главных аргументов в концепции В.И. Тихонова (1959). На разных участках структуры обе системы могут быть проявлены с разной интенсивностью. Выше было показано, что северо-западная система господствует на юге структуры, а на севере Ганальского, Аванчинском и Валагинском хребтах преимущественное направление складок меридиональное и северо-восточное. Такое же направление довольно четко выступает и на крайнем юго-востоке структуры в районе Халактырки. Здесь кремнисто-вулканическая толща смята в синклинальную складку северо-восточного простирания. Таким образом, наблюдается как постепенная смена планов складчатости, так и одновременное их сосуществование в отдельных участках структуры. Аналогично ведут себя и разломы: одновременно существуют во всех участках структуры, но разные системы проявляются с разной интенсивностью.

Примеры пересекающейся складчатости описывались многократно (Паталаха, Слепых, 1972). Однако по-прежнему недооценка этого обстоятельства может приводить к разного рода курьезам в практике геологии отдельных районов. Между тем сопряженность структурных планов является, по-видимому, обязательным элементом геодинамики складчатых областей. Наиболее частым примером сопряженных структур в литературе последнего времени является Восточно-Тихоокеанское поднятие с поперечными разломами Мендосино, Пайонир, Мёррей, Молокай, Кларион, Клиппертон, Галапагос, о-ва Пасхи и др. Они впечатляют грандиозностью масштабов и весьма убедительно иллюстрируют тезис о сопряженности структурных планов. Однако роль их в складчатости, распределении вулканических центров, теплового потока и вообще во всем развитии структуры еще недостаточно ясна. Значительно более информативными остаются пока континентальные поперечные структуры.

Они проявляются в виде глубинных разломов, секущих продольную зональность складчатых систем (Масуренков, 1957). На поверхности их проекция реализуется в пределах продольных зон ком-

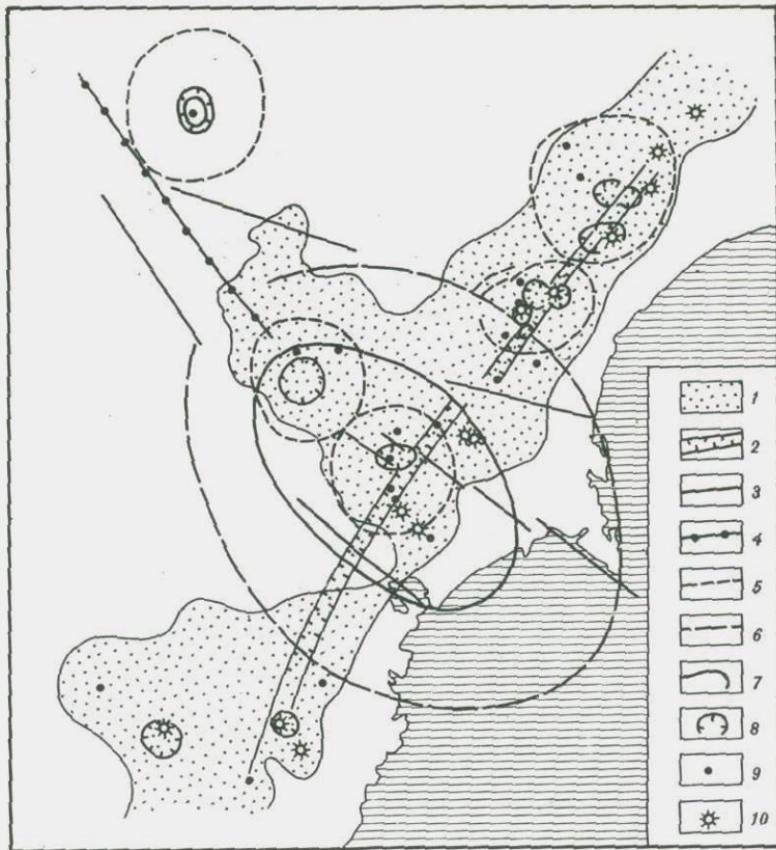


Рис. 44. Узловое положение Налачевской кольцевой структуры на пересечении продольной и поперечной систем разломов

1 - ареал распространения четвертичных вулканитов; 2 - Термальный рифт - продольная система разломов; 3 - разломы поперечной шовной зоны; 4 - ось поперечной шовной зоны; 5 - контуры купольных структур; 6,7 - контуры Налачевской структуры (см. рис. 1); 8 - кальдеры; 9 - четвертичные стратовулканы; 10 - действующие стратовулканы

плексом геологических неоднородностей: изменением мощностей и фаций, выклиниванием слоев, появлением брахискладчатости и совмещением двух систем складок, ундуляцией осей продольных складок и т.д. Пересекая складчатые области и прилегающие участки платформ, поперечные разломы являются, таким образом, элементами крупных субпланетарных структур земной коры. Узлы пересечения их с продольными глубинными разломами характеризуются наибольшей концентрацией движения вещества в разных формах от тектонических до диффузионного. Они выступают в роли основных структурно-геохимических зон дифференциации вещества Земли (Масуренков, 1962).

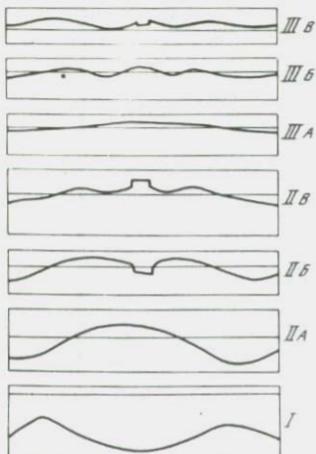


Рис. 45. Динамика вертикальных движений в Налачевской купольно-кольцевой структуре

Профиль через структуру проведен в СВ направлении. Вероятное положение фундамента мел-палеогеновых отложений к концу осадконакопления (I). Последовательные фрагменты движений в течение олигоцен-миоцен (II А, Б) и в плиоцен-четвертичное время (III А, Б, В). Горизонтальная линия – уровень океана

Налачевская купольно-кольцевая структура может служить еще одним примером пересечения складчатой системы с поперечной шовной зоной (рис. 44). Возникновение, развитие структуры и ее концентрически-зональное строение отражает одновременную активность поперечных друг другу глубинных структур в течение длительного времени.

На первом доступном наблюдению этапе ее развития образуется крупная овальная котловина, обрамленная по периферии островными грядами (рис. 45, I). Как можно судить по данным ГСЗ (см. выше), мощность вулканогенно-осадочных отложений в пределах периферических гряд сокращена сравнительно с мощностью терригенных отложений в центре котловины. После складчатости, орогенеза и общей пенепленизации в начале следующего этапа трансгрессий структура испытывает полное обращение режима. Образуется крупный овальный купол с прогибами по периферии (рис. 45, II А). Дальнейший путь эволюции структуры – усложнение внутреннего строения, выразившееся в последовательном вложении друг в друга все более мелких изометрических структур поднятия и прогибов – классическое выражение структурного телескопирования (рис. 45, II Б, В, III А, Б, В). Таким образом, последовательное куполо- и мульдообразование имеет четко выраженную центростремительную тенденцию.

Вторая особенность структуры состоит в обращении знака вертикальных движений, обязательном для центра структуры, и в некой специализации отдельных концентрических зон на преимущественное поднятие или преимущественное прогибание.

Третья особенность развития выражается в направленности изменения общего гипсометрического положения структуры: низкого для первого этапа, среднего для второго и начала третьего и высокого для конца третьего. При этом амплитуда контрастных движений последовательно сокращается.

Четвертой особенностью вертикальных колебательных движений изометрической структуры является стремление к некоторой общей равновесности, выражаяющейся в приблизительно равном отклонении поднятых и опущенных зон относительно условной средней плоскости.

Причины, породившие столь закономерно направленный и концентрически-организованный ход развития купольной структуры, не могут быть приповерхностными. Основное направление движения в структуре — вертикальное. Мы можем предполагать действие горизонтальных сил сжатия, но их результатом могло стать только некоторое сокращение структуры по одной из горизонтальных осей на первом и втором этапах развития. Внутренние структуры, зарождавшиеся в конце второго этапа, уже не испытывали сколько-нибудь заметных горизонтальных деформаций, они имеют форму правильной окружности — внутренняя кольцевая депрессия и срединный купол. Итак, мы должны признать, что силы создавшие структуру, были радиальными. Возмущение на площади диаметром до 200 км под действием радиально приложенных, но меняющих направление сил в течение более чем 100 млн. лет неизбежно свидетельствует о вовлечении в зону возмущений глубинных слоев Земли таким образом, что они все это время должны были составлять единное целое с поверхностными структурами.

Для оценки вероятной глубины возмущенных зон необходимо знание механизма возмущения. Искажения поверхности структуры на-водят на предположение о механизме конвективной неустойчивости слоев вследствие инверсии плотностей в недрах структуры. В жидко-тях она известна как "неустойчивость Рэлея-Тейлора" (Артюшков, 1963а). Сущность ее состоит в том, что при условии большой плотности верхнего слоя жидкости и наличии на горизонтальной поверхности раздела в начальный момент времени малого периодического возмущения амплитуда этого возмущения нарастает во времени. В случае, когда вязкость тяжелой жидкости будет меньше вязкости легкой жидкости, первая соберется в большую каплю, выдавливающую из-под себя легкую жидкость. В случае, когда вязкость у тяжелой жидкости будет больше, в крупную соберется легкая жидкость и будет выдавливаться сверху. Так образуются ячейки с опускающимися или поднимающимися крупными каплями посередине.

Возникновение подобного механизма возможно и в горных породах при соблюдении условий: 1) инверсии плотностей и 2) превышения сдвигающими усилиями максимального для обоих пластов предела текучести (Артюшков, 1963б). При этом в центре ячеек будут преобладать движения вниз или вверх. И в соответствии с этим возникают структуры с центральным или краевым проседанием. Такова схема конвективного движения вещества, рассмотренная Е.В. Артюшковым (1963б) применительно к осадочным породам. Экспериментально развитие конвективного движения при "неустойчивости Рэлея — Тейлора" показана в серии опытов на вязких жидкостях и твердых пластичных материалах А.М. Сычевой-Михай-

ловой (1972). Установлено, что поперечные размеры ячеек, состоящих из куполов и проседаний, превышают мощность легкого слоя в 3–7 раз и не зависят от мощности тяжелого слоя. Поперечные размеры куполов примерно равны мощности легкого слоя.

При соблюдении вышеуказанных условий в конвективное движение должны прийти и глубинные слои Земли. Поверхностным эффектом такого движения будут изометрические структуры с центральным проседанием и периферическим валом или с центральным куполом и периферическим проседанием, т.е. подобные Налачевской кольцевой структуре. Мы далеки от того, чтобы природу изученной структуры трактовать только с позиций конвективной неустойчивости. Для этого необходимо было бы показать возможность периодической смены в недрах структуры соотношения вязкостей тяжелого и легкого слоев. Такая необходимость возникает в связи с последовательно закономерным сочетанием здесь признаков вложения друг в друга структур с центральным и периферическим проседанием. И все же механизм этот заслуживает дальнейшего изучения применительно к конкретным условиям. Помимо подобия поверхностных структур, на его вероятную реальность указывает наличие инверсий плотностей в основании коры и в верхней мантии юго-восточной Камчатки (рис. 28, 40). Кроме того, форма асеймичного тела, напоминающая перевернутую каплю, подобна форме куполов всплыивания в экспериментах А.М. Сычевой-Михайловой (1972). Все это заставляет признать механизм конвективной неустойчивости ("неустойчивость Рэлея-Тейлора") в гравитационном поле Земли одним из основных факторов формирования купольно-кольцевой структуры, по крайней мере, на некоторых этапах ее развития.

Другими факторами куполообразования могли стать иные формы движения вещества в недрах структуры, в частности диффузионно-фильтрационное движение теплоносителей и гранитизирующих агентов. С ним связано разуплотнение и расширение объема фильтрующейся колонны. Появление расплавов и их миграция к поверхности является выражением крайнего экстремального состояния этих форм движения. Одним из возможных его следствий будет компенсационное проседание как реакция на вынос избыточного тепла и вещества из недр структуры. Таким образом, вслед за куполообразованием может происходить сводовое обрушение.

ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА КАК ОТРАЖЕНИЕ ПРОЦЕССА ГРАНИТИЗАЦИИ

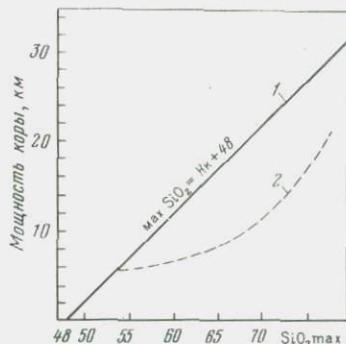
Магматизм нами рассматривается как одна из форм проявления эндогенного потока вещества и энергии, состояние которого в каждый данный момент предопределяется уровнем геодинамического развития структуры. С другой стороны, магматизм является одним из важнейших структурообразующих факторов. Его роль выходит далеко за пределы простого накопления вещества и изменения состава среды на тех уровнях глубинности, которые становятся средоточием ко-

нечных фаз магматизма и являются предметом наших исследований: Он приносит на этот уровень сигналы о значительно больших по масштабу и структурным последствиям изменениях вещества в зоне магмообразования.

Известно, что среди породообразующих окислов главную роль в разделении пород на петрографические и химические типы играют окислы кремния и щелочей. Именно поэтому для суждения об основных чертах эволюции магматизма и его структурообразующей роли

Рис. 46. Зависимость между мощностью коры и максимальным содержанием кремнезема в вулканитах современных вулканов

1 - для вулканов с диапазоном кремнеземодержания меньше 8%; 2 - для вулканов с диапазоном кремнеземодержания меньше 1%



нам рассматривается поведение во времени и пространстве этих окислов. Их содержание в породе указывает на степень зрелости магмопроизводящих глубин. Совершенно неважно какой точки зрения мы придерживаемся — дифференциация, ассимиляция, палингенез, смешение и т.д. Здесь важно другое — появление гранитоидных кислых расплавов, как геологически значимой субстанции, возможно только в структурах со зрелой континентальной или субконтинентальной корой. Количественная зависимость между составом вулканитов и мощностью коры выведена одним из авторов (Масуренков, 1974, 1977), она представлена на графике (рис. 46). Следовательно, содержание кремнезема и щелочей в породе может использоваться как критерий уровня зрелости коры, степени ее гранитизации. Для количественной оценки степени гранитизации нами вводится условный "коэффициент гранитизации", равный произведению количества окиси кремния на отношение окиси калия и окиси натрия в вес. %. В ряду петрографических типов пород он меняется следующим образом: гололитовый базальт — 4–8; базальт островных дуг — 13–16; габбро — 17; средний базальт — 24; диорит–андезит — 34–36; гранит–липарат — 81–83.

Опираясь на средние цифровые данные, мы можем проследить основную направленность развития магматизма юго–восточной Камчатки с олигоцен–миоценом до ныне (табл. 29). Магматизм мелового этапа ограничивается рассмотрением только Ганальской структурно–фацевальной зоны, т.к. по другим районам аналитических данных не имеется. Однако можно быть уверенным, что в других районах (Начачевской и Жупановской структурно–фацевальных зонах) магматизм не был более гранитоидным, о чем свидетельствует отсутствие в их разрезах вулканитов и интрузий более кислых, чем базальт или габ-

Таблица 29

Эволюция среднего кремнесодержания и калиево-натриевого отношения в продуктах магматизма юго-восточной Камчатки и Налачевского купола

Район	Домело-вой этап	Верхний мел-палеоген	Олигоцен-миоцен	Верхний плиоцен-средний плейстоцен	Средний плейстоцен-голоцен
Структура в целом	?	$\frac{56}{0,33}$ (18)	$\frac{61}{0,58}$ (35)	$\frac{60}{0,49}$ (29)	$\frac{58}{0,39}$ (23)
Налачевский купол	$\frac{52}{0,20}$ (10)	?	$\frac{57}{0,45}$ (26)	$\frac{59}{0,43}$ (25)	$\frac{62}{0,52}$ (32)
Периферия структуры	?	$\frac{56}{0,33}$ (18)	$\frac{62}{0,60}$ (37)	$\frac{62}{0,56}$ (34)	$\frac{57}{0,33}$ (19)

Примечание. В числителе – окись кремния в вес. %; в знаменателе – отношение окислов калия и натрия, в скобках – "коэффициент гранитизации".

бро. Следовательно, меловой этап, несмотря на наличие кислых вулканитов и гранитоидов в Ганальской зоне, характеризуется в целом крайне низким уровнем гранитизации, примерно, соответствующим "гранитоидным" параметрам базальтов островных дуг. Миоценовый этап отмечен всплеском гранитизации. Ее средний уровень соответствует в это время диоритам – андезитам. В дальнейшем наблюдается науклонное снижение потока гранитоидных компонентов в продуктах магматизма юго-восточной Камчатки.

Возникает вопрос: можем ли мы расценивать это снижение уровня гранитизации магматизма как свидетельство базификации? В известной мере, да, т.к. оно указывает на утрату зонами магмообразования способности производить гранитоидные расплавы и усиление их базальтогенных свойств. Однако, ставить знак равенства между базификацией такого рода и гранитизацией как структурообразующими факторами означало бы, по нашему мнению, крайнее исказение природы процесса. Базальтовый вулканизм, в отличие от гранитоидного магматизма, космополитичен. Он проявляется регионально на всех типах структур и независим (в первом приближении) от строения и состава коры. Гранитоидные расплавы этими качествами не обладают. Они причинно связаны с корой континентальных или субконтинентальных типов. Их появление в процессе эволюции структуры совпадает с образованием гранитного слоя и поэтому может быть использовано в качестве индикатора гранитизации коры. Исчезновение гранитоидных расплавов и замена их базальтовыми свидетельствует просто о прекращении гранитообразования. Поэтому базификация в связи с базальтовым вулканизмом означает лишь некоторое увеличение количества мафического вещества в местах конечного становления основных пород. Вследствие такого процесса гранитная кора не исчезает. Об этом свидетельствует прежде всего

появление базальтовой формации на посторогенном и платформенном этапе развития структур, г.е. во время достижения ими максимальной мощности коры (Кузнецов, 1964; Малеев, 1964, 1974). Увеличение средней основности вулканитов от андезитов до базальтов в Срединном хребте Камчатки (Огородов и др., 1972) в течение плиоцен (?) – четвертичного времени происходило на фоне воздымания структуры и вовсе не завершилось исчезновением или утонением гранитного слоя. Общее снижение гранитофильности магматических пород юго-восточной Камчатки также происходит одновременно с поднятием структуры и тем более интенсивным, чем более основной характер принимает вулканизм. Поэтому мы не можем признать тезис о базификации коры как сколько-нибудь значительном структурообразующем и геохимическом процессе.

Чтобы не создавалось ложного впечатления о прямой связи между воздыманием структур и базальтовым вулканизмом, обратимся к центральной части купольно-кольцевой структуры – Налачевскому куполу. Благодаря ксенолитам мы можем проследить развитие магматизма с домелового этапа (табл. 29). Уровень гранитизации в то время был крайне низок, близко соответствую океаническому состоянию коры. В течение верхнего мела – палеогена проявления магматизма здесь неизвестны. В дальнейшем количество гранитофильных компонентов в магматических породах центральной части купола неуклонно возрастало. На последнем этапе вулканизма оно достигло значений, близких к миоценовому уровню всего района.

Этим сопоставлением вскрыта важнейшая особенность эволюции магматизма в структуре – смещение максимума гранитизации во времени и пространстве: от периферии на среднем этапе развития к центру – на заключительном. Таким образом, к центростремительной геодинамической направленности развития кольцевой структуры прибавляется центростремительная геохимическая направленность.

Заслуживает внимания калиевый максимум в миоцене. Он наблюдается по всему району, и зависит от структурной позиции лишь количественно: сильно выраженный на периферии и слабо – в центре структуры. Следовательно, его происхождение связано с какими-то более масштабными явлениями, чем структурно-локальная специфика. Калиевый ритм, как мы увидим ниже, проявится и в гидротермально-измененных породах района, особенно в пропилитах. Это указывает на воплощение калиевой волны в разные формы эндогенного потока – магматическую и гидротермальную (диффузионно-фильтрационную).

Конечный итог магматизма на сегодня можно представить в виде пространственного распределения "коэффициента гранитизации", достигнутого тем или иным участком в разное время (рис. 47). При совмещении в одном месте разных по абсолютному значению коэффициентов выбирался наибольший, как отражающий максимальный уровень гранитизации. Как выше отмечалось, мы исходили из пред-

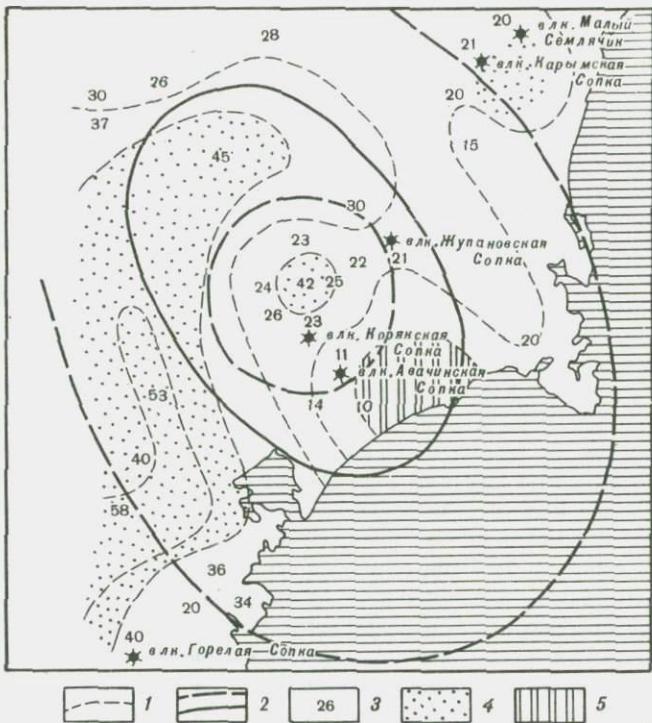


Рис. 47. Степень гранитизации коры в Налачевской купольно-кольцевой структуре с верхнего мела (?) до ныне

1 – условные изолинии "равных величин максимального "коэффициента гранитизации"; 2 – контуры кольцевой структуры (см.рис.1); 3 – конкретные значения "коэффициента гранитизации"; 4 – области высокой степени гранитизации коры ("К.Г." > 40); 5 – область низкой степени гранитизации ("К.Г." < 10), близкая к океаническому уровню

ставления, согласно которому последующее увеличение основности вулкаников не могло привести к деградации гранитного слоя.

Наиболее гранитизированными являются Ганальская и северо-западная часть Налачевской структурно-фацальной зоны. Их гранитизация в основном произошла и завершилась после образования нижнего яруса и во время формирования среднего. Только юго-восточная и южная часть Ганальской зоны продолжала гранитизироваться в верхнем плиоцене – среднем плейстоцене.

Второй очаг гранитизации совпадает с центром Налачевского купола. Гранитизация развивалась как постепенно нарастающий процесс с максимумом в среднем плейстоцене. Достигнутый уровень несколько уступает гранитизации в Ганальской зоне, а площадь очень невелика.

Третий очаг находится на северо-восточной окраине района и входит в состав самосогательной Карымской кольцевой структуры.

Здесь максимум гранитизации произошел в миоцене (?). Высокий его уровень заставляет предполагать наличие зрелой гранитной коры.

На юго-восточной окраине наземной части купольно-кольцевой структуры выделяется аномальная зона с минимальными значениями "коэффициента гранитизации". Контуры ее в значительной мере уловны, т.к. внутри и на границе этой зоны проявления магматизма практически отсутствуют. Входящие в эту зону вулканы Авачинский и Козельский, а также верхнеплиоценовые вулканиты, вскрытые скважиной у подножия Авачинского вулкана, обнаруживают крайне низкие гранитоидные свойства. По этим признакам они занимают промежуточное положение между океаническими готейтовыми базальтами и базальтами островных дуг. И эта их особенность сохраняется фактически на одном уровне в течение всего времени развития вулканизма. Это может быть истолковано как практически полное отсутствие всякой гранитизации в их недрах, т.е. как отсутствие гранитного слоя. Следует подчеркнуть, что это не результат базификации, а изначальное субокеаническое состояние коры в этом участке.

Действительно, проходящий в нескольких километрах от этих вулканов профиль ГСЗ "Океан" обнаружил здесь резкое сокращение мощности гранитного слоя до 4 км. Приведенные геохимические данные указывают на вероятность еще большего сокращения мощности гранитного слоя вплоть до выклинивания в направлении к вулканам и р. Налачевой.

Пунктирные линии на рис. 47 не являются изолиниями "коэффициента гранитизации", так как его цифровые значения относятся не строго к тому месту, где они нанесены, а захватывают большие, меняющиеся от места к месту, территории. Эти линии лишь подчеркивают основную тенденцию в пространственном распределении гранитизации — концентрически-зональную, находящуюся в полном соответствии со всем ходом геодинамического развития структуры и ее глубинным строением. Особенно обнадеживающая связь выявила между максимальным "коэффициентом гранитизации" и мощностью гранитного слоя. Для той части Налачевской структуры, где имеются сведения о мощности гранитного слоя по данным ГСЗ, коэффициент корреляции оказался равным +0,92 с достоверностью третьего порога. Полученные данные использованы для решения обратной задачи — нахождения мощности гранитного слоя по "коэффициенту гранитизации". Так, в северной части Ганальского и Авачинском хребте можно ожидать мощность гранитов в 15–20 км, в центре Налачевского купола вероятно наличие гранитной линзы толщиной 16–18 км, на периферии купола она должна угоняться до 10–14 км. В районе Налачевского побережья мощность гранитов, по-видимому, близка к нулю. В Жупановской структурно-фацальной зоне ожидаемая толщина гранитного слоя равна 8–15 км. Гранитную линзу диаметром до 20–25 км и толщиной до 16–18 км можно предполагать также в основании Карымской кольцевой структуры. К периферии структуры гранитный слой, по-видимому, делается тоньше (4–10 км).

Несмотря на то, что в основе этого прогноза лежат весьма жестко связанные между собой количественные данные, ограниченность этих данных делает его все же предварительным. Сегодня самым важным является установление соответствия между глубинной структурой коры и некоторыми признаками геохимической эволюции вещества вулкаников. Такое соответствие показывает принципиальную возможность предсказания глубинного строения, состава коры и положения границы Мохоровичча по геохимическим данным. Оно дает также возможность предсказать направление дальнейшей эволюции структуры. Смещение максимума гранитизации в ходе развития структуры от периферии к середине, а внутри структуры от северо-западного участка к юго-востоку и наличие аномального "реликто-океанического темени" однозначно указывают на последующую обязательную вспышку гранитизации в пределах этого участка. О подготовке этого процесса свидетельствуют начавшиеся восходящие движения в этом блоке и миграция вулканизма от центра купола к юго-востоку в направлении "океанического темени", начиная со среднего плейстоцена.

Вследствие аномальности и перспектив развития, а также исключительности глубинного строения район Налачевского побережья должен быть включен в число объектов, наиболее достойных фундаментального изучения, включая сверхглубокое бурение.

СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ, ИХ СВЯЗЬ С МАГМАТИЗМОМ И ГИДРОТЕРМАЛЬНАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИХ ЭПОХ

Геологические позиции гидротермальных систем

Выше с разной степенью детальности были показаны и описаны основные элементы геологических структур, сопутствующие развитию обширных полей и объемов гидротермально-измененных пород. В каком бы структурном ярусе не размещались гидротермальные системы при достаточно детальном и специализированном его изучении реконструируется сочетание двух противоположных по эффекту движения, но генетически единых структур, вмещающих и определяющих возникновение и развитие гидротермальных систем. Это купола и депрессии в их своде. Первое систематическое описание подобных структур и их исключительно важной рудогенерирующей роли принадлежит Эд. Уиссеру (1964). Одновременно были изложены и наши представления о купольных структурах как поверхностном огражении эндогенного потока вещества и энергии, плотность которого возрастает к центру купола (Егоров, 1964). В последней работе впервые были систематизированы различные типы гидротермально-измененных пород по составу, структурному расположению в куполе и связи с магматизмом. И что нам кажется особенно важным, была показана при этом возможность связи между образованием вторичных кварцитов (пропилитов) в приповерхностной зоне и анатексисом в недрах купола.

Позднее подобным и вообще всяким изометричным структурам стало уделяться достаточно много внимания в связи с изучением магматизма и рудообразования (Авдеев, 1965, Арапов, 1974, Белый и др., 1974, Болотников и др., 1974, Ван-Ван-Е, 1974, Лонгинова, 1974; Толкачева, 1974). Эти и другие подобные работы внесли существенный вклад в проблему. Однако горопливость в обстановке "модного бума" приводит иногда к некоторой формализации и обмельчанию понятий. Без сколько-нибудь серьезного анализа тектоники и истории развития изометричных структур, последним однозначно и произвольно могут приписываться купольная, кальдерная или мульдообразная природа. В некоторых работах они получают, по-существу, бесструктурное обозначение, когда на приводимых схемах изображаются в виде кольцевой замкнутой линии.

Выполненный нами анализ позволяет утверждать, что основным генетическим элементом структуры гидротермальной системы в вулканическом поясе является купол или куполообразное ведущее. Диаметр купола меняется в ходе геологического развития в сторону сокращения, вообще же он варьирует от 200–150 до 10–15 км, в среднем составляя 20–60 км. Высота купола обычно равна нескольким сотням метров до 2–3 км. Следует еще раз подчеркнуть, что указанные параметры меняются в ходе развития структуры и их реконструкция представляет большие трудности вследствие наложения на куполообразовательные процессы деформации проседания. Причины куполообразования не известны. Обычно предполагают, что это является магматическое давление. Скорее всего куполообразование – это результат суммарного воздействия тепла и поступающего в недра структуры эндогенного вещества. В этом смысле употребление в связи с куполом выражения "структурная обусловленность гидротермальной системы" имеет формальный смысл, т.к. генетическое взаимодействие системы и структуры имеет более сложную связь: куполообразование возникает как реакция среды на повышение плотности эндогенного потока вещества и энергии. Гидротермальная система является производной этого потока – она черпает из него тепло и вещество, т.е. по-существу, является его частью. Поэтому она не может быть обусловлена купольной структурой, скорее купольная структура находится в зависимости от гидротермальной системы. Но последняя не является порождением только одного эндогенного гепломассопереноса. Основным "рабочим гелем" гидротермальной системы, позволяющим осуществлять диффузию и фильтрацию вещества в гигантских объемах и подключать к эндогенному потоку несопоставимо большие массы вещества вмещающей среды, является вода. По-видимому, более чем на 90% она принадлежит подземной гидросфере поверхного происхождения. Характер и масштаб гидротермальной деятельности будет определяться соотношением мощности эндогенного потока с объемом и динамикой захороненного бассейна подземных вод. Именно поэтому в роли второго обязательного геологического фактора выступают огрицательные структуры, выполняющие функции ловушек или "места встречи" эн-

догенного потока и поверхностных вод: депрессии, мульды, кальдеры, замкнутые грабены, рифты.

Ярким примером этому служит рассматриваемый нами Налачевский купол с его непрерывно — прерывистым ростом и системой последовательно возникающих на своде прогибов — провалов от миоценовой депрессии до среднеплейстоценовой кальдеры и рифта. Эта сопряженность отрицающих друг друга структурообразующих форм в течение длительного времени создавала благоприятнейшие условия для фокусирования глубинных геплоносителей в артезианские бассейны. Подобный эффект полного или почти полного совмещения "выстрела с мишенью" представляют и некоторые другие действующие гидротермальные системы Камчатки: Паужетская, Больше-Семячинская и Узонская. Они, по-видимому, находятся на стадии равновесного насыщения подземных вод эндогенным теплом, поэтому столь высоки и близки между собой удельные мощности их тепловой разгрузки: от 1000 до 5500 ккал/км²сек (Аверьев, 1966; Ковалев, 1971, Вакин и Сугробов, 1972).

Крайним случаем фокусирования эндогенного теплового потока являются экзотические гидротермальные системы — кратерные озера, примером чему служит озеро вулкана М. Семячик (Слезин и др., 1971; Горшков, 1975). Здесь плотность теплового потока через поверхность озера составляет около 400 000 ккал/км²сек. Гидротермальные системы с относительно пониженными удельными мощностями тепловой разгрузки (Налачевская - 100–200 ккал/км²сек) могут относиться либо к затухающим, либо к еще не достигшим равенства расхода и поступления тепла. К числу последних должна относиться и гидротермальная система, захороненная в кольцевой депрессии, окружающей центральный Налачевский купол. Изложенный выше комплекс сведений об истории развития структуры и смещений к востоку зоны наибольшей плотности эндогенного потока указывает на его частичное совмещение с указанной депрессией в недрах вулканов Ааг, Арик, Корякский и Авачинский. Средне-верхнеплейстоценовые гидротермальные процессы в районе этих вулканов достигали весьма значительных масштабов, о чем можно судить по обширным полям гидротермальноизмененных пород в истоках рек Железной, Шумной и в южных отгороженцах соммы вулкана Авачи. В конце верхнего плеистоцена — голоцена поверхностные проявления гидротермальной деятельности здесь прекратились. Это связано не с ослаблением мощности эндогенного потока, а с увеличением емкости бассейна подземных вод, вследствие погружения депрессии и быстрого заполнения ее инфильтрационными водами. Депрессия в недрах Авачинско-Корякского ряда вулканов не является сводовой депрессией в центре купола, поэтому в ней вряд ли сейчас совершаются столь интенсивные гидротермальные преобразования, какие мы наблюдаем для миоценового этапа в Налачевском куполе. Тем не менее здесь необходимо ожидать наличия термальных вод и мегасоматических преобразований типа хлоритизации, альбитизации, карбонатизации, цеолитизации. Благоприятным фактором является относитель-

ная закрытость депрессии меловым фундаментом от океана. Наиболее нагретые и насыщенные эндогенной составляющей воды расположены ниже высоты мелового "барьера" и вблизи от вулканов, т.е. в самых глубоких прогибах нижнего структурного яруса. Особенно благоприятным участком для поиска скрытой гидротермальной системы с высокими энергетическими параметрами является район к западу от вулкана Корякского и к юго-юго-западу от вулканов Ааг-Арик и восточного края экструзий. Скважина ГК- I(п), пробуренная в 15 км от этого места, вскрыла на глубине 1261 м термальные воды с температурой 30,4°C. Это, несомненно, "хвосты" Арикско-Корякского фрагмента Налачевской гидротермальной системы.

Таким образом, завершая рассмотрение геологических условий проявления гидротермальных систем, выделим основную особенность. Она состоит в обязательности пространственно-временного совмещения эндогенного потока вещества и энергии с бассейном подземных вод. При этом должны быть соблюдены условия соответствия их объемов, масс и тепла, чтобы результат их совмещения — гидротермальная система — обладала достаточными энергетическими параметрами и объемом вовлеченного во все формы ее движения вещества. Таким условиям и наилучшей степени отвечают купольно-кольцевые концентрически-зональные вулкано-структуры. Эти структуры обеспечивают наиболее полное улавливание и фокусирование эндогенного потока артезианскими бассейнами с центростремительной миграцией растворов.

Связь с магматизмом и направленность развития гидротермального процесса

Наличие пространственно-временной парагенетической связи гидротермально-измененных пород фаций пропилитов — вторичных кварцитов с ингрузивными фациями магматизма установлено достаточно надежно многочисленными описаниями. Имеются попытки иллюстрировать эту связь количественно (Масуренков, Егоров, 1969). Показана она и выше в настоящей работе при изложении фактического материала по разным структурным ярусам. Механизм этой связи получил некоторое освещение при изложении данных об эволюции купольно-кольцевой структуры и структурном положении магматизма и гидротермальных систем. Здесь нам хотелось бы обратить внимание на другой менее освещенный в литературе аспект проблемы — установление связи по признакам родственности вещественно-го состава. Подобный путь установления связи между магматизмом и рудами по минералогическим или геохимическим признакам существует давно (Руб, 1956; Шипулин, 1960; Барсуков, 1964; Горжевский и Козеренко, 1965 и др.). Основное внимание при этом обращается на выявление общих признаков для частных пар интрузий и руд в целях использования первых в качестве поисковых критериев для вторых. Гидротермально-измененными породами в це-

лом для их сопоставления с подобными же породами других ярусов и регионов или с продуктами магматизма в таком аспекте не занимались.

До настоящего времени еще не выполнен сравнительный анализ измененных пород подобно тому, как это делается для формаций осадочных или магматических. А это значит, что мы не знаем самого главного о них — какое место гидротермальные метасоматы занимают в связи с другими геологическими событиями, меняющими облик планеты, и какая роль им принадлежит в этом изменении. При этом мы отдаляем себе отчет в том, что с гидротермально-измененными породами связаны немаловажные события, наибольшее значение из которых для нас приобретает их способность создавать месторождения полезных ископаемых.

Выше было показано, что с каждым структурным ярусом, т.е. с каждым тектономагматическим этапом или циклом связано образование в общем повторяющейся ассоциации пород — пропилитов и вторичных кварцитов — аргиллитов. Общий объем их и соотношение в каждом ярусе меняются. Для верхнего яруса в Налачевском куполе общий объем изменений составляет не более 10%. На долю аргиллитов приходится менее одной трети общего объема. В среднем ярусе пропилитизацией затронуты фактически все породы, поэтому общий объем изменений составляет здесь около 80–90%, а на долю средне- и высокогемпературных пропилитов приходится, приблизительно, 5–10% пород яруса. Доля опалитов — аргиллитов в общем объеме Налачевских изменений сравнительно невелика, примерно, 10–15% или 9–12% от всего объема пород яруса. В нижнем ярусе кварциты составляют до 3–5%, а пропилитизация распространена весьма широко и, по существу, сливается с региональным зеленокаменным метаморфизмом. Нами не обнаружено никаких минералогических или геохимических отличий пород пропилитовых и регионально-метаморфических фаций, поэтому мы считаем их принадлежащими к одному типу преобразований. Это положение и общее изменение химического облика однофациальных пород в разных ярусах иллюстрируется графиком (рис. 48). За основу принято распределение щелочей в разных группах магматических и гидротермально-измененных пород в виде ареалов рассеяния. Такой подход не дает представлений о действительной величине среднего значения, зато он снижает возможность ошибки при малой выборке и хорошо выявляет общий характер зависимости между щелочами. Рассмотрение графика удобнее начать с верхнего как наиболее нагруженного различными изменениями.

Магматические породы образуют довольно компактное поле с явно прямой зависимостью между содержанием щелочей. При переходе к опалитам-аргиллитам поле смещается только по оси абсцисс в сторону снижения концентрации окиси натрия.

Конфигурация поля свидетельствует о сохранении, но некотором ослаблении, прямой зависимости между натрием и калием.

В среднем структурном ярусе для магматических пород характерно резкое возрастание роли калия при сохранении тех же содер-

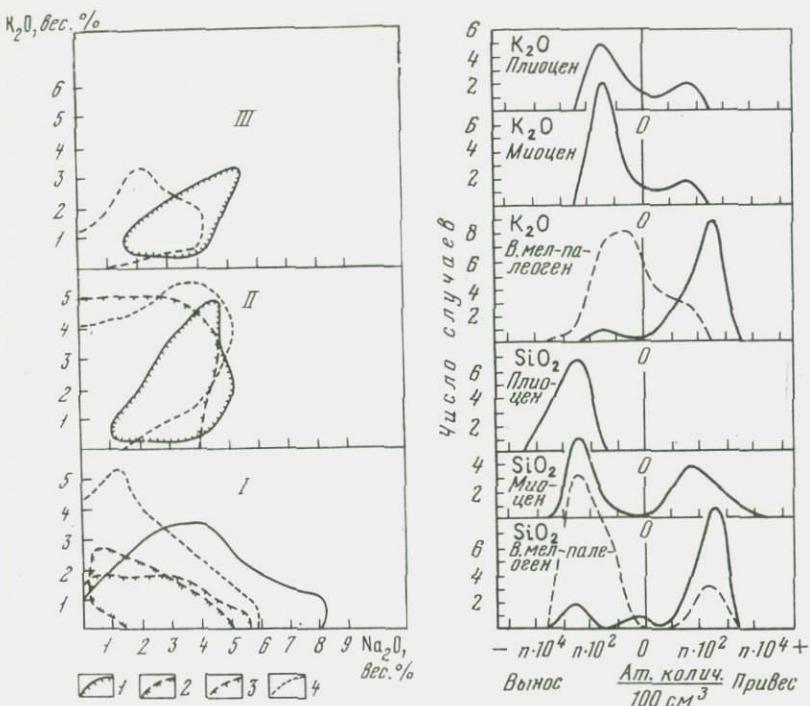


Рис. 48. Эволюция содержания щелочей в магматических и гидротермально-измененных породах Юго-Восточной Камчатки

Магматические породы нижнего (I) - 41 анализ, - среднего (II) - 114 анализов и верхнего (III) - 170 анализов - ярусов; 2 - регионально-метаморфизованные в амфиболитовых и зеленошланцевых фациях породы нижнего яруса - 13 анализов; 3 - пропилиты нижнего (I) - 10 анализов и среднего (II) - 61 анализ - ярусов; 4 - вторичные кварциты-аргиллиты нижнего (I) - 58 анализов, - среднего (II) - 120 анализов - и верхнего (III) - 15 анализов - ярусов

Рис. 49. Распределение привноса-выноса кремнезема и щелочей во вторичных кварцитах-аргиллитах Юго-Восточной Камчатки

жаний окиси натрия. Поле рассеяния точек менее компактно и зависимость между содержанием щелочей менее очевидна. Надо иметь, однако, в виду, что все магматические породы не являются абсолютно свежими, и слегка затронуты пропилитизацией.

Зато интенсивно пропилитизированные породы не обнаруживают уже никакой корреляции между количеством щелочей. Поле разброса точек захватывает и участки с малым содержанием окиси натрия и высоким содержанием окиси калия. Это указывает на возможность образования пород с любым соотношением щелочей. Вторичные кварциты в этом отношении аналогичны пропилитам.

В нижнем ярусе вновь наблюдается снижение общего содержания окиси калия в магматических породах, а связь между количеством щелочей утрачивается или выражается в совмещении двух тенденций - прямой и обратной. Пропилиты и регионально-метаморфизованные породы образуют совпадающие поля с четко выраженной обратной зависимостью в содержании окислов калия и натрия. Во вторичных кварцитах это выражено тоже весьма четко.

Таким образом, все ряды рассмотренных пород и формаций последовательно и одновременно - согласованно меняют свои щелочно-металлические свойства как в части общего их содержания, так и в характере связи. В нижнем ярусе - от высокого содержания натрия до высокого содержания калия при господствующей обратной связи между ними. В среднем ярусе - одинаково среднее содержание окиси натрия и калия при независимом их поведении или слабо проявленной прямой связи. В верхнем ярусе - среднее содержание натрия и низкое калия при явной прямой связи между ними. На основании этих данных можно заключить, что гидротермальные изменения либо полностью разрушают связи между щелочами, присущие исходной магматической породе (средний ярус), либо частично наследуют их (верхний и нижний ярусы). Наследование, по-видимому, не является простым сохранением признаков, так как при этом формируются еще более сильные тенденции путем привноса (нижний ярус). В целом выявленные тенденции в поведении щелочей отражают, вероятно, общую закономерность эволюции движения щелочей в ходе развития структуры от их полярного поведения на первом этапе, через независимое - на втором, к согласованному - на третьем.

Последовательность изменения химического состава вторичных кварцитов-аргиллитов в ряду формаций от геосинклинальных - островодужных до позднеорогеновых показана на рис. 49. Как и во всех предыдущих случаях, для рассмотрения нами оставлены наиболее характерные петрогенные окислы. Использованы не значения их весовых содержаний в породах, а величины, характеризующие баланс вещества при метасоматическом преобразовании, т.е. величины и знак изменения атомных или весовых количеств окислов в единице объема метасоматитов сравнительно с исходной породой. В обработку включены только серии измененных пород, анализированные по зонам.

Небольшое количество анализов обнаруживает статистически достоверное разделение пород на две совокупности: 1 - формирующаяся с выносом и 2 - привносом окислов кремния и калия. Совокупности по калию и кремнезему совпадают лишь частично. С привносом окиси кремния образуются кварц-серicitовые, кварц (опал) - каолинит-гидрослюдистые, кварц-хлоритовые в горичные кварциты и каолинит-гидрослюдистые и каолинит-хлоритовые аргиллиты. Привнос калия обнаружен в кварц-серicitовых, кварц (опал) - каолинит гидрослюдистых горичных кварцитах и в каолинитовых, каолинит-гидрослюдистых, каолинит-монтмориллонитовых, монтмориллонитовых и хлорит-монтмориллонитовых аргиллитах.

Вынос кремния происходит в большинстве разновидностей аргиллитов: хлорит-монтмориллонитовых, монтмориллонитовых, монтмориллониг-каолинитовых, каолинитовых, опал-каолинитовых, опал-алунитовых, опал-ярозитовых и г.д. С выносом калия образуются аргиллиты каолинитовые, опал-каолинитовые, частично каолинит-монтмориллонитовые и опал-каолинитовые, опал-алунитовые и опал-ярозитовые, опал-гипсовые породы. В общем очевидно, что кремнезем накапливается в собственно вторичных кварцитах и опалитах и выносится при образовании большинства аргиллитов, а калий концентрируется при образовании серицитовых разностей вторичных кварцитов и различных минеральных типов аргиллитов с примесью гидрослюд (иллитов). Обычно в пределах одного тела измененных пород можно встретить зоны, образующиеся и привносом и выносом кремния и калия. Чаще всего в ядрах подобных тел наблюдается привнос кремнезема, а калия — в ядрах или ближайших к ним зонах. В периферических зонах происходит вынос кремния и калия. Однако относительные объемы периферических и центральных зон в таких телах существенно меняются от нижнего к верхнему ярусу. Как видно на приводимых графиках, в нижнем структурном ярусе господствуют вторичные кварциты, формирующиеся с привносом калия и кремния. В среднем ярусе объемы центральных и периферических зон в изученных породах приблизительно равны, как и равновероятна встречаесть гелей, формирующихся только с привносом или только с выносом кремнезема. Калий преимущественно выносится, хотя достаточно большую группу образуют аргиллиты, в которых он привносится. В верхнем ярусе поведение калия аналогично, но кремнезем только выносится.

Таким образом, относительная роль дискретных по поведению кремния и калия групп метасоматитов в последовательно сменяющих друг друга гектоно-магматических этапах последовательно же меняется: роль метасоматитов, формирующихся с привносом кремния и калия, убывает, а становятся господствующими метасоматиты, при образовании которых эти элементы выносятся.

Подобная дискретность двух типов метасоматитов, проявляемая как в конкретных гелях вторично измененных пород, так и на уровне формаций, является их универсальной особенностью. В этом убеждает нас, помимо приведенных материалов, балансовые расчеты по случайной выборке аргиллизированных пород, содержащихся в работе Г.Т. Волосгных (1972). Расчет выполнен в кг/1 м³, что не меняет существа дела и точно также выявляет две дискретные по кремнезему совокупности аргиллитов (рис. 49).

Выявленная особенность формации вторичных кварцитов-аргиллитов связана с существованием какого-то физико-химического барьера между столь отличными их разновидностями. Недостаточность данных не позволяет ответить на вопрос о природе барьера. Некоторым приближением к решению вопроса могут служить сведения о водорасторимом комплексе пород этой формации.

На рис. 50 по методу Дурова нанесен средний состав водных вытяжек из магматических и гидрогермально-измененных пород юго-

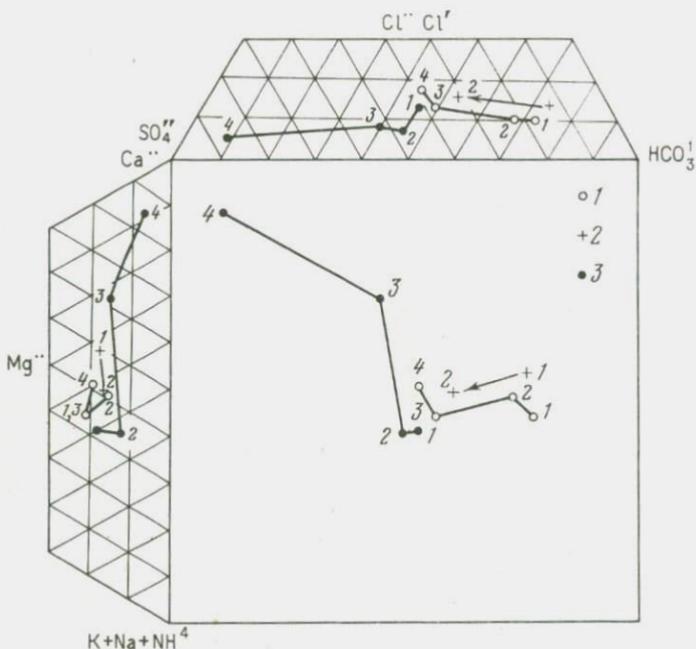


Рис. 50. Изменение общего химического состава водорастворимого комплекса в магматических и гидротермально-измененных породах Юго-Восточной Камчатки

1 — магматические породы; 2 — пропилиты и 3 — вторичные кварциты мел-палеогена (1'), олиоцен-миоцена (2'), плиоцен-среднеплейстоцена (3') и среднеплейстоцен-голоцен (4')

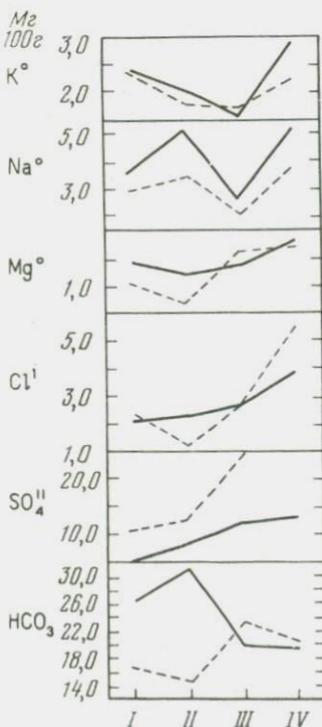


Рис. 51. Согласованный ход изменения содержания некоторых водорастворимых компонентов в магматических породах и вторичных кварцитах-аргиллитах Налачевской структуры от яруса к ярусу, мг/100

Сплошные линии — магматические породы, пунктир — вторичные кварциты — аргиллиты

восточной Камчатки. Весьма наглядно показана эволюция водорасторвимых комплексов от яруса к ярусу в направлении увеличения относительной роли сульфатов и кальция. Особенно важным обстоятельством является согласованный ход этих изменений в магматических и метасоматических породах. Эта согласованность проявляется и при сравнении абсолютных значений концентраций отдельных ионов (рис. 51). Она однозначно указывает, во-первых, на родственность или даже на общность летучей фазы, растворенной в магматических расплавах и термальных водах, осуществляющих метасоматоз в кварцитах-аргиллитах, и, во-вторых, на подвижную связь между глубинной атмосферой магматизма и приповерхностной атмосферой гидротерм. Подвижность этой связи обеспечивает практически мгновенное (в геологическом смысле) изменение в составе гидротермальных растворов в ответ на изменение летучих в зоне магмообразования. Наблюдающиеся отличия (резкое возрастание роли SO_4 и снижение HCO_3 в метасоматитах сравнительно с глубинными магматическими породами) связаны, по-видимому, с влиянием экзогенных факторов, а именно, с увеличением парциального давления кислорода и снижением давления углекислого газа. Это приводит к окислению восстановленных форм серы и к уменьшению концентрации ионов бикарбонатов. В некотором противоречии с этим находится сравнительно высокое содержание HCO_3 в аргиллитах верхнего яруса. Обратный ход изменения концентрации бикарбонатов в магматических и метасоматических породах нуждается в дополнительных исследованиях, но как неслучайное событие прекрасно иллюстрирует наличие связи между этими породами. В целом же изменение состава глубинной атмосферы по ряду компонентов носит закономерный и направленный характер. По-видимому, первым необходимо назвать общее увеличение содержания окисленной серы. Это может свидетельствовать о неуклонности роста окислительных тенденций в ходе развития структуры на всех уровнях глубинности. Особенно резко возрастает содержание сульфатов в водных вытяжках из аргиллитов верхнего яруса и современных вулканитов. Это указывает, по-видимому, на относительную раскрытость структур в верхнем плиоцен - плейстоцене. Такое объяснение делает понятным практически полное отсутствие пропилигов в этом ярусе. Следовательно, пропилигообразование, начиная с верхнего плиоцена, должно огступать на значительно более низкие уровни глубинности. Масштабы его тоже должны несколько сокращаться вследствие нарастания общей окисленности. Основным фактором роста открытости приповерхностных геологических структур является общий подъем региона и промывание структур окисленными инфильтрационными водами. Этому способствует также естественное при таком бурном поднятии растрескивание, разламывание структур и образование системы рифтов и грабенов. Зависимость между возрастающей окисленностью растворов аргиллитов - вторичных кварцитов и возрастающей амплитудой поднятия может быть легко установлена сопоставлением кривых роста концентрации сульфат-иона в вытяжках ар-

гиллитов – вторичных кварцитов и амплитуды поднятия для соответствующего яруса. Они почти идентичны.

Для увеличения концентрации сульфат-иона в магматических породах, т.е. для возрастания окисленности среды на уровне магмообразования такое объяснение едва ли может быть приемлемым. В этом процессе повинны какие-то более глубинные факторы.

Аналогичным образом возрастает концентрация хлора. Но на его состояние не оказывают влияния поверхностные факторы, поэтому мы не видим аналогичного сульфатам кварцитов хода изменения его концентрации. Она меняется в соответствии с изменением концентрации сульфатов в магматических породах, что и является дополнительным аргументом в пользу эндогенного характера такого изменения.

Совокупное рассмотрение некоторых геохимических особенностей гидротермальных метасоматитов и соответствующих им по возрасту и структурной позиции магматических пород обнаруживает несомненную их общность и направленное развитие. Они выступают в качестве взаимосвязанных фрагментов единого эндогенного потока вещества и энергии. Отличаясь разным общим составом и агрегатным состоянием, они объединяются единством летучих компонентов, растворенных в глубинных силикатных расплавах или притоверхностных инфильтрационных водах. Поэтому столь различно на них воздействия эндогенных и экзогенных факторов эволюции, определяющих вещественную специализацию тектономагматических этапов. Признаки эндогенной изменчивости летучих, отчетливо прочитываемые в продуктах магматизма, затушевываются мощным воздействием поверхностных условий на состав и энергетику гидротермальных процессов. Ведущими факторами здесь, в конечном, итоге, тоже являются эндогенные силы, так как их приложением и мощностью регулируется включение и интенсивность воздействия экзогенных факторов, воздымание структур, формирование открытых и закрытых бассейнов подземных вод, скорость фильтрации и др. Нельзя исключать и воздействия независимых экзогенных факторов – климатические условия. В целом система действует подобно живому саморегулирующемуся организму, развиваясь в поисках наиболее оптимальных равновесных условий, продлевающих ее существование. Причиной ее рождения и стимулом существования является эндогенный поток вещества и энергии к поверхности Земли, а окружающая среда воспринимает это как отклонение от "нормы". Уровень этой "нормы" определяется состоянием внешней среды. Обстановка всеобщего резкого поднятия в конце плиоцена – четвертичное время и связанное с ним охлаждение и окисление верхних горизонтов коры принудило гидротермальную систему отступить в более низкие горизонты коры. Поэтому столь незначителен объем гидротермальных изменений в верхнем ярусе и именно поэтому он специализирован здесь на сравнительно низкотемпературные и наиболее окисленные аргиллиты. Широкое развитие серицитовых вторичных кварцитов и пропилитов, сливающихся с региональными метаморфитами,

Таблица 30

Среднее содержание золота в породах разных структурных ярусов Юго-Восточной Камчатки, мг/т

Тип пород	Нижний ярус	Средний ярус	Верхний ярус
Свежие и пропилитизированные магматические породы	$\frac{9,7}{0,0-70,0}$ (22)	$\frac{1,6}{0,6-4,8}$ (14)	$\frac{1,7}{0,0-4,7}$ (47)
Вторичные кварциты и аргиллиты	$\frac{7,4}{0,0-70,0}$ (19)	$\frac{25,6}{0,4-200,0}$ (18)	$\frac{1,5}{1,1-2,5}$ (9)

Примечание. В числителе — среднее арифметическое; в знаменателе — крайние значения, в скобках — количество анализов. Анализы выполнены Г.Н. Аношиным.

в нижнем ярусе свидетельствует о наиболее благоприятных условиях для регионального развития весьма высокого геотермального градиента.

Вследствие этого высокопараметрические уровни гидротермальных систем приблизились к самой поверхности, почти полностью вытеснив условия для развития низкотемпературных очень сильно окисленных аргиллитов. Для среднего яруса характерны оптимальные условия, благоприятствующие формированию всего набора гидротермальных изменений.

Наряду с этим реализуется и внутренняя, присущая самой системе изменчивость во времени. К ее факторам, по-видимому, помимо вышеупомянутых, можно отнести также снижение потенциальной золотоносности эндогенного потока во время формирования среднего и верхнего ярусов (табл. 30). Это не препятствовало, однако, наиболее высокой концентрации золота в периферических зонах вторичных кварцитов среднего яруса.

Отсутствие таких высоких концентраций в пределах верхнего яруса не свидетельствует об отсутствии процесса концентрирования золота в это время. Как следует из приведенных данных, золото накапливается в боковых зонах вторичных кварцитов — аргиллитов, слабо проявленных в нижнем и верхнем ярусах. Следовательно, рудообразование могло происходить и в течение последних четырех миллионов лет и, видимо, происходит в настоящее время, но на несколько больших уровнях глубинности, чем в миоцене, а именно, в нижних горизонтах или даже ниже подошвы верхнего яруса. Такова логика современных тектономагматических и гидрогеологических условий.

Завершая рассмотрение основных закономерностей развития гидротермальных систем, отметим, что в силу условий нами были изу-

чены только самые приповерхностные последствия их деяельности. Они однозначно свидетельствуют о преобразовании верхних горизонтов коры в сторону приобретения ими гранитоидных в химическом и геофизическом смысле свойств – абсолютное или относительное обогащение кремнеземом и калием и разуплотнение. На самом раннем этапе гранитизирующая роль гидротерм выражалась также в выносе и отложении гигантских объемов кремнезема. По-видимому, этот приповерхностный эффект деяельности гидротермальных систем является лишь слабым отголоском мощного диффузационного и фильтрационного движения вещества в недрах структуры. Отдельные фрагменты такого движения в виде кремне-щелочного метасоматоза с частичным плавлением достигают в миоцене субвулканических уровней глубинности, сопровождая магматическое внедрение в центре купола. Все это, по нашему мнению, указывает на гранитизацию как на ведущий процесс внутреннего развития купольно-кольцевой системы.

БАЛАНС ВЕЩЕСТВА, ПЛОТНОСТЬ ЭНДОГЕННОГО ПОТОКА И ЕГО СВЯЗЬ С КОЛЕБАНИЯМИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Выше было показано, что субстратом верхнемеловой Налачевской геосинклинали должна была быть кора океанического типа. Ее средняя мощность принимается равной 7 км (Шор, Райтт, 1972). Учитывая площадь структурно-фациальных зон (5,7, 7,5 и 5,0 тыс.км²) и вероятный масштаб их сокращения при сжатии, оцениваем объем материала коры в их основании: Ганальская – 80, Налачевская – 53 и Жупановская – 70 тыс. км³. К началу формирования среднего яруса кора в основании Ганальской и Жупановской зон должна была приобрести свойства субконтинентальной. Мощность коры подобного типа под островными дугами колеблется от 15 до 37 км (Гурарий, Соловьева, 1963; Деменицкая, 1967). Д.Н.Брюн выделяет для так называемых больших островных дуг кору типа Д средней мощностью 30 км (Брюн, 1972). Для расчетов нами и принята последняя величина, только применительно к Жупановской зоне она снижена до 25 км. Судя по палеогеографическим реконструкциям, на основании фациального состава осадков, здесь отсутствовали или были представлены в ограниченном объеме наземные формы вулканизма, следовательно, поднятие и корообразование были выражены слабее.

Таким образом, объем мел-палеогеновой коры к концу формирования нижнего яруса должен был составить в этих зонах соответственно 171 и 128 тыс. км³. В Налачевской зоне увеличение объема коры произошло, по-видимому, только за счет накопления осадков от разрушения пород соседних Ганальской и Жупановской зон и составила 98 тыс.км³, мощность ее достигала, примерно, 15 км. Прирост объема коры в магматически активных островодужных зонах мог произойти только за счет поступления материала из мантии. Оно составило в Ганальской зоне 129, в Жупановской 77 тыс. км³. В этих числах учтен также эффект денудации, за-

Таблица 31

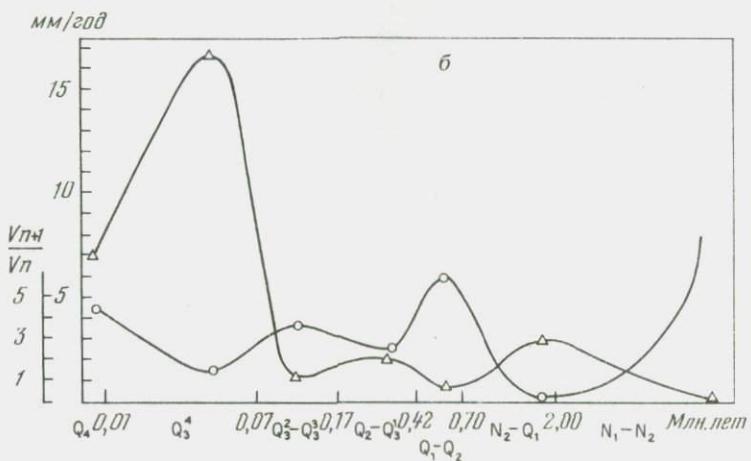
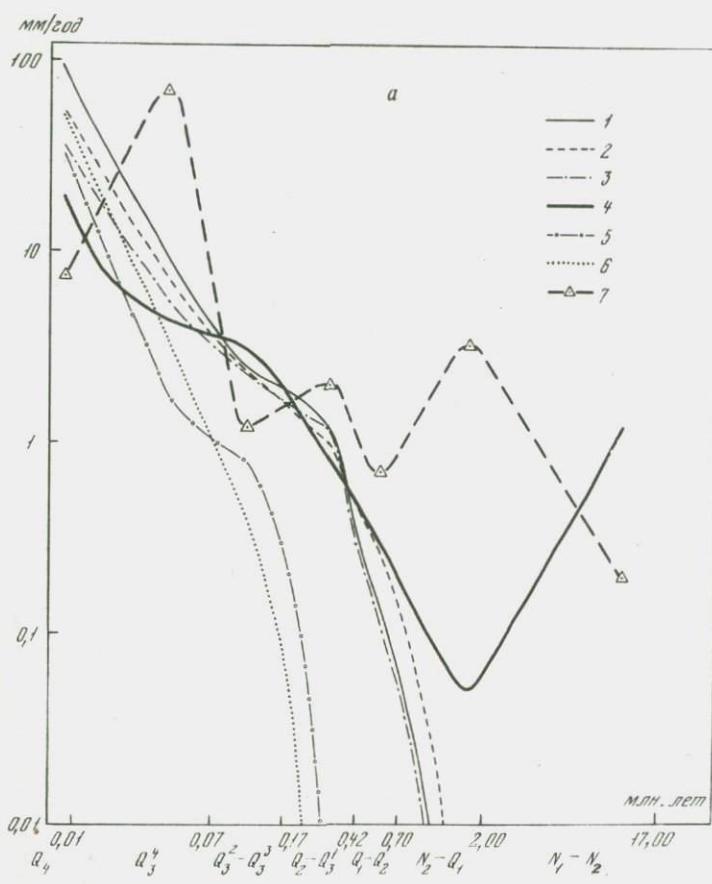
Изменение плотности эндогенного потока вещества в ходе эволюции Налачевской купольно-кольцевой структуры, $\text{km}^3/10^3 \text{ лет} \cdot 10^3 \text{ km}^2$

Этапы развития	Структурно-фацальные зоны		
	Ганальская	Налачевская	Жупановская
Голоцен	-	6,9	-
Конец верхнего плейстоцена Q_3^4	-	16,7	-
Середина верхнего плейстоцена $Q_3^2 - Q_3^3$	-	1,2	-
Средний – начало верхнего плейстоцена $Q_2 - Q_3^1$	-	2,0	-
Средний плейстоцен Q_2	-	0,71	-
Верхний плиоцен – нижний плейстоцен $N_2 - Q_1$	0,020	0,140	0,020
Олигоцен – миоцен	0,029	0,264	0,038
Верхний мел – палеоген	0,077/0,453	0/0	0,040/0,308

Примечание. Для верхнего мела – палеогена приведены значения плотности эндогенного потока вещества у поверхности Земли (числитель) и через поверхность Мохо (знаменатель), в остальных случаях – только для поверхности Земли. Начиная со среднего плейстоцена расчеты выполнены только для Налачевского купола с отнесением объемов вулканитов к площади их распространения, так как в других зонах объемы вулканитов крайне ограничены.

фиксированный накоплением осадков в центральной Налачевской котловине.

Длительность перехода эндогенного корообразования составила максимум 50 млн. лет, т.к. осадконакопление началось в верхнем мелу, а складчатость, магматизм и метаморфизм завершились 49–54 млн. лет назад, как это следует из определения возраста интрузий и филлитов верхнего мел–палеогена. Следовательно, плотность потока вещества через поверхность Мохоровичча составляла для Ганальской зоны 0,463, для Жупановской – 0,308 $\text{km}^3/10^3 \text{ лет}$.



$\cdot 10^3$ км² или, что то же самое, средняя скорость миграции вещества из мантии по всей площади зон равнялась соответственно 0,453 и 0,308 мм/год.

Судя по объему вынесенных в это время на поверхность вулкаников и кремнезема, плотность эндогенного потока вещества на поверхности была равна 0,077 и 0,040 км³/10³ лет·10³ км², т.е. составляла 13–17% от мантийного потока. При этом необходимо учитывать возможность вовлечения в движение вещества корового материала, который входит составной частью в приведенные значения потока вещества через поверхность Земли. В действительности поверхности достигало не более 10% мантийного вещества.

Для следующего олигоцен–миоценового этапа развития купольно–кольцевой структуры мы можем оценить среднюю плотность потока вещества только через поверхность Земли. Так как олигоцен–миоценовые объемы вулканов составляют в зонах: Ганальской – 2,8, Налачевской – 33,7 и Жупановской – 3,2 тыс.км³, а средняя длина их накопления оценена в 17 млн. лет, для плотности потока получаем следующие величины: 0,029, 0,264 и 0,038 км³/10³ лет·10³ км².

Аналогичным образом выполнены расчеты для последующих этапов развития структуры (табл. 31).

Приблизительно оценить плотность потока вещества через поверхность Мохоровичича представляется возможным только для всего отрезка времени от начала формирования второго яруса до ныне. За это время, судя по данным ГСЗ, мощность коры в Ганальской зоне возросла в среднем не более, чем на 3 км, в центре Налачевской – примерно на 15 км. Следовательно, плотность потока составляла соответственно 0,1000 и 0,500 км³/10³ лет·10³ км². Объемы вулканитов распределяются по зонам следующим образом: Ганальская – 3,4, Налачевская – 40,2, Жупановская – 3,7. Длительность накопления принимается в 30 млн. лет. Плотность потока у поверхности Земли соответственно равна 0,20; 1,80 и 0,25 км³/10³ лет·10³ км².

Как видим, мощность корообразования за вторую половину жизни структуры была аналогичной предшествующему этапу, только максимум ее сместился в центр структуры туда же, где происходили

Рис. 52. Изменение скорости тектонических поднятий и скорости истечения вулканического материала в Налачевской структуре во времени

a – динамика изменения скоростей поднятия в абсолютных значениях для разных фрагментов структуры: 1 – Ганальский хребет; 2 – Авачинский хребет; 3 – Южно–Быстринский хребет; 4 – Налачевский купол; 5 – район р. Вахиль; 6 – Шипунский п-ов; 7 – скорости истечения вулканического материала в Налачевском куполе; б – сопоставление вулканической активности в Налачевском куполе (треугольники) с относительным изменением скорости тектонических поднятий (кружки)

и наиболее интенсивные восходящие движения. Для этого этапа существенно возрастает лишь доля эндогенного потока, достигающего поверхности, — до 30%.

Выражение плотности эндогенного потока через размерность мм/год дает возможность прямого сопоставления скорости вертикальных деформаций земной поверхности и скорости поступления вулканического материала на поверхность. Подобное сопоставление выполнено нами для центра кольцевой структуры — Налачевского купола (рис. 52а). Во-первых, выявилось близкое совпадение абсолютных значений скорости поднятия и скорости истечения вулканического материала. Во-вторых, обнаружилось в целом согласованное нарастание скоростей к голоцену. В-третьих, расхождение кривых скорости поднятия Купола и скорости истечения вулканического материала имеют систематический характер и обнаруживают тенденцию взаимного погашения: чем больше скорость поднятия, тем меньше скорость истечения и наоборот. Эта последняя закономерность выражена особенно четко при сопоставлении скорости истечения вулканического материала с коэффициентом увеличения скорости тектонического поднятия для каждого выбранного отрезка времени (рис. 52б). Коэффициент представляет собой отношение скорости тектонического поднятия последующего этапа к предыдущему. Такое сопоставление обнаруживает поразительное совпадение максимумов вулканической активности с замедлениями темпа тектонического поднятия и минимумов — с ускорениями.

Таким образом, связь между колебательными движениями поверхности Земли и вулканической активностью — явление двупорядковое. Наиболее общее генеральное свойство связи состоит в прямой зависимости между скоростью тектонического поднятия и скоростью истечения вулканического материала на поверхность. Ею отражается основная сущность взаимосвязи двух форм движения материи. На эту прямую зависимость накладывается обратная зависимость второго порядка, количественно не столь выразительная. Она отражает менее глубинные факторы связи, по-видимому, имеющие компенсационную природу.

СОВРЕМЕННАЯ РУДООБРАЗУЮЩАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ГИДРОТЕРМ

ГЕОЛОГО-ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НАЛАЧЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД

Налачевская гидротермальная система в ее современном виде почти всецело располагается в пределах депрессии, в бассейне разветвленной системы истоков реки Налачева: рек Шайбная, Шумная, Горячая. Ее положение фиксируется выходами источников термальных вод, особенно многочисленными в долине реки Горячей. Известны следующие группы источников термальных вод, входящих в Налачевскую гидротермальную систему: Таловые, Шайбные и Краеведческие (бассейн р.Шайбной), собственно Налачевские (бассейн р.Горячей) и Шумные (р.Шумная). Особняком стоят Китхайские термы, образующие систему высасываний по р.Китхай, притоку р.Левая Авача (рис. 14).

Впервые Налачевские термы описаны П.Т. Новограбленовым (1929). Начиная с 1931 г. в этом районе проводил исследования Б.И.Пийп (1937, 1941). Им впервые приводятся анализы отдельных выходов Налачевских термальных вод и осадков из них. Отмечается своеобразие химического состава вод, относящихся к хлоридно-натриевому типу с довольно высоким содержанием сульфатов, мышьяка, брома, йода, сурьмы и т.д.

В.В. Иванов, исследовавший источники в 1959 г., отметил их большую бальнеологическую ценность. Наличие мышьяка в воде он объясняет генетической связью Налачевских углекислых источников с морскими отложениями. По данным В.В.Аверьева (1960), воды Налачевских гидротерм формируются под воздействием эндогенных и экзогенных факторов: углекислота и мышьяк имеют вулканическое происхождение, остальные компоненты заимствуются из артезианских вод глубокой циркуляции. В 1959–1960 гг. Камчатским геологическим управлением велись разведочные работы по выявлению водных ресурсов Налачевских термальных источников. Было пробурено четыре колонковые скважины, проведены электроразведочные работы, геологическая и гидрогеологическая съемки. В 1960–1961 гг. на месторождении работала гидрогеологическая группа под руководством Е.А.Вакина. Им были повторены, а частично впервые опробованы выходы термальных вод в этом районе, подсчитаны их дебиты и суммарный вынос тепла.

Таблица 32

Химические анализы основных типов вод Налачевской гидротермальной системы

Компоненты	р. Горячая *			Краеведческий источник*		
	Проба взята 6 августа 1963 г.			Проба взята 14 августа 1963 г.		
	мг/л	мг-экв/л	экв. %	мг/л	мг-экв/л	экв. %
K ⁺ + Na ⁺	834,4	37,58	78,6	4012,0	174,44	84,7
NH ₄ ⁺	0,1	-	-	1,5	-	-
Ca ²⁺	182,3	9,11	19,1	597,8	29,89	14,5
Mg ²⁺	13,4	1,10	2,3	20,3	1,67	0,8
Fe ²⁺	Нет	-	-	Не опр.	-	-
Fe ³⁺	Нет	-	-	Не опр.	-	-
Σ	1030,1	47,79	100,0	4631,6	206,00	100,0
Cl ⁻	2207,0	34,00	71,1	6496,5	183,00	88,8
SO ₄ ²⁻	316,6	6,60	13,8	823,5	17,29	8,4
HCO ₃ ⁻	439,2	7,20	15,1	347,7	5,70	2,8
J ⁻	Не опр.	-	-	Нет	-	-
F ⁻	Не опр.	-	-	Не опр.	-	-
Σ	2962,8	47,80	100,0	7667,7	205,99	100,0
CO ₂	161,3	-	-	71,1	-	-
SiO ₂	60,0	-	-	Не опр.	-	-
Минерал	3992,9	-	-	12299,3	-	-
t°C	14	-	-	56	-	-
pH	6,5	-	-	6,3	-	-
Eh	+140	-	-	+200	-	-

* Тип воды — хлоридно-натриевый; Краеведческий.

** Тип воды — хлоридно-сульфатно-натриево-кальциевый.

С.И. Набоко (1963) высказывает предположение о том, что корни вулканов или современные интрузии являются поставщиками га-лоидно-сероводородно-углекислых с мышьяком эманаций, посту-пающих в подземные воды и формирующих современный облик Налачевских гидротерм. С.И. Набоко впервые описаны также породы из керна скважины и сделаны некоторые вы-воды о современном минералообразовании в недрах гидротермаль-ной системы.

Краеведческий источник**	Проба взята 20 августа 1963 г.			Проба взята 25 августа 1963 г.		
	МГ/л			МГ/л		
	мг/л	мг-экв/л	экв. %	мг/л	мг-экв/л	экв. %
3241,4	140,93	79,1	1067,0	46,39	50,2	
3,0	-	-	1,0	-	-	
681,6	34,08	19,2	772,2	38,61	41,8	
37,5	3,07	1,7	90,9	7,45	8,0	
Нет	-	-	Не опр.	-	-	
Нет	-	-	Не опр.	-	-	
3963,5	178,08	100,0	1931,1	92,45	100,0	
3931,6	110,75	62,2	2034,1	57,30	62,0	
2895,8	60,33	33,9	1221,5	25,65	27,8	
427,0	7,0	3,9	579,5	9,50	10,2	
0,6	-	-	1,3	-	-	
Не опр.	-	100,0	0,4	-	-	
7255,0	178,08	-	3836,8	92,45	100,0	
125,5	-	-	71,1	-	-	
Не опр.	-	-	Не опр.	-	-	
11218,5	-	-	5767,9	-	-	
65	-	-	18	-	-	
6,3	-	-	6,6	-	-	
+200	-	-	+165	-	-	

В последующие годы источники посещались Г.А. Арсановой и Н.И. Удальцовой, изучавшими поведение редких щелочей (1974) и ряда микрокомпонентов в водах (Н.И. Удальцова, Л.Л. Леонова (1970)).

Наши исследования Налачевской гидротермальной системы нача-лись с 1963 г. в виде обычного обследования всех выходов тер-мальных и сопутствующих им вод. При этом, помимо повторного опробования известных и тому времени источников, нами впервые были выполнены измерения окислительно-восстановительного потен-

Таблица 32 (продолжение)

Компо-ненты	Таловый источник **			Таловый источник **		
	Проба взята 25 августа 1963 г.			Проба взята 25 августа 1963 г.		
	мг/л	мг-экв/л	экв. %	мг/л	мг-экв/л	экв. %
K ⁺ + Na ⁺	1327,1	57,70	61,4	1218,5	52,98	62,8
NH ₄ ⁺	0,4	-	-	Нет	-	-
Ca ²⁺	666,4	33,32	35,5	579,2	28,96	34,3
Mg ²⁺	35,9	2,94	3,1	29,3	2,40	2,9
Fe ²⁺	Не опр.	-	-	Нет	-	-
Fe ³⁺	Не опр.	-	-	Нет	-	-
Σ	2029,8	93,96	100,0	1827,0	84,34	100,0
Cl ⁻	2002,2	56,40	60,0	1817,6	51,20	60,7
SO ₄ ²⁻	1313,3	27,36	29,1	1216,3	25,34	30,1
HCO ₃ ⁻	622,2	10,20	10,9	475,8	7,80	9,2
J ⁻	Нет	-	-	0,7	-	-
F ⁻	1,2	-	-	0,9	-	-
Σ	3938,9	93,96	100,0	3511,3	84,34	100,0
CO ₂	111,0	-	-	89,0	-	-
SiO ₂	Не опр.	-	-	Не опр.	-	-
Минерал	5968,7	-	-	5338,3	-	-
t°C	32,5	-	-	39,5	-	-
pH	6,5	-	-	6,6	-	-
Eh	+140	-	-	+210	-	-

*** Тип воды — сульфатно-гидрокарбонатно-кальций-магниевый.

**** Тип воды — гидрокарбонатно-сульфатно-магниево-кальциевый.

циала в них. В истоках рек Шумной и Правой Налачевы были обнаружены новые группы минеральных вод — холодные углекислые типы "Нарзан" и сульфатно-гидрокарбонатные термы.

Имеющиеся в нашем распоряжении материалы позволяют типизировать воды Налачевской гидротермальной системы по химическому составу и физико-химическим параметрам.

Выделяются следующие типы вод: 1) хлоридно-натриевые; 2) хлоридно-сульфатно-натриевые-кальциевые; 3) сульфатные; 4) сульфатно-гидрокарбонатно-кальциевые; 5) гидрокарбонатно-сульфат-

	Пойма р. Шумной***			Пойма р. Шумной****		
	Проба взята 16 сентября 1963 г.			Проба взята 16 сентября 1963 г.		
	мг/л	мг-экв/л	экв. %	мг/л	мг-экв/л	экв. %
	2,7	0,07	0,2	3,4	0,09	0,3
	133,0	5,78	17,7	157,0	6,83	19,3
	0,1	-	-	1,2	-	-
	352,5	17,63	54,1	401,1	20,06	58,2
	111,3	9,12	28,0	91,2	7,48	22,2
	Не опр.	-	-	Нет	-	-
	Не опр.	-	-	Нет	-	-
	599,6	32,60	100,0	1053,9	34,46	100,0
	29,8	0,84	2,6	32,2	0,88	2,4
	1037,0	21,78	67,4	1160,4	24,37	66,7
	590,5	9,68	30,0	688,1	11,28	30,9
	Нет	-	-	Нет	-	-
	0,6	-	-	Не опр.	-	-
	1667,9	32,30	100,0	1880,7	36,53	100,0
	231	-	-	811	-	-
	65	-	-	60	-	-
	2267,5	-	-	2934,6	-	-
	37	-	-	44	-	-
	6,4	-	-	6,3	-	-
	+355	-	-	+245	-	-

номагниево-кальциевые; 6) гидрокарбонатно-магниево-кальциевые.

Сведения о наиболее характерных представителях этих вод приведены в табл. 32. Следует отметить, что выделенные типы вод не совпадают с естественными группами источников, хотя такая тенденция очевидна, особенно для некоторых групп и типов.

Хлоридно-натриевые воды (минерализация от 3,7 до 12,3 г/л, t = 14–75°C, Eh = (+) 90 мв – (+) 65 мв, pH = 5,9–7,8) явля-

Таблица 32 (окончание)

Компо-ненты	Левый приток р. Шумной****			Левый
	Проба взята 20 сентября 1963 г.			Проба взята
	мг/л	мг-экв/л	экв. %	мг/л
Ka ⁺ Na [*]	2,3	0,06	1,0	2,0
NH ₄ ⁺	16,0	0,70	10,1	14,0
Ca ²⁺	0,1	-	-	0,1
Mg ²⁺	37,6	2,88	41,5	43,8
Fe ²⁺	40,2	3,30	47,4	27,2
Fe ³⁺	Нет	-	-	Не опр.
Σ	Нет	-	-	Не опр.
Cl ⁻	86,2	6,94	100,0	87,1
SO ₄ ²⁻	2,8	0,08	1,0	2,8
HCO ₃ ⁻	185,2	3,89	48,3	87,8
J ⁻	248,9	4,08	50,7	190,3
F ⁻	Нет	-	-	Нет
Σ	Нет	-	-	0,2
CO ₂	436,9	7,95	100,0	280,9
SiO ₂	196	-	-	451,5
	45	-	-	45
Минерал	523,1	-	-	378,0
t°C	10	-	-	10
pH	Не опр.	-	-	Не опр.
Eh	Не опр.	-	-	Не опр.

***** Тип воды — гидрокарбонатно-магниевый.

ются наиболее ярким типом, почти полностью совпадающим с четко локализованной группой—Налачевской.

Здесь на площади около 2 км² в долине р. Горячей концентрируется более 100 термальных источников и высасываний хлоридно-натриевых растворов общим дебитом около 80 л/сек. Вместе с самоизливающимися скважинами суммарный дебит термальных вод составляет более 110 л/сек. Лишь один источник, относящийся к этому типу, расположен в группе Краеведческих источников по р. Таловой. Воды этого типа при выходе на поверхность в большом количестве осаждают окислы железа и мышьяка и карбонаты кальция. Ярко окрашенные пласти гидротермальных осадков образуются

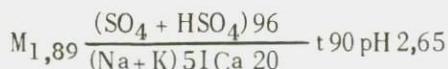
приток р. Шумной****		р. Железистая****		
20 сентября 1963 г.		Проба взята 9 октября 1963 г.		
мг-экв/л	экв. %	мг/л	мг-экв/л	экв. %
0,05	0,8	83,9	3,65	20,3
0,61	12,0			
-	-	Нет	-	-
2,19	43,2	76,8	3,84	21,5
2,23	44,0	121,3	9,95	55,6
-	-	12,0	0,43	2,4
-	-	0,6	0,03	0,2
5,08	100,0	294,6	17,90	100,0
0,08	1,6	50,7	1,4	7,8
1,83	36,4	90,5	1,9	10,6
3,12	62,0	893,0	14,6	81,6
-	-	Нет	-	-
-	-	Нет	-	-
5,03	100,0	987,6	17,9	100,0
-	-	818	-	-
-	-	55	-	-
-	-	1331,1	-	-
-	-	13	-	-
-	-	6,0	-	-
-	-	+283	-	-

на высокой террасе р. Горячей, в ее пойме они цементируют алевий, но в основном уносятся поверхностными водами.

Хлоридно-сульфатно-натриевые воды образуют второй химический тип (минерализация 4,5–11,2 г/л, t = 18–65°C, Eh = (+) 140–(+) 210 мв; pH = 6,3–6,7), пространственно локализованный Таловой, Краеведческой и Шайбной группами источников в верховьях р. Шайбной, левого притока р. Налачевы. Один источник с водой этого типа обнаружен в составе Налачевской группы. Источники и высасывания рассредоточены на площади около 4 км², количество их приближается к 50, общий дебит составляет не более 20 л/сек.

Гидротермальные осадки Налачевского типа формируются лишь на Таловых источниках, где травертины и бурые железо-мышьяковые (?) осадки образуют два холма относительной высотой до 3 м и диаметром до 40 м. На Краеведческих и Шайбных источниках объем выпадающих осадков незначителен. Визуально они представлены теми же типами.

Сульфатный тип представлен водой фумарольного котла у юго-восточных склонов вулкана Дзэндзур. По данным Т.Ю.Марениной (1957), вода характеризуется следующими свойствами:



В воде содержатся H_2SiO_3 – 130 мг/л, H_2AsO_3 – 0,8 мг/л, HBO_2 – 4,2 мг/л. Это типичный представитель фумарольных терм, образующихся при растворении вулканических газов, главным образом, сероводорода, в поверхностных водах. Не исключено, что хлоридно-сульфатно-натриево-кальциевые воды, второго типа, локализованные у южных подножий вулкана Дзэндзур, формируются при участии вулканических газов подобного состава. Их промежуточное положение (по химизму и структуре) между Налачевскими хлоридно-натриевыми водами и фумарольными сульфатными термами Дзэндзура дают основание для подобного предположения.

Сульфатно-гидрокарбонатно-кальциевые воды (минерализация 2,1–2,6 г/л, $t = 37\text{--}44^\circ C$, $Eh = (+)245 - (+)355 \text{ мв}$, $pH = 6,3\text{--}6,4$) входят в состав источников верковьев р.Шумной, правого притока р.Налачевой, берущей начало в седловине между вулканами Корякским и Арик. Здесь, на расстоянии, примерно, 2 км в пойме реки около экструзии андезито-дацитов, почти полностью выщелоченной и опализированной, располагается цепочка малодебитных источников и высасываний термальной воды, отлагающих на выходе окислы железа и травертины. Общий дебит источников составляет по примерным оценкам не более 10 л/сек. Интенсивность осадкообразования незначительна.

Гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевые магниевые воды близки к предыдущему типу, отличаясь от них меньшей минерализацией, более низкой температурой и относительно повышенной ролью гидрокарбонатов. Воды этого типа обнаружены в источниках р.Шумной близ седловины между вулканами Корякский и Арик. На выходе они откладывают окислы железа, окрашивая водотоки и места высасываний в яркие красно-бурые цвета. Известны воды такого же типа и в составе Налачевской группы – система малодебитных грифончиков в пойме р.Горячей, метрах в 1200–1400 выше устья р.Желтой. Однако по минерализации и температуре, в отличие от Шумных источников, они приближаются к основному типу вод – хлоридно-натриевому.

Гидрокарбонатно-магниевые кальциевые типы вод (минерализация 0,7–1,3 г/л, $t = 13\text{--}43^\circ C$, $Eh = (+) 190 - (+) 283 \text{ мв}$, $pH = 5,7\text{--}8,0$) представлен источниками, располагающимися у север-

ных подножий вулканов Ааг, Арик, Корякский. Общее количество их на площади около 20 км² вместе с высачиваниями достигает примерно 70–80, суммарный дебит приближается к 50 л/сек. Как и большинство других типов вод, они откладывают окислы железа и травертины.

Особое положение в Налачевской гидротермальной системе занимают термальные воды, вскрытые скважиной ГК-1 к югу от вулканов Ааг и Арик у пиначевских экструзий дацитов. По типу они относятся к хлоридно-натриевым азотно-метановым (из материалов Л.Н. Барабанова):



Несмотря на значительную удаленность от центра купольной структуры и гидротермальной системы, воды эти сохраняют черты геохимической близости: тип, минерализация, содержание бора, кремния. Отличия же Пиначевых вод от Налачевских иллюстрирует одну из наиболее далеко продвинутых тенденций в метаморфизме последних, а именно, хлоридно-кальциевую. Эта тенденция, как будет показано ниже, проявляется уже в пределах термальной площадки "Котел". Она сопровождается разгрузкой воды от карбонатов кальция и частичной заменой катрия на кальций. В газовом составе происходит вытеснение углекислого газа азотом. Метаморфизм происходит на фоне общего снижения температуры и возрастания щелочности воды. Пиначевые воды следуют, по-видимому, оценивать как периферический дериват от основных коренных вод. Основное местопребывание их расположено севернее скв. ГК-1 на 7–12 км в прогибе мелового фундамента.

Комплексное рассмотрение химических типов термоминеральных вод Налачевской гидротермальной системы обнаруживает ряд особенностей, проливающих свет на их генезис. Прежде всего обращает на себя внимание четкое разделение химических типов вод на две группы по содержанию хлора и щелочей. Первую группу образуют воды хлоридно-натриевые и хлоридно-сульфатно-кальциевые. Содержание хлора в них не падает ниже 54 мг-экв. %, щелочей ~50 мг-экв. %. Во вторую группу вод входят все остальные химические типы, содержащие не более 22 мг-экв.% хлора и не более 46 мг-экв.% щелочей. Таким образом, выделяемые группы вод дискретны, особенно по содержанию хлора.

Положение химических типов термальных вод в структуре Налачевского купола также довольно определенно: хлоридно-натриевые и хлоридно-сульфатно-натриево-кальциевые воды локализуются только вблизи от центральной части купола, либо в прилегающих к купольному своду разломах Термального рифта, либо в разломах сводовых депрессий. Даже в размещении двух типов вод этой группы

четко отражается структурная роль купола — к центру купола ближе располагаются хлоридно-натриевые воды, а хлоридно-сульфатно-натриево-кальциевые смешаются к периферии. На их состав оказывают воздействие факторы, господствующие при формировании вод, удаленных от центра купола — вод второй группы. Как выше отмечалось, источники этих вод располагаются в непосредственной близости от вулканов. Солевой состав их формируется при воздействии вулканических газов — сероводорода и углекислого. По-видимому, других, глубинных компонентов в составе этих вод почти не содержится. Об этом свидетельствует сравнительно невысокая минерализация (менее 2,6 г/л), пестрый состав, находящийся в явной связи с составом выщелачиваемых пород и растворенным газом, наличие постепенных переходов к поверхностным водам из зоны выщелачивания.

Другое дело воды первой группы и особенно хлоридно-натриевые. Стабильность состава, температуры, богатство микрокомпонентами, обилие и необычность состава выпадающих из растворов осадков, наличие компонентов, совершенно очевидно не связанных с процессом выщелачивания — все это дает основание рассматривать их как воды глубинного, вероятно, в значительной части ювенильного формирования. Именно это обстоятельство предопределило необходимость более глубокого изучения физико-химических условий, приводящих к разгрузке этих терм от рудных компонентов в поверхностной обстановке.

С 1966 г. нами начато систематическое комплексное изучение одного из наиболее типичных поверхностных проявлений системы — термальной площадки "Котел", к которой и приурочено началоства скважин (рис. 53).

Исследованная термальная площадка "Котел" находится в долине р. Горячей в нескольких сотнях метров от русла реки у подножия отрогов, образующих пьедестал вулкана Купол. Огромы сложены образованиями паратунской свиты. Аналогичные породы обнажаются на противоположном берегу р. Горячей. Площадка имеет овальную форму, расширяющуюся к югу. Длина ее составляет около 300, ширина до 200 м. Современные контуры термальной площадки принятые здесь по кромке окружающего леса и ручью Термальному, омывающему площадку с запада. Этот ручей является основной, но не единственной дренирующей системой. Часть фильтрующихся вод уходит в южном и юго-восточном направлениях, разгружаясь в пойме р. Горячей.

Фактические размеры площадки значительно превосходят указанные. Линейные параметры ее по меньшей мере вдвое больше, а площадь в шесть раз (соответственно 40 000 и 240 000 м²). Периферия площадки покрыта почвенным слоем мощностью до 1 м, под которым скважины 1 и 2 вскрыли отложения термальных источников мощностью до 10 м. Лишенная почвенного слоя и растительности часть термальной площадки имеет вид пологого холма, примыкающего северной частью к довольно крутым склонам долины. Превыше-

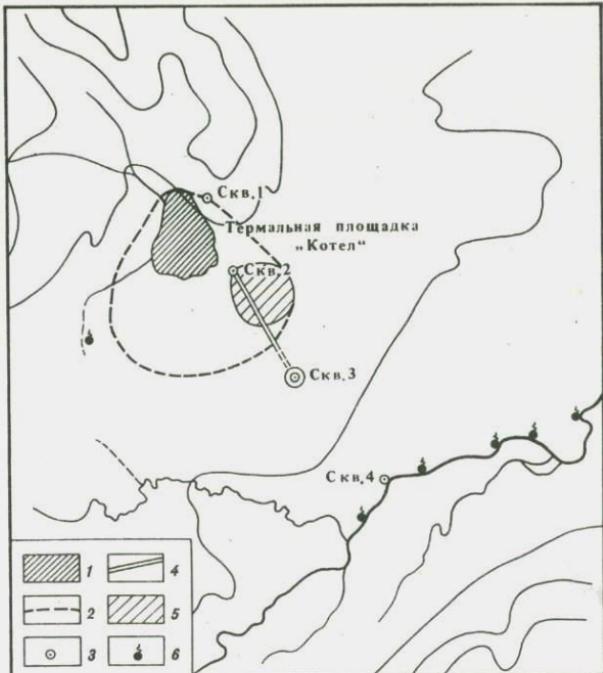


Рис. 53. Общий план Налачевского термопроявления

1 – термопроявление площадки "Котел" в современных контурах;
2 – предполагаемые контуры термальной площадки "Котел" под почвенным горизонтом и растительным покровом; 3 – скважина и ее номер; 4 – дренажная канава; 5 – современные осадки из воды изливающейся скважины; 6 – термальные источники

ние вершины холма над открытой периферией площадки составляет не многим более 5 м. Общее же превышение в контурах всей площадки достигает, по-видимому, не менее 15 метров.

По данным проведенного здесь бурения, обобщенный разрез пород, слагающих недра гидротермальной системы, можно представить в следующем виде (рис. 54). На глубине 38–68–114 м вскрыты в коренном залегании сильно трещиноватые гидротермально измененные диориты. Мощность зоны интенсивного изменения простирается до глубин 73–115–134 м. Ниже расположены более плотные массивные диориты, пиритизированные, с трещинами, пустотами и зеркалами скольжения, выполненные кварцем, хлоритом, кальцитом.

Над диоритами залегает сложная толща брекчированного с прослойями песков и туфов материала, интенсивно измененного выщелачиванием, ожелезнением и карбонатизацией. По-видимому, это кора выветривания, гидротермальной переработки и речного переотложения лежащих внизу диоритов. Мощность ее ~ 20–50 м.

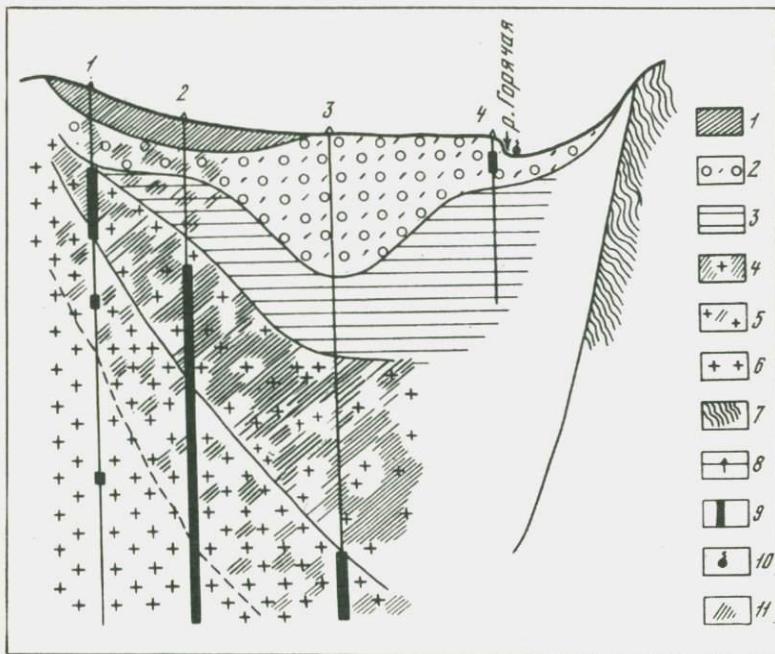


Рис. 54. Глубинное строение Налачевского термопроявления "Котел"

1 – отложения термальной площадки "Котел". Карбонатно-кальциевые и железо-мышьяково-окисные осадки; 2 – валунно-галечниковые отложения; 3 – переслаивание песков, гальки, суглинков, туфопесчаников, глин, гравия; 4 – кора выветривания и переотложение диоритов с прослойями песков и гравелитов. Сильное гидротермальное изменение: ожелезнение, карбонатизация; 5 – сильно разрушенные и гидротермально измененные диориты (карбонатизация, ожелезнение, окварцевание); 6 – трещинные диориты пиритизированные, трещины и пустоты выполнены кварцем, кальцитом, хлоритом; 7 – андезито-базальты; 8 – скважины и их номера; 9 – горизонты и трещины с термальной водой, вскрытые скважинами; 10 – термальные источники; 11 – участки интенсивного гидротермального изменения и отложения гидротермальных осадков

На коре выветривания располагается пестрая, многокомпонентная пачка речных, пропилювиально-делювиальных и, возможно, озерных отложений. Представлена она переслаиванием суглинков, глин, илов, гальки, гравия, песка с эпизодически встречающимися валунами. Кверху толща сменяется валунно-галечниковыми отложениями. По характеру образований обе эти толщи, по-видимому, следуют идентифицировать с ледниковых отложениями и датировать верхним плиоценом. Не исключено, однако, что в них совмещены следы

разновозрастных оледенений (средний плейстоцен?). Мощность нижней толши до 30, верхней - около 40 м.

Разрез венчается современными галечниками, суглинками, почвами и отложениями термальной площадки "Котел". Имеющиеся данные позволяют весьма приближенно, с точностью до порядка, оценить объем осадков термопроявления "Котел". Основная трудность заключается в определении средней мощности осадков. На самом краю площадки и в средней ее части, как видно из приведенных рисунков, она составляет ~ 10 м. В центре площадки, судя по ее разрезу и при условии субгоризонтального залегания подошвы, следует ожидать увеличения мощности до 15–20 м. На южной периферии мощность осадков должна существенно снижаться. Однако большая часть площадки характеризуется все же мощностями 10 и более метров. Если принять в среднем мощность, равную 6 м, то объем осадков термопроявления "Котел" может быть оценен величиной ~ $1,5 \times 10^6$ м³.

Пробуренная в 1960 г. скв. 2 за прошедшие 10 лет вследствие непрерывного самоизлива образовала плащ осадков радиусом примерно 100 м и толщиной 0,2 м.

Среднегодовая мощность осадкообразования скв. 2 оценивается в $6 \cdot 10^2$ м³, что в пересчете на сухой осадок составляет 100 м³/год.

Таким образом, вмешательство человека в природную систему спровоцировало начало нового этапа в жизни термопроявления – интенсивное четко локализованное формирование зоны гидротермального осадкообразования около скважины.

В настоящее время на термальной площадке "Котел" разгрузка осуществляется в основном фильтрацией вод через ранее образованные осадки. Лишь источник 7 да ряд мелких высачиваний вдоль ручья Термального осуществляют непосредственную разгрузку термальных вод. Большинство бывших самоизливающихся источников представляют собой бессточные грифоны. Следует подчеркнуть, что приведенная карта размещения источников в пределах площадки отражает состояние на август 1966 г. Сезонные колебания уровня грунтовых вод существенно сказываются и на состоянии площадки: интенсивность гидротермальной деятельности с падением уровня грунтовых вод к октябрю–ноябрю заметно снижается – дебит многих источников падает, уровни воды в грифонах снижаются, пересыпают теплые болотца и лужицы на периферии площадки. Неизменным остается источник 7, непосредственно отражающий состояние коренной струи.

На геологической карте термальной площадки (рис. 55) видно, что центральную часть площадки слагают бурье, пропитанные окислами железа, карбонаты кальция (мощностью до 40 см), которые погружаются периклинально под белые плотные карбонаты кальция, переслаивающиеся с карбонатными песками и прослойками черного вулканического пепла. Белые карбонатно–кальциевые осадки слагают периферию площадки, где мощность их превышает 1 м. Под бу-

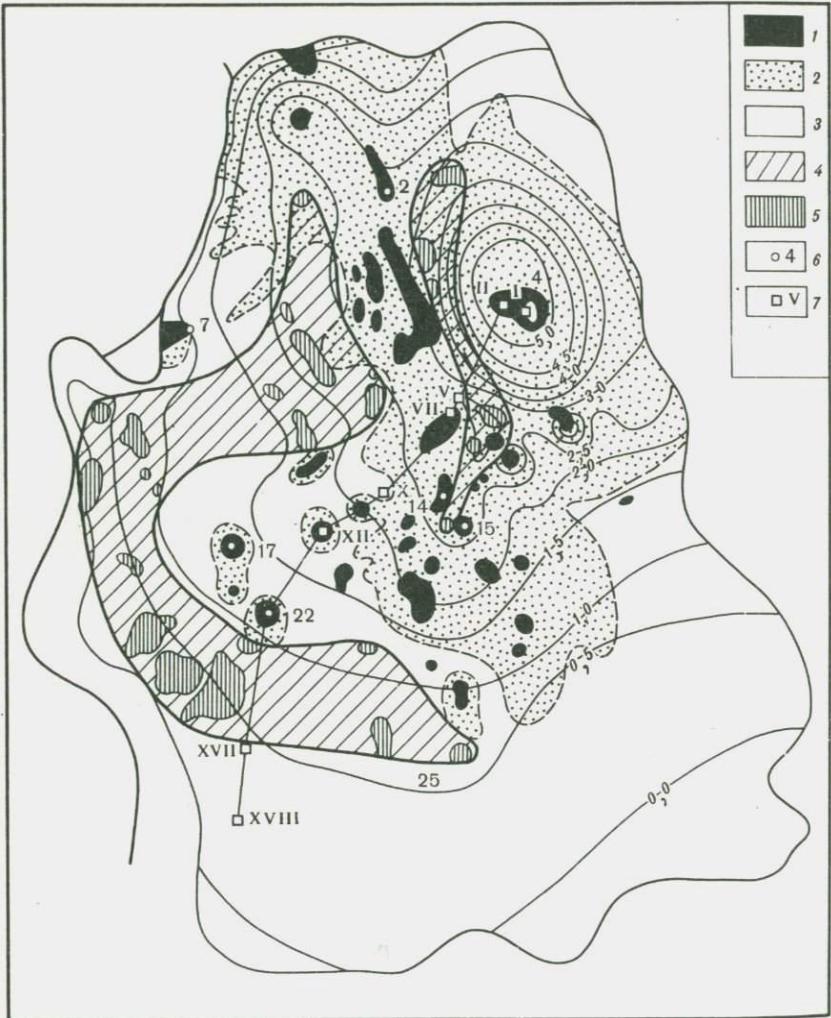


Рис. 55. Геологическая карта термальной площадки "Котел"

1 - железо-мышьяково-окисные осадки; 2 - бурые и 3 - белые карбонатно-кальциевые осадки; 4 - закарстованные участки; 5 - карстовые провалы и воронки; 6 - источники и естественные колодцы; 7 - шурфы

рыми травертинаами центральной части площадки залегает толща осадков, представленная бурыми, красными и черными окислами железа и мышьяка с тонкими прослойками или включениями карбоната кальция. Породы этой толщи имеют глинистую консистенцию во влажном состоянии и рассыпаются в пыль при высыхании. Из-под покрывающих их травертинов они выходят обычно в виде вздутий и ма-

леньких холмиков с воронкой бессточного грифона посередине. Они обрамляют также грифоны и русла изливающихся источников. Некоторые сравнительно крупные (D – до 10 м, h – до 1,5 м) холмы с вершинами, сложенными красно-бурыми окислами железа и мышьяка, не имеют открытых грифонов. Шурфы обнаруживают интересную особенность их строения: под сцепментированной карбонатом кальция "крышой" таких холмов вскрываются крупные полости диаметром до 1,5 м и глубиной свыше 2,5 м, заполненные водой с температурой до 75°C. Таковы вскрытые нами термальные котлы XXIV и XXVI.

Как и поверхность термальной площадки, зеркало грунтовых вод в целом повторяет куполообразные очертания ее рельефа: центральная часть относительно приподнята на 3 м. Периклинальное снижение поверхности зеркала грунтовых вод обеспечивает напор и их миграцию главным образом к югу и западу (рис. 56). По состоянию на август 1966 г. поверхность зеркала грунтовых вод располагается на глубине от 0 до 2,1 м. Участки наибольшей глубины, а лучше сказать, наибольшей покрывающей мощности осадков, образуют поле субмеридионального простирания, которое в своих очертаниях повторяет один из элементов геологической карты, а именно, площадь выхода на дневную поверхность бурых карбонатно-кальциевых и железо-мышьяковых осадков. Следовательно, наибольшее утолщение осадков над зеркалом грунтовых вод обеспечено помимо травертинов, накоплением окислов железа и мышьяка.

Таким образом, в геологическом строении термальной площадки усматривается вполне определенная зональность, состоящая в концентрическом расположении вокруг приподнятого центрального участка осадков разного типа. В центре разобщенные выходы железо-мышьяково-окисных осадков, собираемые в единое поле ожелезненными травертиками, на периферии – чистые, почти стерильные от примеси карбонатно-кальциевых. Эта зональность отражает естественную последовательность выпадения осадков из растворов, что подтверждается ее связью с источниками, бессточными грифонами и котлами. Отмеченное выше субмеридиональное поле повышенной мощности осадков над современным зеркалом грунтовых вод отражает существенную деталь процесса формирования площадки. Именно в пределах этого поля в течение почти всей истории были сосредоточены источники термальных вод. По мере накопления осадков (вблизи источников преимущественно железо-мышьяково-окисных) высота грифонов повышалась, пока не достигла уровня, совпадающего с современным рельефом этого участка площадки. Конфигурация активного участка и цепочечное расположение источников вдоль него, отражало структуру зоны, подводящей гидротермы к поверхности. По-видимому, это был разлом субмеридионального простирания.

Столь низкое положение зеркала грунтовых вод и уровня воды в грифонах, котлах и колодцах в настоящее время, безусловно, свидетельствует о динамической деградации этого участка гидротер-

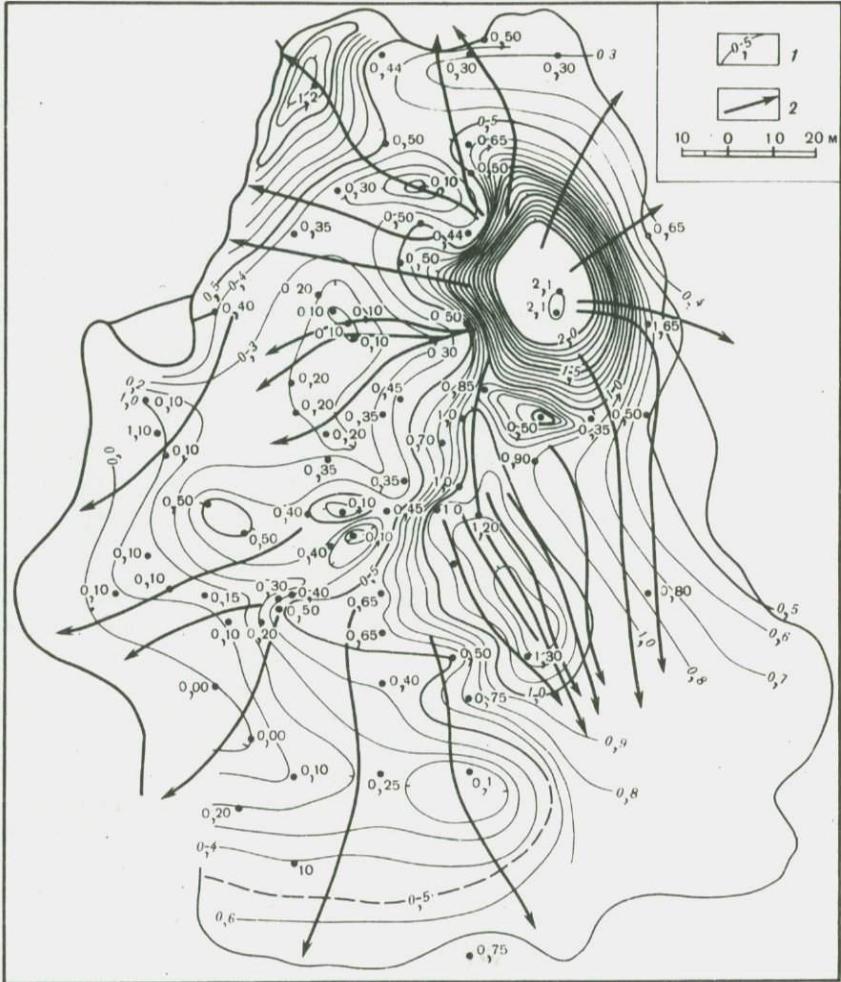


Рис. 56. Карта глубин до поверхности водного зеркала (на 7 августа 1966 г.)

1 — линии равных глубин (проведены через 0,1 м); 2 — направление фильтрации вод

мальной системы, выразившейся в снижении напора. Однако это не сказалось на химическом составе и температуре воды, о чём можно судить по данным, приведенным в следующих главах.

Изменение гидродинамического режима на термальной площадке произошло сравнительно недавно. Его можно проследить по наблюдениям ряда исследователей, посетивших Налачево в течение последних четырех десятилетий (Комкова, 1969).

Таким образом, факт снижения напора и, следовательно, общего уровня теперь уже не изливающийся, а фильтрующийся вод, бесспорен. Интересно, однако, отметить, что он совершенно не был связан с какими-либо изменениями в структуре, подводящей коренную струю трещины или разлома. Положение его осталось прежним. Наглядным доказательством этому, помимо вышеупомянутых данных по рельефу зеркала и направления фильтрации, может служить температурная карта по поверхности грунтовых вод (рис. 57).

Термальная вода поступает главным образом в виде четко локализованной коренной струи, приуроченной к субмеридиональной трещине протяженностью около 150 м. От нее, видимо, отщупровываются обособленные струи, образующие отдельные, наиболее активные участки. Области максимальных напоров хорошо совпадают с максимумами температур. В настоящее время вода разгружается путем фильтрации через собственные осадки в стороны от подводящей трещины. Концентрическое расположение изотерм очерчивает конфигурацию коренной струи, совпадающую с "гребнем" на зеркале грунтовых вод, мощностями вышележащих осадков и зоной размещения железо-мышьяково-окисных и бурых карбонатно-кальциевых осадков. Факт унаследования современного положения коренной струи с ее покализацией в течение всей истории формирования площадки очевиден.

Заключая краткую геолого-гидрогеологическую характеристику Налачевского термопроявления, еще раз подчеркнем основные положения, на которых базируются последующие исследования:

1. Налачевская гидротермальная система располагается в пределах вулкано-тектонической структуры, активность которой в магматической и гидротермальной формах прослеживается в течение многих миллионов лет. Современное состояние отражает относительное ослабление гидротермальной деятельности.

2. Термальные воды по характеру циркуляции относятся к трещинным и в участках, непосредственно примыкающих к современным выходам, связаны с разломами в диоритах миоценового возраста. Диориты сильно пропилитизированы, как и все в этом районе породы аналогичного возраста в доалтайское время, т.е. более 2,5 млн. лет назад.

3. Осадки термопроявления "Котел" перекрывают валуно-галечниковые и песчано-глинистые отложения предположительно верхне-плиоценового возраста, т.е. начали формироваться, по-видимому, не более 15-20 тыс. лет тому назад.

4. Положение водовыдающей трещины в течение всей истории формирования термальной площадки не менялось, в результате чего было образовано зонально построенное пластовое тело объемом $1,5 \cdot 10^6$ м³. Наиболее мощная центральная часть пласта сложена осадками, сильно обогащенными окисью железа и мышьяка; периферию образуют карбонаты кальция.

5. Вследствие резкого падения напора, вызванного, по-видимому, бурением и оттоком вод через скважины, на термопроявлении

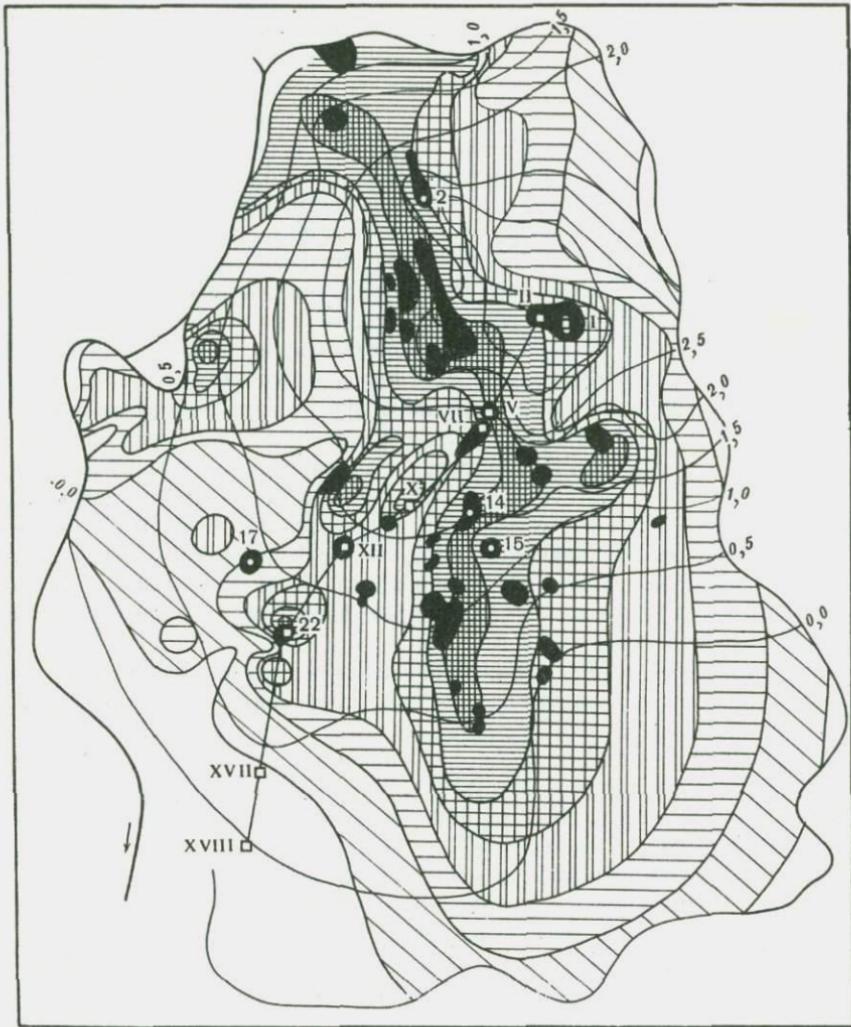


Рис. 57. Рельеф зеркала грунтовых вод и температура ее поверхности

1 – более 70°C ; 2 – $60\text{--}70^{\circ}\text{C}$; 3 – $50\text{--}60^{\circ}\text{C}$; 4 – $40\text{--}50^{\circ}\text{C}$;
 5 – $30\text{--}40^{\circ}\text{C}$; 6 – $20\text{--}30^{\circ}\text{C}$; 7 – менее 20°C ; 8 – горизонтали по
 поверхности зеркала грунтовых вод; 9 – железо–мышьяково–окисные осадки

"Котел" в последние два десятилетия наблюдается принципиальная смена гидродинамического режима: свободная разгрузка вод через открытые грифоны сменилась фильтрацией через толщу собственных осадков.

6. Основная осадкообразующая роль перешла к водам, изливающимся из скв. 2, среднегодовая мощность осадкообразования которых составляет $10^2 \text{ м}^3/\text{год}$. При условии сохранения указанной скорости осадконакопления, объем, аналогичный пласту термопроявления "Котел", будет достигнут за 15 000 лет.

ПЕРВИЧНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ОСАДКОВ ИЗ СВОБОДНО ИЗЛИВАЮЩИХСЯ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД

Для исследования химического состава осадков, выпадающих из термальной воды, при изменении физико-химических параметров раствора нами были проведены работы на термальном ручье, дренирующем излив скв. 2. Последний пробурен в 250 м на юго-востоке от центральной термальной площадки "Котел". Самоизлив начался с глубины 37 м и все время увеличивался до забоя скважины (204), достигнув, по данным опробования 8 июля 1960 г., 45 л/сек. Максимальный дебит достигал 80 л/сек. Температура воды – 68°C. Режим этой скважины за истекшие 10 лет, по-видимому, существенно не изменился, однако, с началом действия этой скважины связано постепенное снижение дебита скважины 1 и источников на термальной площадке "Котел", где к лету 1968 г. самоизливающимся остался

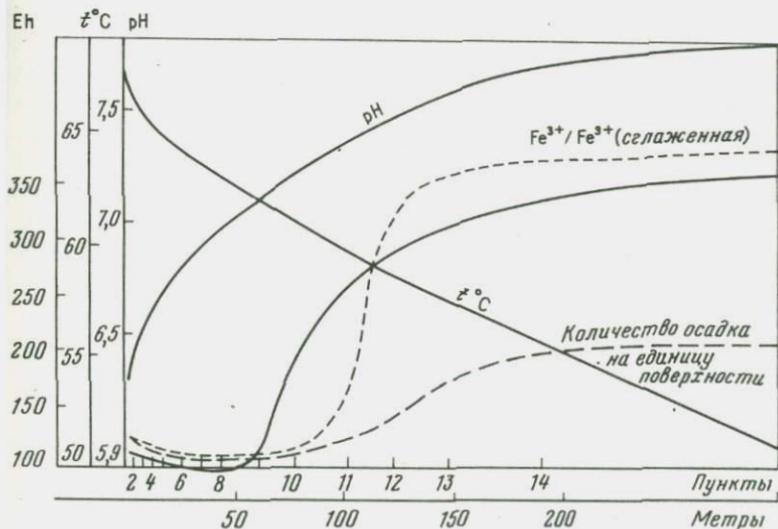


Рис. 58. Значения физико-химических характеристик термальной воды вдоль ручья из скв. 2

Таблица 33

Химические анализы воды коренной струи термальной площадки "Котел" и

Источник	Компоненты в мг/л					
	K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	NH ₄ ⁺	Cl ⁻
"Котел" 7	162	1000	241	29	12,0	1629
Скв. 2	142	1033	172	32	4	1510

Таблица 34

Значения температуры, pH и Eh в термальной воде вдоль ручья из скв. 2

Пункт	1	2	3	4	5	6	7
Расстояние от скв. 2 в м	0	3,2	7,0	11,5	16,5	24,5	33,5
Температура в °C	68	66,4	66,0	65,5	65,0	64,5	64,0
pH	5,90	6,50	6,55	6,60	6,65	6,80	6,90
Eh в мв	+107	+105	+112	-	+102	-	+92

только источник 7, стекающий в ручей Термальный. К этому времени вокруг устья скв. 2 образовалось довольно обширное поле (40 000 м²) осадков из широко разливающихся термальных вод. Таким образом, по существу, единственным подходящим объектом для проведения подобных работ была скв. 2. Почти полная аналогия физико-химических характеристик вод коренной струи ("Котел") и скв. 2 (табл. 33) позволяет в дальнейшем использовать полученные результаты при рассмотрении термальной площадки "Котел". Для получения осадков растекающаяся термальная вода скв. 2 была дренирована канавой длиной 300 м, вдоль которой были размещены 15 пунктов наблюдения, с расстояниями между пунктами от 3 м близ устья скважины до 20–40 м на удалении от него.

Пятнадцатый пункт был вынесен на 100 м от четырнадцатого в место, где дебит ручья снизился значительно вследствие пористости грунтов. Количество осадков, выпавших на единицу поверхности закономерно меняется от устья скважины: сначала снижается, затем длительное время держится на одном уровне, а, начиная с пункта 11 (100 м от устья), постепенно возрастает (рис. 58). Где-то за пределами опытного участка количество выпадающих осадков должно убывать, однако, этот процесс нами не был зафиксирован,

воды из скв. 2

Компоненты в мг/л						
SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Минерализация	SiO ₂	pH	Eh, мв	CO ₂ свобод.
425	471	3969	139	6,44	+98	151
489	402	3891	140	5,90	+107	86

8	9	10	11	12	13	14	15
44,0	61,0	77,0	101,0	122,0	147,5	191,0	301,0
63,0	61,8	61,0	60,0	58,5	58,0	55,5	51,0
7,00	6,10	7,15	7,30	7,45	7,60	7,70	7,80
-	+112	+187	+260	+270	+317	+340	+350

так как термальный ручей далее опытного участка не простирался из-за просачивания воды в рыхлый грунт. Наблюдаемое распределение количества осадков вдоль ручья связано с разными физико-химическими условиями их осаждения (табл. 34). Помимо непосредственных измерений, известно, что разным участкам ручья соответствуют разные типы осадков. Так, снижение количества осадков на первых пятнадцати метрах и стабильное их выпадение на расстояния до пункта 10 соответствует железо-мышьяково-окисному типу осадков, дальнейшее увеличение – карбонатному (известковому).

На приведенном графике (рис. 58) показано изменение некоторых физико-химических характеристик термальной воды по ручью. Температура на отрезке от устья скважины до пункта 8 имеет нелинейную зависимость от расстояния, на оставшейся части опытного участка – прямую. pH воды наиболее резко возрастает на участке от устья скважины до пункта 5 (от 5,90 до 6,65). Далее ход увеличения pH имеет более плавный характер. Изменение pH связано с одной стороны с падением температуры, с другой – с потерей углекислого газа раствором. Сложным оказалось поведение Eh термальных вод: до пункта 9 окислительно-восстановительное состояние вод оказалось практически неизменным, обнаруживая изначальные

Таблица 35

Силикатные анализы осадков из термальной воды вдоль ручья из скв. 2

Компоненты	2	3	5	7	8
SiO ₂	3,76	4,56	6,12	7,62	8,62
TiO ₂	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
Fe ₂ O ₃	41,22	39,64	39,91	37,86	36,64
FeO	0,14	0,17	0,20	0,28	0,28
Al ₂ O ₃	0,20	0,26	0,26	0,36	0,86
MnO	0,45	0,45	0,50	0,54	0,50
P ₂ O ₅	0,24	0,24	0,24	0,16	0,19
MgO	0,00	0,0	0,68	0,0	0,13
CaO	7,96	8,69	7,96	8,75	12,18
Na ₂ O	0,81	0,92	1,29	1,75	1,89
K ₂ O	0,24	0,24	0,31	0,38	0,43
H ₂ O ⁻	6,64	6,96	6,28	6,78	5,88
H ₂ O ⁺	10,43	10,47	6,06	10,69	9,48
As ₂ O ₅	25,0	24,10	22,90	19,70	15,10
As ₂ O ₃	0,39	0,52	0,66	0,93	1,17
CO ₂	2,05	2,65	4,60	4,65	5,92
S общ.	0,06	0,07	0,10	0,17	0,14
Σ	99,69	100,04	98,16	100,72	99,51

Аналитик: Г.Ф. Некрасова.

колебания около 100 мв. Лишь на пункте 10 наблюдается резкое увеличение, выполаживающееся на отрезке между пунктами 13–15.

В связи с этими изменениями физико-химических параметров термальной воды интересно рассмотреть поведение отдельных компонентов осадков и их химического состава в целом (табл. 35, рис. 59).

Весьма тесную корреляцию с описанным изменением параметров воды обнаруживает окись железа. Так, на участке от устья до пункта 9 содержание Fe₂O₃ в осадке меняется незначительно, а именно от 41,22% до 33,62%. На отрезке между пунктами 9–13, где Eh изменяется на 220 мв, концентрация Fe₂O₃ в осадке падает от 33,62 до 3,01%. Дальнейшее содержание окиси железа, как и оки-

	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	9,34	8,10	4,98	1,62	2,26	0,48
TiO ₂	0,10	0,0	0,0	0,10	0,0	0,10
Fe ₂ O ₃	33,62	30,11	18,54	9,16	3,01	2,63
FeO	0,40	0,48	0,23	0,27	0,11	0,14
Al ₂ O ₃	0,20	0,20	0,10	0,26	0,10	0,20
MnO	0,48	0,43	0,38	0,30	0,55	0,35
P ₂ O ₅	0,24	0,18	0,09	0,09	0,02	0,05
MgO	0,13	0,17	0,10	0,10	0,41	0,0
CaO	16,28	21,75	32,00	43,17	49,32	51,50
Na ₂ O	1,67	1,22	1,14	0,66	0,60	0,59
K ₂ O	0,36	0,36	0,28	0,12	0,10	0,10
H ₂ O ⁻	5,66	4,66	2,86	1,68	0,94	0,66
H ₂ O ⁺	8,36	7,91	4,98	3,68	1,08	2,20
As ₂ O ₅	11,70	12,49	8,65	4,45	3,40	0,76
As ₂ O ₃	1,60					1,20
CO ₂	9,45	11,50	27,00	34,00	38,30	39,50
S общ.	0,11			0,15		0,27
Σ	99,70	99,56	100,45	100,30	100,20	100,73

слительного потенциала растворов, остаются практически неизменными. Можно предположить, что процесс осаждения железа происходит по следующей схеме, объясняющей такой сложный ход Eh.

С момента излияния воды на поверхность на отрезке до пункта 9, резко окислительной обстановке поверхностных условий, раствор противопоставляет большие ресурсы растворенных закисного и окисленного железа (табл. 36), соотношение между которыми обеспечивает окислительный потенциал, равный +100 мв. На этом же участке "состызываются" два процесса — окисление двухвалентного железа до трехвалентного и осаждение гидроокиси трехвалентного железа.

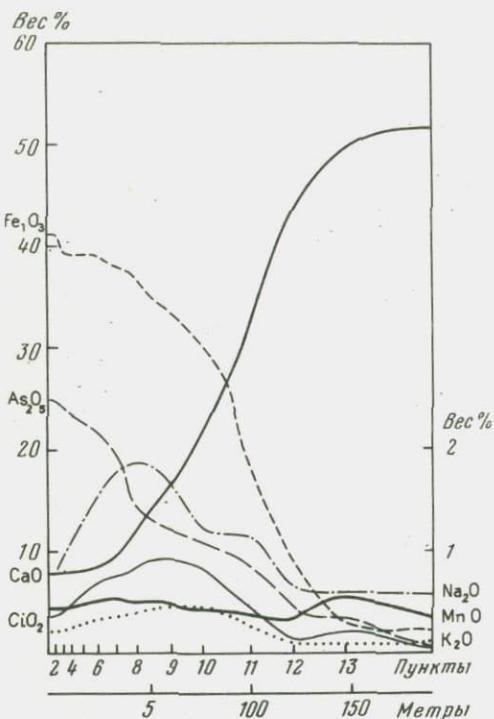


Рис. 59. Содержание отдельных компонентов в осадках из термальных вод вдоль ручья из скв. 2

При этом на первых порах осаждение осуществляется не за счет перехода двухвалентной формы железа в трехвалентную, а вследствие снижения кислотности раствора, как это следует из теоретической предпосылки Крамбейна и Гаррелса (1960) и экспериментов Н.К. Хьюбера и Р.М. Гаррелса (1960). Вероятно, что первых порах (пункты 2–7) увеличение щелочности растворов привело к столь интенсивному осаждению трехвалентного железа, на процесс окисления

двухвалентного железа не успевал восстанавливать соотношение в растворах этих двух форм железа, вследствие чего наблюдается даже некоторое снижение окислительно-восстановительного потенциала от +110 мв до +90 мв от устья скважины до пункта 7. Затем скорости осаждения трехвалентного железа и переход двухвалентного железа в трехвалентное состояние выравниваются, что обеспечивает сохранение одинакового отношения между этими ионами при общем снижении их концентрации на участке между пунктами 7–9. Дальнейшее увеличение значения Eh связано с относительным замедлением интенсивности осаждения Fe^{3+} , доминированием процесса окисления Fe^{2+} до Fe^{3+} (пункты 10–13). Сказанное одинаково справедливо и для мышьяка, находящегося в осадке и воде в двух формах, соотношение между которыми согласуется с поведением железа и ходом изменения Eh.

Приведенные в таблице 36 данные по концентрации различных форм железа в термальной воде на опытном участке в целом согласуются с ходом кривой Eh. Наблюдающееся увеличение железа в пунктах 11–15 (рис. 59) связано, по-видимому, с частичным загрязнением проб воды взвесями осадков. Изменение концентрации ряда окислов в осадках имеет столь закономерный характер, что это позволяет выделить две четкие зоны осадкообразования: рудную или железо-мышьяково-окисную и карбонатно-кальциевую. Железо-мышь-

яково-окисная зона простирается от устья скважины на расстояние 90 м вдоль термального ручья. Она подразделяется на две подзоны: кальциевых и кремнисто-карбонатных руд, с протяженностью соответственно 40 м и 50 м. Концентрация окислов железа и мышьяка в подзоне чистых руд в пересчете на сухой осадок составляет в среднем соответственно 50% и 30%. В следующей подзоне возрастает количество кремнезема и карбонатов кальция, в сумме достигающих 31% (на сухой осадок).

Карбонатно-кальциевая зона также делится на две подзоны: железо-мышьяковую и чисто карбонатную. Количество железо-мышьяковых примесей в первой в среднем 20%, во второй не поднимается выше 5%. Протяженность первой подзоны составляет 40 м, второй - более 170 м.

Фактический материал позволяет предложить и несколько иное деление осадков на зоны: железо-мышьяково-окисную и карбонатно-кальциевую с промежуточной зоной сложных осадков. Впрочем, при любом способе разделения осадков на зоны наиболее существенным остается достаточно отчетливая зависимость химического состава осадков от физико-химического состояния растворов, из которых они выпадают. Это обстоятельство наглядно демонстрируется сравнением графиков (рис. 58, 59), выполненных в одном горизонтальном масштабе. Так, "чистые" железо-мышьяково-окисные осадки выпадают из растворов с температурой 64,0° - 66,4°C, pH = 6,50 - 6,90, Eh = (+92 мв) - (+107 мв). "Чистым" карбонатно-кальциевым осадкам соответствуют несколько иные характеристики существующих с ними растворов:

$$t^{\circ} < 56^{\circ}\text{C} \quad \text{pH} > 7,6 \quad \text{Eh} > +340 \text{ мв}$$

Промежуточные типы осадков размещаются соответственно в интервале между приведенными значениями физико-химических параметров. Обращает на себя внимание антагонистическое поведение железа и мышьяка, с одной стороны, и кальция - с другой, на чем, собственно, и основано столь четкое разделение осадков на рудную и безрудную зоны. Миграционная способность кальция значительно выше, чем у железа и мышьяка (в пятивалентной фор-

Таблица 36

Содержание железа в термальной воде по ручью из скв. 2

Пункт	Fe^{2+} в мг/л	Fe^{3+} в мг/л	$\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$	Пункт	Fe^{2+} в мг/л	Fe^{3+} в мг/л	$\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$
1	1,14	1,16	1,02	9	0,18	0,08	0,44
2	0,88	0,91	1,03	10	0,104	0,09	0,87
3	0,68	0,72	1,06	11	0,27	0,26	0,99
5	0,84	0,41	0,50	12	0,048	0,63	13,24
6	0,36	0,35	0,99	15	0,048	0,71	14,80

Таблица 37

Спектральный анализ осадков из вод скв. 2

Индекс	2	3	5	6	8
Бериллий	0,008 10%	0,005 10%	0,005 10%	0,008 10%	0,005 10%
Мышьяк	-	-	-	-	-
Теллур	-	-	-	-	-
Скандиний	-	-	-	-	-
Фосфор	-	-	-	-	-
Сурьма	0,01 Сл.	0,01 Сл.	-	-	-
Тантал	-	-	-	-	-
Таллий	-	-	-	-	-
Марганец	1,0 Сл.	1,0 0,001	0,3 0,001	1,0 0,001	0,5 0,003
Свинец	-	-	-	-	-
Олово	-	-	-	-	-
Ниобий	-	-	-	-	-
Вольфрам	-	-	-	-	-
Галлий	-	-	-	-	-
Германий	-	-	-	-	-
Индий	-	-	-	-	-
Висмут	-	-	-	-	-
Молибден	0,0003 Сл.	0,0003 Сл.	0,0003 Сл.	0,0003 Сл.	-
Ванадий	-	-	-	-	-
Литий	-	-	-	-	-
Медь	-	Сл. 0,001	-	Сл. 0,001	-
Кадмий	-	-	-	-	-
Серебро	-	-	-	-	-
Натрий	0,П ⁺ -				
Цинк	-	-	-	-	-
Титан	Сл. 0,03	Сл. 0,03	-	Сл. 0,03	-
Кобальт	-	-	-	-	-
Никель	-	-	-	-	-
Цирконий	-	-	-	-	-
Магний	П 0,П ⁻				
Кремний	П П ⁺				
Алюминий	П П ⁺				
Железо	П П ⁺				
Хром	-	-	-	-	-
Кальций	П -	П -	П -	П -	П -
Стронций	0,8 0,5	0,4 0,25	0,05 0,1	0,1 0,2	0,25 0,2
Барий	-	-	-	-	-
Золото	-	-	-	-	-
Платина	-	-	-	-	-
Бор	Есть	Есть	Есть	Есть	Есть

Примечание. Прочерк в графе означает отсутствие компонента. Аналитик: О.А. Шанина.

9	10	11	12	13	14
0,008 10%	0,005 3%	0,003 3%	- 3%	- 3%	- 3%
-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-
1,0 Сл.	1,0 Сл.	1,0 Сл.	1,0 Сл.	1,0 Сл.	1,0 Сл.
0,003 Сл.	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-
0,0001 Сл.	Сл.	Сл.	-	-	-
-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-
0,0001 Сл.	Сл.	Сл.	-	-	-
0,П ⁺ 0,П ⁻					
0,01 П ⁺	0,01 П ⁺	0,005 П ⁺	0,005 П ⁺	0,005 П ⁺	0,005 П ⁺
-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-
0,2 П П ⁺	-	-	-	-	-
0,2 П П ⁺	-	-	-	-	-
0,П ⁻ П ⁺					
0,8 0,4	0,8 0,4	1,0 0,1	0,5 0,1	0,5 0,1	0,5 0,03
-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-
Есть	Есть	Есть	Есть	Есть	Есть

ме). У последних же она практически одинакова, может быть, несколько выше у железа, что определяет наличие относительно более железистых руд в средних подзонах сравнительно с первой. Так, отношение между железом и мышьяком в первой рудной подзоне равно 1,74, а в кремнисто-карбонатной — 2,60.

Поведение ряда других компонентов осадков несколько более сложно.

Максимум их концентрации падает на кремнисто-карбонатно-кальциевую подзону рудной зоны. Здесь сосредоточены наибольшие количества окислов кремния (до 9,34%), натрия (до 1,84%), калия (0,43%), и алюминия (0,86%). Повторный максимум накопления окиси кремния наблюдается в начале последней подзоны карбонатной зоны.

Сходная картина осаждения выявлена для окиси марганца: первый максимум на границе двух подзон рудной зоны и второй — в начале подзоны чистых карбонатных осадков. Таким образом, на основании приведенных материалов, можно наметить следующую последовательность осаждения ионов из свободно изливающихся Налачевских термальных вод.

Пятивалентный мышьяк-трехвалентное железо → марганец → (натрий, калий, алюминий) → (кремний, трехвалентный мышьяк) → двухвалентное железо → (кремний, марганец) → кальций.

Повторные максимумы накопления кремния и марганца не равнозначны — для кремния он относительно невелик, для марганца равнозначен первому. Осаджение железа в закисной форме имеет весьма скромные масштабы и не сопоставимо с объемом осадков окиси железа.

Все осадки, за исключением карбоната кальция, выпадают только в виде коллоидов, поэтому сорбционные процессы должны быть обязательно учитываемы при интерпретации приведенного фактического материала.

Для характеристики поведения микрокомпонентов в осадках были выполнены спектральные анализы (табл. 37). Сульфур, медь и молибден присутствуют только в железо-мышьяково-окисных осадках, а цирконий — только в карбонатно-кальциевых.

Результаты, полученные на этом опытном участке, имеют исключительно важное значение для интерпретации процессов происходящих при фильтрации вод через рудный пласт площади "Котел".

Выявленная последовательность рудоотложения отвечает естественному ходу формирования первичной зональности в рудном пласте при излиянии вод на поверхность Земли. Расшифровка дальнейших превращений возможна только при знании этого первичного состояния, служащего в роли эталона сравнения при интерпретации метасоматических явлений, происходящих внутри пласта.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ СОСТАВА ГИДРОТЕРМ В РУДНОМ ПЛАСТЕ

ВАРИАЦИИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ГИДРОТЕРМ

Сложное внутреннее строение рудного пласта обусловлено наложением на первичную зональность метасоматических процессов. Последние осуществляются под воздействием фильтрующихся растворов. Поэтому в настоящей главе ставится задача — выявить гидрохимические превращения, связанные с изменениями параметров системы в процессе фильтрации вод через свои собственные осадки.

Эта задача решается нами на термальной площадке "Котел", геология и гидрогеология которой рассмотрены выше.

Для характеристики физико-химического состояния фильтрующихся растворов из всех естественных выходов и шурфов были взяты про-

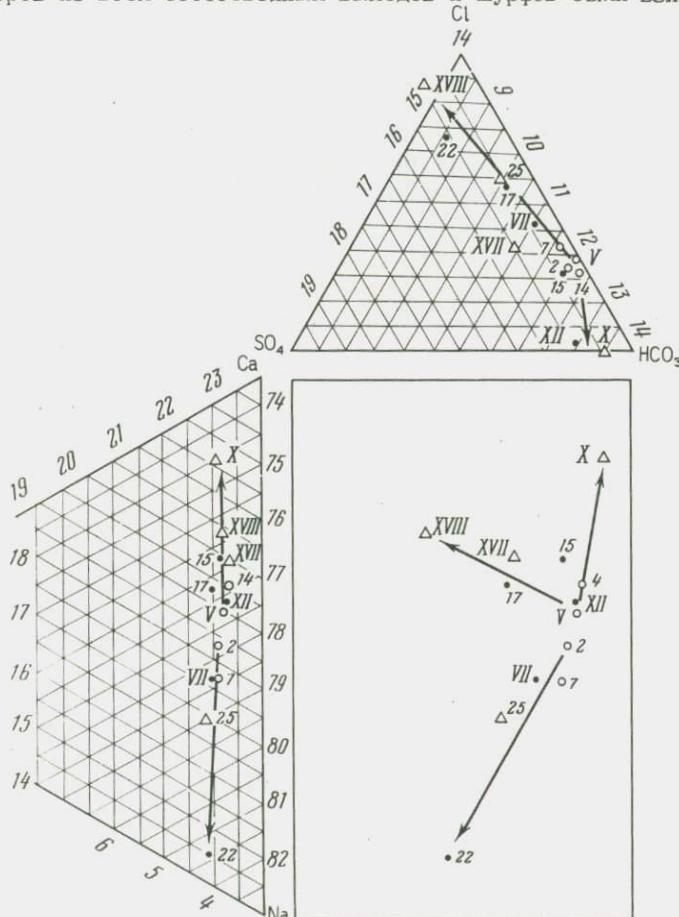


Рис. 60. Изменение химического состава термальных вод площадки "Котел" (деталь совмещенной диаграммы)

Таблица 38

Состав газов некоторых источников Налачевской гидротермальной системы
(в объемных %)

Компоненты	1	2	3	4	5	6
	?	2	1	22	1	17
CO ₂	T 74°C 90,8	T 74°C 93,43	T 72,4°C 84,70	T 61,4°C 80,85	T 53°C 80,47	T 24°C 67,57
O ₂	0,2	-	1,00	1,40	0,30	1,7
H ₂	-	-	-	-	-	-
CO	-	-	-	-	-	-
CH ₄	0,6	0,74	0,80	1,25	0,66	1,50
N ₂ +ин.г.	8,4	5,83	13,50	16,50	18,57	29,23
H ₂ S общ.	-	-	-	-	0,009	0,045
HCl	-	-	-	-	-	-

Примечание: анализы (1-6) - авторы - 1 - В.П. Пийп, 1931 г. (точное указание места отбора отсутствует); 2 - В.В. Иванов, 1951 г.; 3,4 - Л.А. Комкова, 1975 г.; 5,6 - Л.А. Комкова, 1966 г.; грифоны ?, 2, 1, 22, 1, 17.

Таблица 39

Содержание некоторых химических компонентов (в мг/л) и физико-химические

Компоненты	Пробы					
	7	V	14	22	15	25
NH ₄	12,0	6,5	1,0	5,0	1,5	5,0
Fe ²⁺	H.o.	1,1	1,3	1,1	H.o.	0,7
Fe ³⁺	H.o.	0,0	0,0	1,5	H.o.	0,6
F ⁻	0,2	0,2	0,5	0,0	0,5	0,5
As	1,2	1,5	2,5	1,0	2,0	2,0
CO ₂	150,9	215,6	163,9	64,7	181,1	60,4
CO ₂ агр. по расчету	26	43	31	20	37	11
SiO ₂	139,0	131,5	122,0	140,0	116,0	129,0
H ₃ BO ₃	398,0	406,0	396,0	406	408	410
T°C	74	72	72	71	65	62
pH	6,44	6,75	6,47	6,45	6,76	6,46
Eh, мВ (+)	98	139	173	123	313	174

бы воды на химический анализ и проведены измерения Eh и pH электрометрическим методом. Растворы относятся к углекислым (табл. 38) хлоридно-натриевым с повышенным содержанием бора, мышьяка и ряда других компонентов (табл. 39). Минерализация их колеблется в пределах площадки от 3 г/л до 4 г/л.

Общие закономерности изменения химического состава термальных вод удобно проследить на диаграммах, отражающих многомерную корреляцию между ионами, например, на треугольных и совмещенных диаграммах Дурова (рис. 60). Они показывают, что сравнительно мало меняющемся составе вод, характер этих изменений имеет вполне закономерные черты.

Особый интерес представляет положение в рое точек вод коренной струи (анализы 2, V, 7, 14). Они занимают среднее положение в рое на обоих треугольниках и квадрате. Это указывает на крайне разнообразный характер их метаморфизма. Действительно, положение таких конечных продуктов метаморфизма как воды грифонов 22, 25, X, XVII, XVIII, свидетельствует о хлоридно-щелочной, бикарбонатно-кальциевой и даже хлоридно-кальциевой тенденциях в метаморфизме вод коренной струи.

Основным следует считать хлоридно-щелочное направление метаморфизма. Оно отражает генеральную особенность процесса - разгрузку коренных вод от карбонатов. Однако на некоторых участках площади

характеристики вод Налачевской термальной площадки "Котел"

	Пробы						
	2	XII	VII	17	X	XVII	XVIII
	11,0	11,0	1,0	0,2	0,8	0,1	7,5
	0,6	H.o.	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	2,1	H.o.	0,4	1,3	2,5	0,3	0,5
	0,2	0,2	0,5	H.o.	0,2	0,2	0,5
	1,5	2,5	1,5	2,0	2,0	2,5	2,5
	155,2	77,6	86,2	99,2	90,6	64,7	34,5
	27	0	11	22	0	2	0
	H.o.	117,0	76,5	140,0	112,0	103,0	85,0
	413,0	416,0	405,5	381,0	413,0	386,0	349,0
	59	53	50	28	28,0	20	20
	6,60	6,53	6,91	6,77	7,64	7,77	7,46
	190	363	380	470	434	418	420

четко проявлена бикарбонатно-кальциевая тенденция, обусловленная некоторым растворением карбоната кальция.

Особый интерес представляет хлоридно-кальциевая тенденция в метаморфизме (шурф XVIII), обнаруженная на самой периферии площадки и связанная, возможно, с фильтрационным эффектом, механизм которого рассмотрен ниже. Следует подчеркнуть, что речь идет именно о тенденции, так как относительное обогащение кальциевым компонентом измеряется всего лишь 1,5 экв % относительно вод коренной струи и 4 экв % относительно хлоридно-щелочных вод конечной стадии метаморфизма.

ЗОНАЛЬНОСТЬ ФИЛЬТРУЮЩИХСЯ ВОД

Колебания в содержании некоторых ионов имеют не случайный характер, а связаны с метаморфизмом вод в процессе их фильтрации через осадки. Это обуславливает закономерно-зональное размещение разных типов вод в пределах рудного пласта (Комкова, 1969). pH растворов меняется от 6,42 (коренная струя) до 7,80 (рис. 61).

Окислительно-восстановительное состояние растворов вблизи коренных струй колеблется в пределах от +50 до +200 мв. По мере их удаления от подводящих трещин Eh постепенно возрастает до +470 мв, обнаруживая при этом хорошую корреляцию с возрастанием pH и падением температуры (рис. 62).

Концентрация иона хлора в коренной струе равна 1629,9 мг/л (45,94 мг-экв/л), а наибольшее значение достигает 1701,9 мг/л (48,0 мг-экв/л). Поле максимальных концентраций несколько сдвинуто по направлению фильтрационного потока от выхода коренной струи. Это, по-видимому, связано с упариванием вод коренной струи по мере их движения. Аналогично распределение концентраций бора на площадке. Поле максимальных концентраций сульфат-иона тоже сдвинуто от коренной струи по направлению движения фильтрационного потока к периферии площадки. Однако абсолютное увеличение концентраций SO_4^{2-} по сравнению с содержанием SO_4^{2-} в коренной струе (от 424,6 мг/л или 8,84 мг-экв/л до 476,0 мг/л или 9,91 мг-экв/л) больше, чем увеличение концентрации Cl^- , следовательно, оно происходит не только за счет упаривания, но и вследствие дополнительного поступления в раствор SO_4^{2-} .

Распределение концентраций NH_4^+ в значительной мере сходно с поведением Cl^- и B, однако, в отличие от последних на периферии площадки идет увеличение его, по-видимому, за счет органических процессов.

Максимальное содержание свободной CO_2 обнаруживается в воде коренной струи (до 215 мг/л) и снижается до 35 мг/л к периферии термальной площадки параллельно падению температуры фильтрующихся вод. К области выхода коренной струи приурочены участки с наибольшей концентрацией кремнезема.

При изложении результатов химических исследований будет иметь в виду тот факт, что основными условиями, определяющими ход

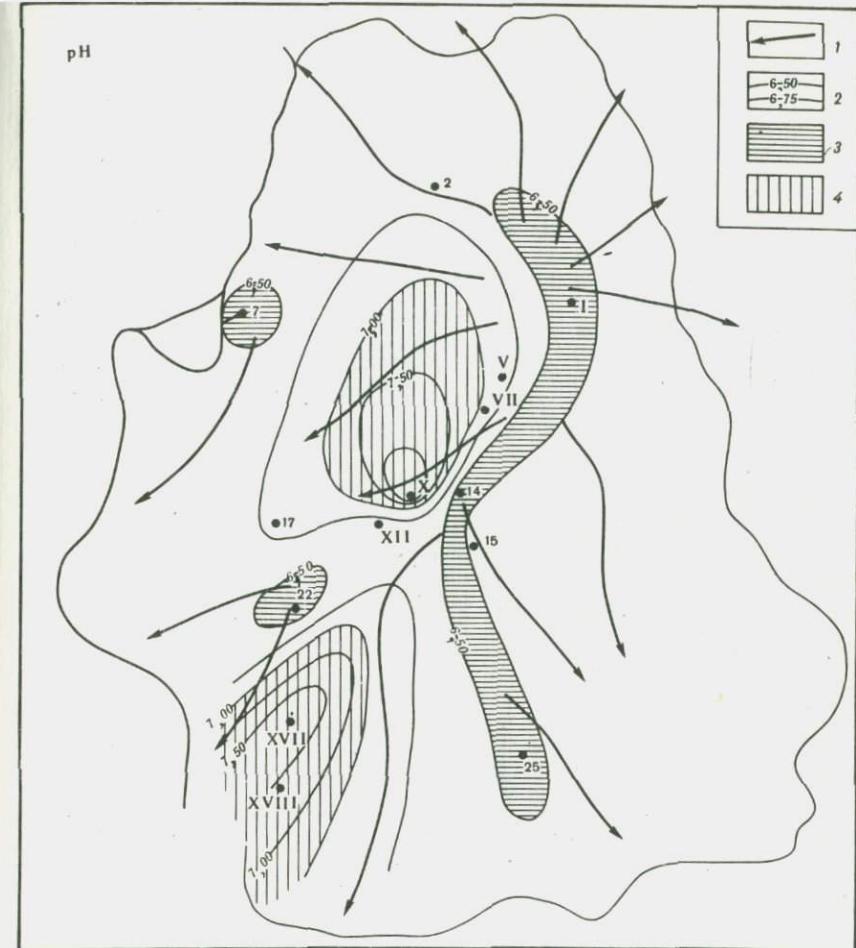


Рис. 61. Распределение величины pH в фильтрующемся потоке

1 — направление фильтрации вод; 2 — изолинии значений pH; 3 — область значений pH = 7,00; 4 — область значений pH = 6,50

минералообразования и изменение химизма термальных вод в рассматриваемом случае является нарушение карбонатного равновесия и окислительные процессы.

Как следует из вышеприведенных данных, фильтрующиеся растворы являются производными от коренной струи, поднимающейся к поверхности по разлому. Следовательно, химический состав воды из коренной струи необходимо рассматривать в качестве эталона для выявления характера превращений, связанных с миграцией растворов через толщу осадков. При миграции с водой могут происходить следующие превращения: упаривание, разбавление, дополнительное поступление ионов в раствор либо их удаление из раствора-

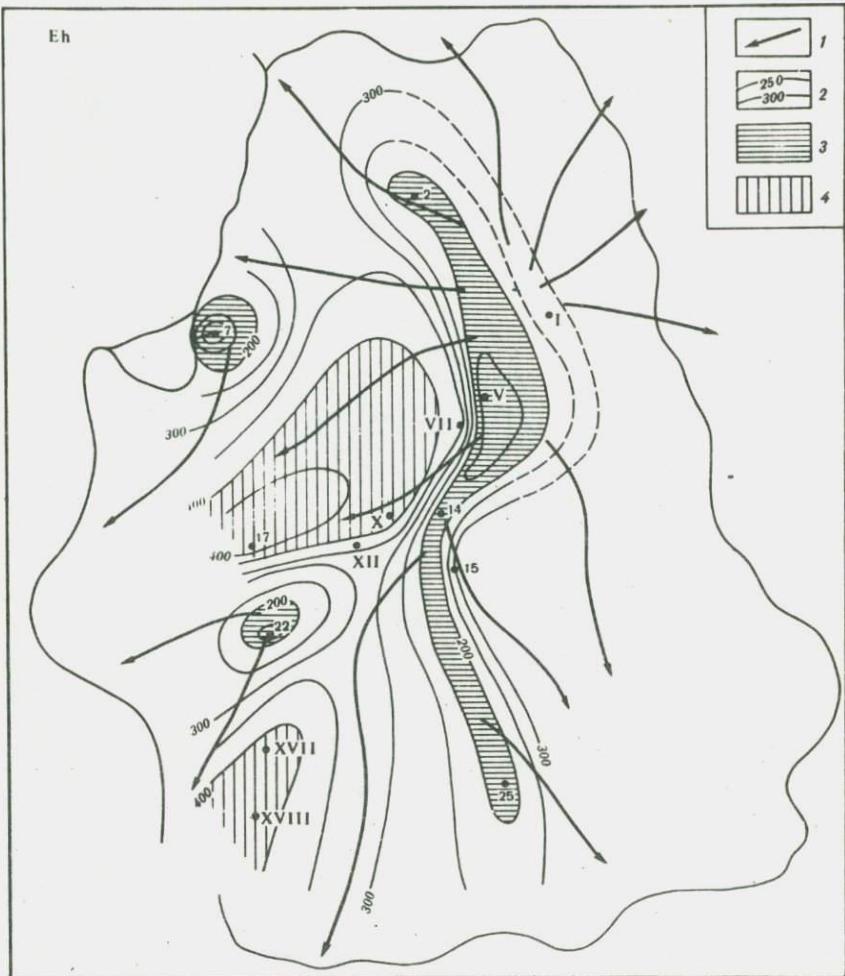


Рис. 62. Распределение величины Eh (мв) в фильтрующемся потоке
 1 — направление фильтрации вод; 2 — изолинии значений Eh ; 3 —
 область значений Eh (мв) 200; 4 — область значений Eh (мв) 400

ра. Мерой разбавления-упаривания может служить отношение концентрации хлор-иона в фильтрующемся растворе к его содержанию в воде коренной струи. Это отношение будем называть хлорным. Если оно больше единицы (1), то происходит испарение раствора коренной струи, если меньше 1, то — разбавление. Определяя аналогичным способом отношения концентраций других ионов и сравнивая эти отношения с хлорным, мы можем судить о характере химических превращений фильтрующихся растворов, т.е. об удалении или поступлении данного иона в раствор. Найдя величины отклоне-

ний от хлорного отношения для всех компонентов, мы можем построить карту изолиний для них.

Особенно интересными представляются карты изолиний $\frac{Cl_{\phi}}{Cl_k} - \frac{Ca_{\phi}}{Ca_k}$ и карта изолиний $\frac{Cl_{\phi}}{Cl_k} - \frac{(HCO_3)_{\phi}}{(HCO_3)_k} = \Delta \frac{(HCO_3)_{\phi}}{(HCO_3)_k}$. Если наложить эти карты изолиний на карту фильтрационных потоков и отделить области, на которых фильтрационный поток идет с нарастанием величины приращений $\Delta \frac{Ca_{\phi}}{Ca_k}$ и $\Delta \frac{(HCO_3)_{\phi}}{(HCO_3)_k}$, от областей, на которых идет уменьшение величин $\Delta \frac{Ca_{\phi}}{Ca_k}$ и $\Delta \frac{(HCO_3)_{\phi}}{(HCO_3)_k}$, то таким об-

разом выявляются поля растворения и осаждения карбоната кальция (рис. 63, 64). Следует отметить, что полученные поля растворения карбоната кальция совпадают с теми участками термальной площадки, где обнаружены карстовые воронки (рис. 55).

Из полученных результатов можно сделать вывод, что в настоящее время фильтрующиеся гидротермы на некоторых участках растворяют осадки, которые ранее были отложены свободно изливающимися водами.

Аналогичным образом установлено двойственное поведение железа и мышьяка: наряду с фактами несомненного осаждения фильтрующимися водами этих компонентов, выявлены отдельные зоны внутри рудного пласта, где и железо и мышьяк растворяются (рис. 65 и 66). Некоторая противоречивость данных о содержании этих компонентов в водах коренной струи находит объяснение в крайне неустойчивом их состоянии. Так, например, концентрация окисного железа снижается в воде скв. 2 втрое уже на расстоянии 15 м от устья скважины (табл. 33). Аналогично ведет себя и мышьяк. Если за исходное принять содержание окисного железа в воде на устье скв. 2, то расчеты показывают, что в точках 2, XII, X происходит существенное обогащение фильтрующихся растворов окисным железом. Именно вблизи этих точек (выше по направлению фильтрации) следует предполагать переход железа из твердой фазы в жидкую. Действительно, метасоматический вынос железа из рудного пласта зафиксирован нами именно в пределах оконтуренного поля вторичного обогащения растворов железом.

Как будет показано ниже, выявленные особенности химической зональности фильтрующихся гидротерм коррелируются с вторичными химическими превращениями среды фильтрации — самого рудного тела — и тем самым отражают их взаимное приспособление. В механизме этого приспособления определенную роль играет газовая фаза, непрерывно насыщающая растворы на разных стадиях их метаморфизма. Помещенные в табл. 35 химические анализы газов вскрывают интересную особенность газового режима термальной площадки, его химическую зональность. Зависимость между составом газа и температурой воды очевидна. По нашему мнению, эта зависимость обусловлена различным температурным ходом разви-

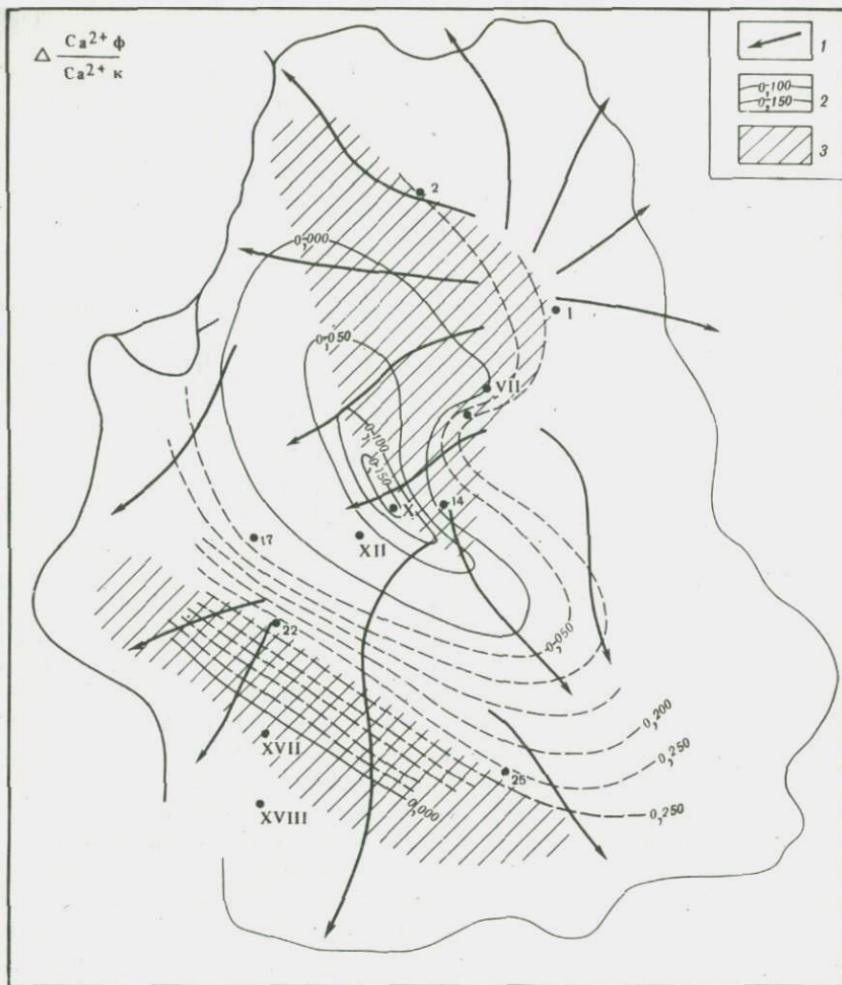


Рис. 63. Распределение $\Delta\text{Ca}_{\phi}^{2+}/\text{Ca}_K^{2+}$ в фильтрующемся потоке
1 — направление фильтрации вод; 2 — изолинии концентраций
 $\Delta\text{Ca}_{\phi}^{2+}/\text{Ca}_K^{2+}$; 3 — области растворения кальциевых осадков

римости азота и углекислого газа в воде и отражает некоторое приближение системы газ—вода к равновесным условиям.

В качестве крайнего случая мы рассчитали состав остаточного газа при растворении одного литра смеси углекислоты—азот в одном литре воды при разной температуре. Использованы табличные данные по растворимости газов в воде в зависимости от температуры (Справочник гидрогеолога, 1962). Состав реагирующей среды принят таким же, как газ коренной струи в предположении, что он отражает состав глубинной атмосферы, растворяющейся в водах

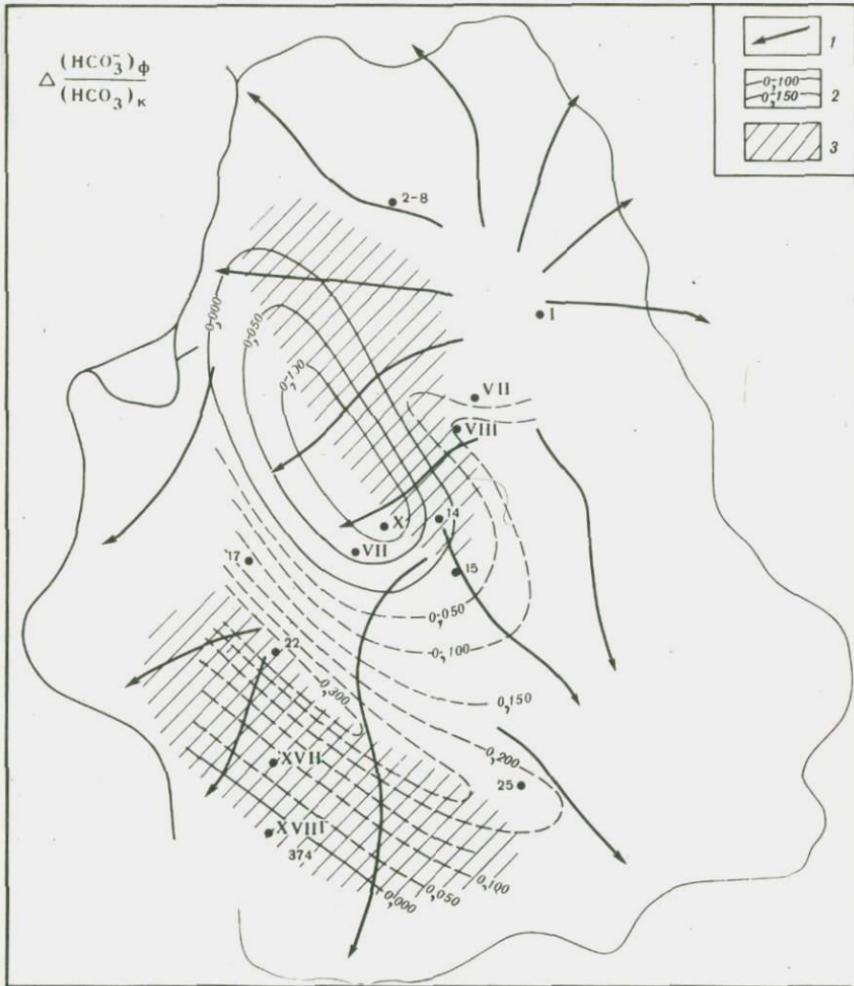


Рис. 64. Распределение $\Delta(\text{HCO}_3^-)_r / (\text{HCO}_3^-)_k$ в фильтрующем потоке
1 — направление фильтрации вод; 2 — изолинии концентрации
 $\Delta(\text{HCO}_3^-)_r / (\text{HCO}_3^-)_k$; 3 — области растворения карбонатных осадков

термальной площадки. Здесь принята упрощенная модель, согласно которой над водой поддерживается постоянное парциальное давление газовых компонентов, равное одной атмосфере. В действительности в ходе растворения оно должно меняться в соответствии с изменением объемных отношений в остаточной атмосфере, что приведет к выполнаживанию кривых на графике: остаточный газ будет медленно обогащаться азотом и обедняться двуокисью углерода. Этому ходу растворения близко соответствует изменение состава газовой фазы на термальной площадке (рис. 67).

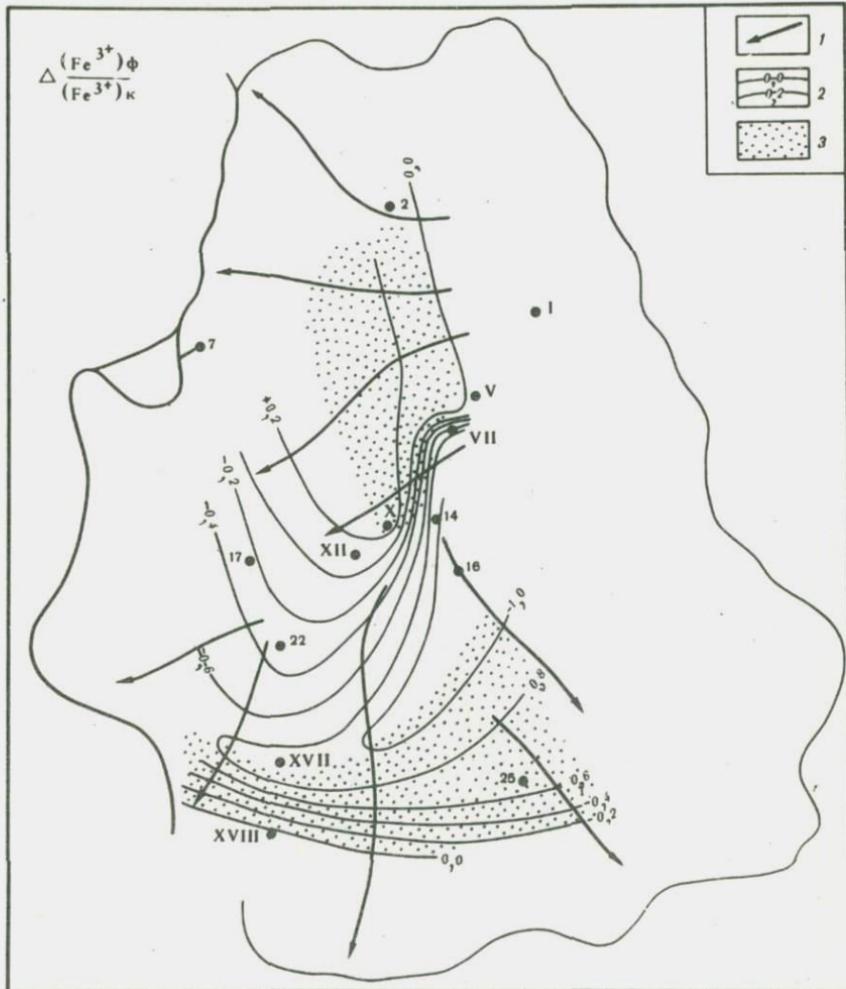


Рис. 65. Распределение $\Delta(\text{Fe}^{3+})_{\phi} / \Delta(\text{Fe}^{3+})_k$ в фильтрующем потоке
 1 — направление фильтрации вод; 2 — изолинии величин $\Delta(\text{Fe}^{3+})_{\phi} / \Delta(\text{Fe}^{3+})_k$; 3 — области растворения железо-окисных осадков

Удовлетворительное совпадение теоретических и природных составов свидетельствует о возможности использования предложенной модели для объяснения механизма взаимодействия летучей и жидкой фаз гидротермальной системы. Непосредственным результатом этого механизма является прогрессирующее, по мере охлаждения вод, возрастание их агрессивности к карбонатам кальция, вследствие непрерывного обогащения углекислотой. Карбонатная агрессивность фильтрующихся растворов будет сразу же подавляться растворением карбонатов.

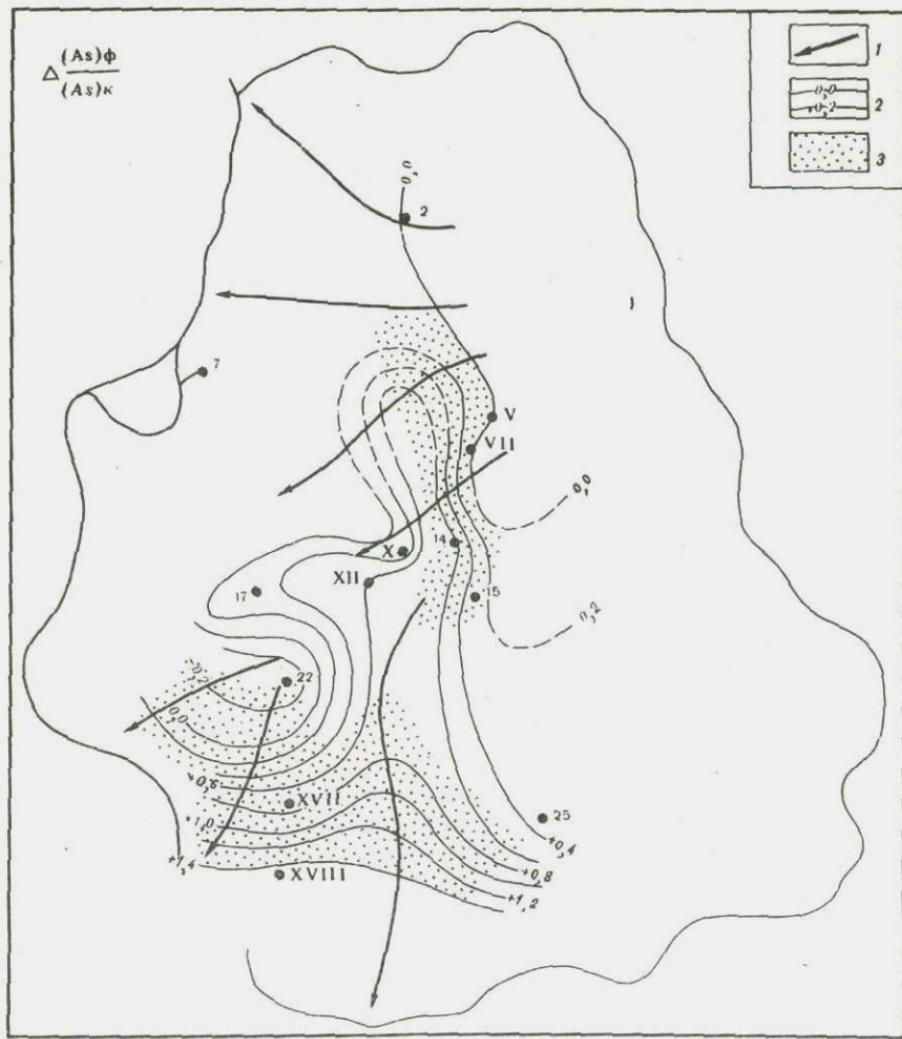


Рис. 66. Распределение $\Delta As_{\phi}/As_K$ в фильтрующем потоке
 1 — направление фильтрации вод; 2 — изолинии величин $\Delta As_{\phi}/As_K$;
 3 — области растворения мышьяка

Реализация описанного механизма в условиях термальной площадки зависит от скорости их фильтрации и охлаждения, степени насыщения глубинными газами, наличия контакта растворов с карбонатом кальция и т.д. В общем случае она приведет к появлению более или менее обширных участков вторичного насыщения растворов углекислотой и растворения травертинов.

Расчет количества агрессивной углекислоты в растворах выявил две области максимума (рис. 68). При вычислении агрессив-

ной углекислоты использовались графики Ф.Ф. Лаптева и способ расчета, описанный в "Справочнике гидрогеолога (1962)". Одна связана с коренной струей, где агрессивная углекислота содержится в количестве 26–43 мг/л, и обусловлена наличием в растворе изначально избыточных против атмосферы условий концентраций эндогенного растворения газа. Вторая область приурочена к периферии площадки (грифоны 17,22). Происхождение ее вторично – насыщение углекислотой по предложенному выше механизму. Содержание агрессивной углекислоты достигает 20–22 мг/л. Дальнейшее продвижение фильтрующихся растворов связано с повторной их дегазацией и вторичным отложением карбонатов.

Таким образом, как следует из вышеприведенных данных, фильтрующиеся растворы являются производными от коренной струи. По мере миграции через пористую среду ранее выпавших осадков они претерпевают ряд физико-химических превращений.

В высокотемпературной области растворы последовательно освобождаются от закисного железа, кремнезема и агрессивной углекислоты. Среднее значение pH возрастает от 5,9–5,8 до 6,0–6,1. Eh резко поднимается до +300, +350 мв. В содержании окисного железа, мышьяка и свободной углекислоты нет стабильности: участки с высокой концентрацией соседствуют с относительно обедненными этим компонентом растворами.

В низкотемпературном фронте фильтрующихся растворов по мере снижения температуры почти все компоненты обнаруживают либо среднее возрастание концентрации (мышьяк), либо возрастание с последующим снижением (кремнезем, окисное железо, свободная и агрессивная углекислота). В этих растворах резко возрастает pH, Eh поднимается плавно.

Заключая обзор общих гидрохимических особенностей фильтрующихся вод "Котла", еще раз подчеркнем, что все превращения вод

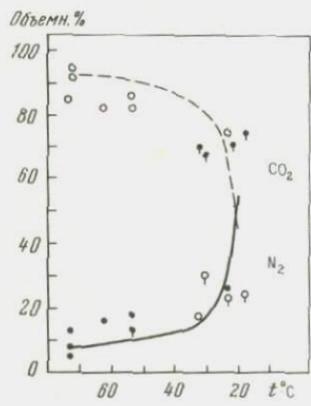


Рис. 67. Зависимость состава газов термальных вод от температуры

Светлые кружки – содержание CO_2 ; темные кружки – содержание N_2 ; кружки – газы термальной площадки "Котел"; кружки со штрихом – газы Таловых, Шайбыных и Краеведческих источников; расчетное количество в остаточной газовой смеси N_2 (сплошная линия) и CO_2 (пунктирная линия)

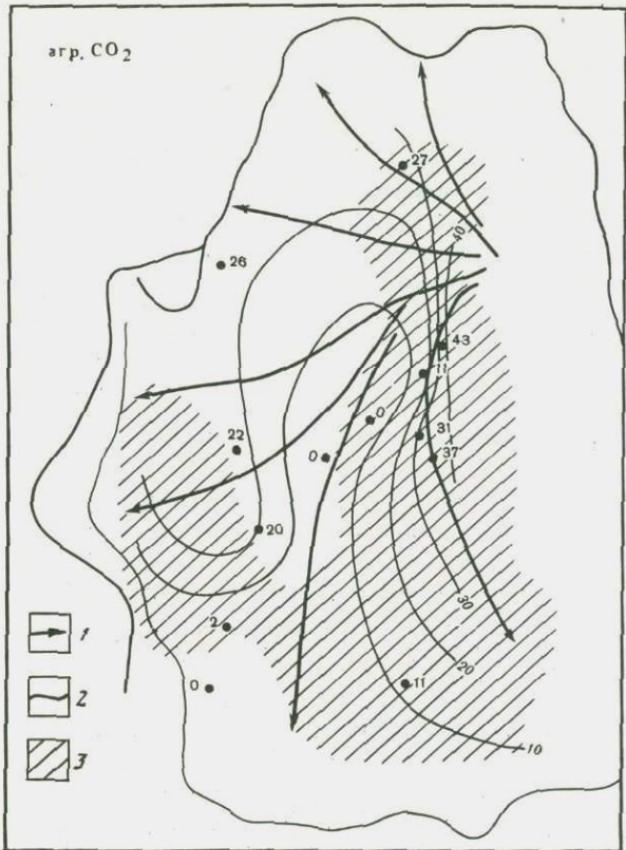


Рис. 68. Распределение концентраций агрессивной углекислоты (по расчету) в фильтрующемся потоке

1 — направление фильтрации воды; 2 — изолинии концентраций CO₂ агр в мг/л; 3 — область растворения карбонатов

реализуются как борьба, в первую очередь, между парами ионов кальций—натрий и бикарбонат—хлор, в которой магний и сульфат-ион практически остаются нейтральными. Борьба эта осуществляется процессами осаждения—растворения карбонатов кальция или примешиванием бикарбонат—кальциевых вод поверхностного происхождения. По наблюдаемому конечному эффекту (отложение карбоната кальция на больших площадях) следует думать, что конечным результатом метаморфизма вод коренной струи является обеднение их бикарбонатно—кальциевым компонентом, т.е. хлоридно—щелочная тенденция в метаморфизме должна быть превалирующей. Однако осуществляется она не в виде одностороннего процесса, а как сложное явление с возвратно—поступательными тенденциями. Конечным продуктом метаморфизма газовой фазы должны быть почти

чистые азотные струи. Рудный процесс обеспечивается столь малыми концентрациями железа и мышьяка, которые по существу не сказываются на химическом типе вод. Однако их концентрирование при осаждении и последующие переотложения приводят к ощущенному геологическому эффекту. На некотором удалении от работающей таким образом гидротермальной системы могут быть уловлены ее наиболее миграционноспособные дифференциаты — азотно-хлоридно-натриевые воды — в прямом смысле отработанные гидротермальные растворы, как это полагал А.Г. Бетехтин (1953). Другой разновидностью отработанных гидротермальных растворов могут быть хлоридно-натриевые с повышенным содержанием кальция воды — такая направленность образует одну из ветвей метаморфизма вод на термальной площадке.

Действительно, в группе Краеведческих обнаружены источник с содержанием 89 экв.% хлора и 85 экв.% щелочей (табл. 32). Это наиболее чистая от примесей хлоридно-натриевая вода в Налачевской гидротермальной системе. Примером хлоридно-натриевых вод с кальциевой тенденцией могут служить Пиначевские воды содержащие 95% хлора, 71% щелочей и 22% кальция. В газах этих отработанных гидротермальных растворов в подавляющем количестве присутствует азот или метан.

ПОРОВЫЕ РАСТВОРЫ И МЕХАНИЗМ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ТВЕРДОЙ И ЖИДКОЙ ФАЗ

При обсуждении генезиса подземных вод поровым растворам всегда приписывается решающая роль в формировании современного солевого состава вод. Поэтому необходимо подчеркнуть, что на нашем геологическом объекте имеет место случай прямо противоположный, т.е. решающая роль в образовании вод поровых растворов отдается воде коренной струи. Поровые растворы являются производными из нее и образуются в результате метаморфизации воды коренной струи, когда она приходит в тесное соприкосновение с тонкодисперсными собственными осадками. Осадки эти не имеют никакой предыстории и не могли содержать в своих порах никаких вод, кроме вод коренной струи и ее производных.

Сравнение минерализации и состава различных поровых растворов с водой коренной струи и водами фильтрующегося потока приведены на треугольной диаграмме Дурова (рис. 69). Состав и минерализация поровых растворов в одних случаях близки к составу и минерализации фильтрующихся вод, в других случаях существенно отличаются. Поэтому всю совокупность поровых растворов можно разбить на три различные типы.

К первому типу нами отнесены поровые растворы, находящиеся ниже поверхности фильтрующихся через свои собственные осадки гидротерм. Этот тип поровых растворов, будучи непосредственно связанным с водами, близок им и по своему химическому составу:

как по степени минерализации, так и по соотношению ионов. Он формируется под непосредственным динамическим влиянием фильтрующихся вод коренной струи. Представляется естественным, что ряд признаков метаморфизма фильтрующихся вод более отчетливо проявляется и в этих поровых растворах. Так, например, было установлено, что вода коренной струи в процессе фильтрации через осадки обедняется калием. Это обстоятельство хорошо иллюстрируется данными таблицы 40. Здесь в эквивалентной форме представлен ионный баланс для вод и поровых растворов площадки "Котел". За основу взяты теоретические составы воды или поровых растворов, рассчитанные на основе хлорного отношения. Теоретически рассчитанный состав растворов отражает действие только одного фактора — процесса разбавления. Величину последнего мы оцениваем по хлорному отношению в соответствующем поровом растворе. Умножая

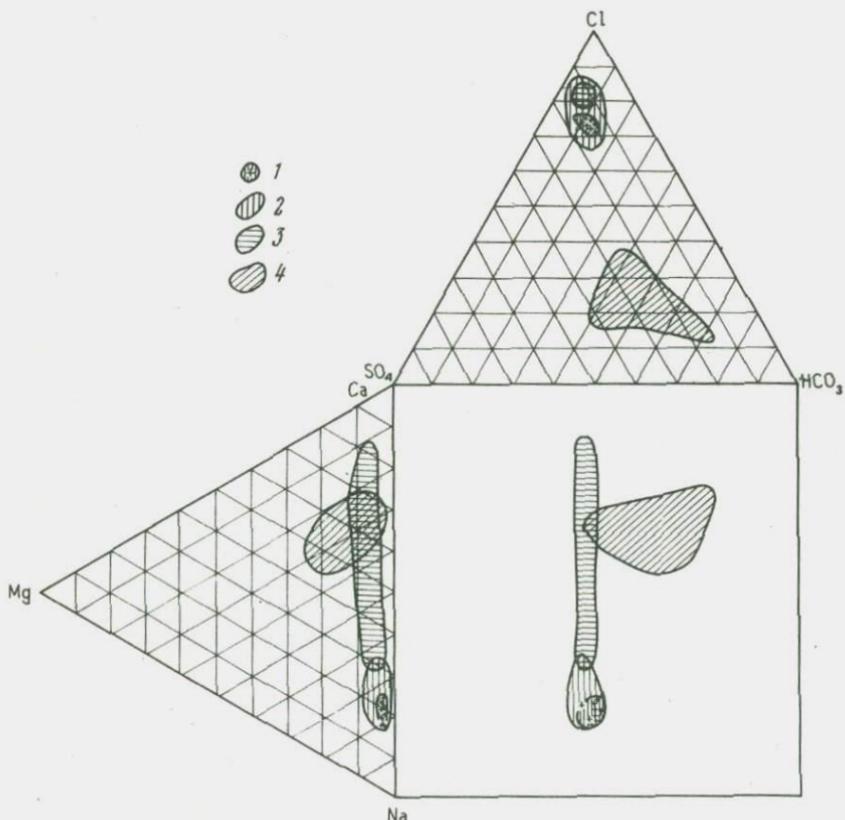


Рис. 69. Сопоставление химического состава вод и поровых растворов термальной площадки "Котел"

1 — поле термальных вод; 2 — поле поровых растворов I типа;
3 — поле поровых растворов II типа; 4 — поле поровых растворов III типа

Таблица 40

Ионный баланс в фильтрующихся водах и поровых растворах разного типа (мг-экв/л и мг-экв/кг)

Компоненты	Вода	Поровые растворы		
		первого типа	второго типа	третьего типа
K ⁺	-0,35	-1,47	-1,78	+0,40
Na ⁺	0	0	-12,65	+0,15
Ca ²⁺	-0,54	+1,52	+10,00	+2,83
Mg ²⁺	-0,07	+1,29	+1,02	+0,72
Σ	-0,96	+1,34	-3,41	+4,10
HCO ₃ ⁻	-0,72	-1,27	-3,20	+2,29
SO ₄ ²⁻	+0,11	+1,20	-0,94	+0,84
Σ	-0,61	-0,07	-4,14	+3,13
Дефицит анионов	+0,35	-0,41	-0,73	-0,97

величину концентрации каждого иона в воде коренной струи на хлорное отношение данного порового раствора, получаем теоретическую концентрацию ионов в этом поровом растворе при действии только механизма разбавления. Знак минус означает вынос иона из реального раствора, а плюс — привнос (в мг-экв). В таблице приведены средние значения.

Дефицит калия в фильтрующихся водах относительно вод коренной струи выражается величиной 0,35 мг-экв/л. В поровых растворах первого типа этот дефицит возрастает до 1,47 мг-экв/кг.

Аналогичным образом ведет себя гидрокарбонат-ион: соответственно 0,72 мг-экв/л и 1,27 мг-экв/кг. Сульфат в воде присутствует в избытке, величина которого возрастает к поровым растворам первого типа.

Вместе с тем ионы кальция и магния обнаруживают различное поведение в водах и поровых растворах. В воде они находятся в дефиците, в поровых растворах — в избытке. Это совершенно определенно характеризует суммарный эффект процессов метаморфизма вод и поровых растворов: сброс этих катионов водами и насыщение ими поровых растворов. При этом не следует, разумеется, упускать из вида, что на отдельных участках площадки выявляются и противоположные процессы, о чем была речь выше. Но в целом, конечный результат метаморфизма фильтрующихся вод состо-

ит в потере ими прежде всего карбонатов кальция: травертин – основной компонент осадков из вод. При переходе воды к иной форме существования, в виде порового раствора, наблюдается накопление кальция. Такое отклонение от "нормы" не является случайным, потому что оно закономерно повторяется и во втором типе поровых растворов, где к кальцию подключается магний.

Растворы этого типа отжаты из пород, находящихся выше поверхности гидротермального потока. Образованы они теми же водами, которые поднимаются под действием капиллярных сил в пористой среде осадков и испаряются у поверхности или смешиваются с атмосферными водами. Связь этих растворов с "родоначальными" водами осуществляется через поровые растворы первого типа, т.е. имеет не столь непосредственный и динамичный характер. Именно этот тип растворов в силу своего положения наиболее полно и выразительно обнаруживает природу химических превращений, совершающихся в условиях относительно замедленной фильтрации через породы. Обратимся к той же таблице 40.

Калий по-прежнему находится в дефиците. Следовательно, постоянная потеря калия водами, в какой бы форме последние не находились, и как бы далеко не зашел их метаморфизм, является неизменным и закономерным признаком эволюции Налачевских гидротерм. Аналогичным образом обнаруживается прогрессирующий вынос HCO_3 . На уровне существования поровых растворов второго типа, т.е. над поверхностью гидротермального потока не зафиксировано ни одного случая обогащения растворов гидрокарбонат-ионом, т.е. растворения гидрокарбонатов за счет агрессивной углекислоты. В поровых растворах этого типа обнаруживается дефицит и сульфат-иона, который до сих пор присутствовал в избытке. Но особенно значительный недостаток относительно расчетного состава характеризует поведение натрия. Его недостает до "нормы" в количестве 12,65 мг-экв/кг. Лишь магний и особенно кальций по-прежнему присутствуют в избытке. При этом количество кальция столь значительно, что можно говорить об интенсивном накоплении его в этих поровых растворах.

Создается впечатление, что при движении через породы растворы на своем пути проходят через такой фильтр или систему фильтров, которые по-разному относятся к растворенным компонентам – одни притормаживают, другие пропускают без задержки или даже ускоряют. Роль такого рода фильтров наиболее заметна на поведении тех ионов, которые испытывают существенные изменения в концентрации при переходе от одной формы миграции к другой, т.е. от вод коренной струи к поровым растворам разных типов. По существу это все ионы, кроме калия и гидрокарбонатов, которые непрерывно убывают из растворов независимо от места нахождения последних. В поведении некоторых других ионов, несмотря на наличие смены знака, все же выявляется определенная логика: вне-

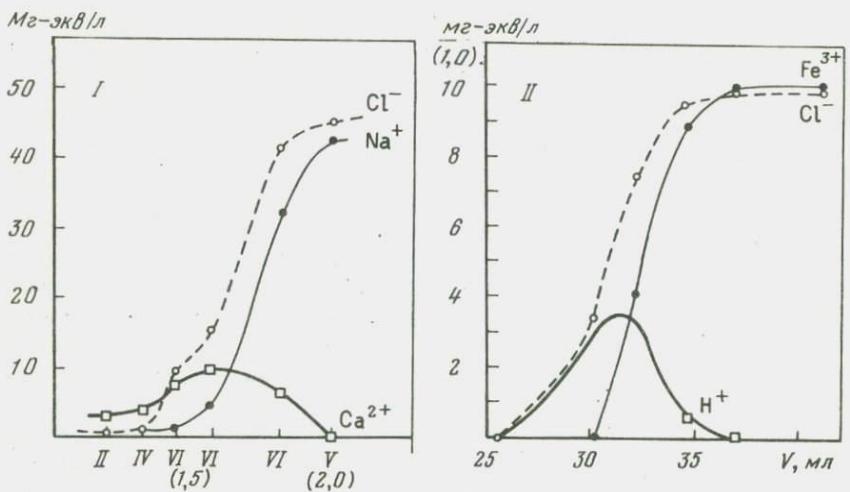


Рис. 70. Фильтрационный эффект при движении растворов через пористые среды

I — распределение концентрации хлора, натрия и кальция в поровых растворах при их миграции от зеркала фильтрующихся вод к поверхности земли (на оси абсцисс — номера шурfov и глубина от поверхности в м); II — экспериментальное воспроизведение фильтрационного эффекта В.А.Жариковым и др. (1962)

запный вынос натрия компенсируется резким увеличением избытка кальция.

Лишь при переходе к поровым растворам третьего типа отмечена полная инверсия или резкое изменение концентрации для всех ионов. Несмотря на то, что эта инверсия для части ионов находится в пределах ошибки анализа, скачкообразный переход химизма поровых растворов к гидрокарбонатно-кальциевому типу означает, по нашему мнению, принципиальное изменение поровых растворов: смену фильтрующихся растворов из коренной струи на воды поверхностного формирования. Наиболее общие закономерности метаморфизма вод и растворов осуществляются за счет изменения относительных концентраций хлора, натрия и кальция. Чтобы четче выявить особенности этих изменений, нами построен соответствующий график в координатах $\text{Cl}-\text{Na}$, Ca (рис. 70, I). График достаточно наглядно выявляет полярность в поведении натрия и кальция при переходе от фильтрующихся вод и поровых растворов первого типа к поровым растворам второго типа. Сущность этой полярности состоит в сравнительно резкой смене натрия на кальций в поровых растворах второго типа на фоне постепенного снижения концентрации хлора.

Природа этой смены внешне выглядит как классическое выражение катионного обмена. Однако по существу своему она не мо-

жет быть объяснена катионным обменом вследствие различной сорбционной способности натрия и кальция. Кальций может быть вытеснен из поглощенного комплекса натрием лишь в относительно небольших количествах да и то при условии чрезвычайно высокой концентрации натрия в растворе. Мы же имеем воды сравнительно маломинерализованные, характеризующиеся полным обращением химизма от хлоридно-натриевых к хлоридно-кальциевым.

Поиски удовлетворительной гипотезы такого обращения привели нас к концентрации "фильтрационного эффекта" (Коржинский, 1947).

На рис. 70, II приведены результаты одного из опытов В.А. Жарикова, Т.Н. Дюжиковой и Э.М. Максаковой (1962) по фильтрации раствора FeCl_3 через насыщенный водой фильтр, в качестве которого применялся тщательно отмытый порошок кварца. Эффект дифференциального перемещения катионов в этом опыте, как и в серии других, доказан. Сущность его состоит в том, что ионы хлора движутся быстрее катионов. Это вызывает, как отмечают авторы, "сопряженное изменение концентрации водородных ионов" (Жариков и др., 1962, стр. 63). Рассчитанное нами изменение концентрации водородных ионов нанесено на графике.

Если "фильтрационный эффект" проявляется при движении растворов через другие тонкодисперсные среды, такие, например, как наши (а указание на это имеется в литературе, см. выше), то мы должны получить аналогичный ход изменения концентрации ионов. Однако, в отличие от опытов с химически нейтральным кварцем, волна кислотности сразу же подавляется основаниями. В нашем случае это кальций, связанный с карбонатом. Тогда вместо водородных ионов на соответствующем графике должен располагаться ион кальция. Первая часть графика (рис. 70, I), отражающая расположение концентраций хлора, натрия и кальция в поровых растворах термопроявления "Котел", по существу и является качественной копией экспериментальных данных с заменой водорода на кальций (кальций приведен в виде остатка от количества эквивалентных сульфатам и гидрокарбонатам).

Несмотря на столь удовлетворительное совпадение графиков, речь действительно может идти только о качественном подобии, т.е. опыт и природный объект не совпадают по многих другим параметрам: исходным концентрациям, температурам, катионам, составу фильтра. Но даже такое подобие склоняет нас к принятию гипотезы "фильтрационного эффекта", действующего при формировании поровых растворов и обуславливающего ход соответствующей реакции: кислотное разложение карбонатов на фоне фильтрации. Выделяющийся углекислый газ может поглощаться поверхностными водами, которые при взаимодействии с осадками образуют поровые растворы третьего типа.

ФОРМИРОВАНИЕ РУДНОГО ПЛАСТА ТЕРМАЛЬНОЙ ПЛОЩАДКИ «КОТЕЛ»

ХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОСАДКОВ И ИХ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Как отмечалось выше, осадки по внешнему облику делятся на два типа: у грифонов и колодцев в центральной части площадки обнажаются глиноподобные и типа супеси желтые, бурые и красные породы (железо-мышьяково-окисные осадки), а на ее периферии — белые и светло-серые травертины. Переходную зону образуют бурые травертины с прослойками железо-мышьяково-окисных осадков (табл. 41).

Химические анализы (табл. 42) выявили еще один тип осадков — кремнеземистый. Он характеризуется довольно высоким содержанием SiO_2 (до 75% в пересчете на безводный состав), следующими по количеству компонентами являются железо и мышьяк, находящиеся примерно в равных соотношениях. Содержание окиси кальция в этом типе осадков минимально и не поднимается более 6,0% (в пересчете на безводный состав).

Второй, безрудный тип осадков — карбонатно-кальциевый представлен четырьмя анализами, два из которых относятся, по существу, к чистым травертинам, где содержание карбоната кальция достигает более 90%. Два других характеризуют разности, переходные к железо-мышьяково-окисным и кремнеземистым осадкам. В первой из них суммарное содержание железа и мышьяка в окисной форме в пересчете на безводный состав достигает 39%, вторая имеет кремнисто-карбонатный состав с содержанием SiO_2 и CaCO_3 соответственно 26 и 65%.

Таблица 41

Физико-химические и геологические условия существования различных типов осадков

Тип осадков	$T^{\circ}\text{C}$	pH	Eh, мв	Пространственное положение
Рудный	75–50	5,8–7,2	98	Центр площадки, вблизи от грифонов
Кремнеземистый	50–20	6,4–7,7	—	Вне связи с грифонами в зонах выщелачивания
Карбонатно-кальциевый	50	7,2–8,0	—	Периферия площадки, вдали от грифонов

Рудный тип осадков имеет весьма сложный состав. Входящие в него компоненты образуют различные комбинации, создавая тем самым большое разнообразие осадков этого типа. Основная особенность, объединяющая их в единый тип — высокое содержание окислов железа и мышьяка. В пересчете на безводный состав, сумма окислов этих элементов колеблется в пределах 49–80% (весовых). Основными примесями являются компоненты, образующие другие типы осадков, т.е. кремнезем, окись кальция и карбонат кальция.

В соответствии с этим рудный тип осадков может быть разделен на подтипы: кремнеземистый — до 28 весовых % SiO_2 , кальциевый — до 15 весовых % CaO и карбонатный — до 40 весовых % CaCO_3 в пересчете на безводный состав. Однако в некоторых разновидностях довольно высокий процент составляют Al_2O_3 , MgO , MnO .

Соотношение между малыми элементами в разных типах осадков, по данным спектральных анализов (аналитик А.М. Сапожникова), представлено в табл. 43. Можно отметить, что рудный тип осадков является основным носителем таких микрокомпонентов, как сурьмы, германий, молибден и некоторые другие. Стронций концентрируется совместно с кальцием, т.е. в карбонатно-кальциевых осадках, барий и ванадий в наибольших количествах обнаружены в связи с кремнеземистой разновидностью осадков. Ограниченностъ данных не позволяет достаточно детально охарактеризовать минеральный облик осадков, но можно не сомневаться, что именно рудный тип окажется главным вместилищем полезных микрокомпонентов. Это обусловлено особенностями его осаждения и структуры: приуроченность к резко градиентной физико-химической зоне и наличие огромной сорбирующей поверхности коллоидных частиц.

Изучение минерального состава осадков затруднено обилием аморфного и коллоидного вещества, составляющего 80–90% от объема железо-мышьяковых осадков. Рентгенографически в осадках определены скородит ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{As}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$) ривермандит ($2\text{CaO} \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$), кальцит (CaCO_3), арагонит (CaCO_3). Определения сделаны в рентгеновской лаборатории Института вулканологии (Э.И. Гребэды, Г.Н. Ковалев). Иммерсионным методом в осадках обнаружены скородит ($N = 1,700$), кальцит ($N_p = 1,496$ – $1,502$, $N_q = 1,665$ – $1,667$), арагонит ($N_p = 1,527$, $N_q = 1,683$), опал.

Наиболее широко распространенным и легко диагностируемым является кальцит. Встречена марганцевая разновидность этого минерала с $N_p = 1,490$, $N_q = 1,663$. Довольно часто в группе карбонатов кальция встречается арагонит. Следующим по количеству диагностируемым минералом является опал. Скородит образует землистые агрегаты зеленоватого и желтоватого цвета. Основная же масса вещества в осадках это коллоиды окислов железа и мышьяка. По химическому составу они аналогичны описанному Ф.В. Чухровым (1955) питтициту. Однако существует мнение, что последний не является самостоятельным минералом, а представляет собой коллоидную смесь скородитового вещества с лимонитом и отчасти с ярозитом и кремнеземом.

Таблица 42

Химические анализы осадков из термальных вод площадки "Котел", вес. %

Компоненты	Кремниевый тип		
	X	VI ₂	VI ₃
SiO ₂	67,82	58,28	57,32
TiO ₂	0,13	0,00	0,016
Fe ₂ O ₃	6,36	13,65	11,74
FeO	1,12	0,43	0,49
Al ₂ O ₃	0,78	1,38	1,58
MnO	Нет	0,85	0,14
P ₂ O ₅	0,11	0,15	0,96
MgO	Нет	0,38	0,54
CaO	3,95	3,38	5,13
Na ₂ O	0,85	0,42	0,72
K ₂ O	0,29	0,16	0,28
H ₂ O ⁻	3,62	5,46	4,91
H ₂ O ⁺	5,00	4,54	4,34
As ₂ O ₅	5,52	6,51	6,03
As ₂ O ₃	1,51	2,22	3,76
CO ₂	0,57	0,64	0,22
Cl	-	0,17	0,25
SO ₃	2,52	0,014	0,014
C _{орг.}	Нет	1,67	1,78
Сумма	-	100,30	100,22
O-Cl ₂	-	0,04	0,06
Сумма	99,58	100,58	100,16

Примечание. 7, VI, VI₂, VI₃, II, II₂, IV, V, XVII — анализатор Е.М. Филькова. VII, 14, X — аналитик Т.В. Долгова. А — по Б.И. Пийпу. Б — по Е.А. Вакину, 1963.

Железо-мышьяковый (рудный) тип				
IV	VII	II	A	7
24,44	14,80	4,52	13,14	3,68
0,04	0,29	0,015	Нет	0,00
23,61	40,06	29,11	23,80	30,57
0,07	0,37	0,89	-	0,52
5,68	0,35	3,55	21,41	0,60
4,18	0,28	0,69	0,71	0,20
0,19	0,22	0,22	Сл.	0,20
4,40	Нет	0,33	0,06	Сл.
5,30	9,46	10,57	13,02	13,02
0,91	0,84	0,42		0,72
0,36	0,33	0,12	0,35	1,48
5,28	5,00	11,90	14,46	7,98
6,19	6,25	9,11	8,70	
8,65	15,14	5,75	21,41	8,08
9,19	4,69	19,14	0,17	23,14
0,94	2,00	0,45	3,42	0,55
0,014		0,042	-	0,33
0,027	0,48	0,062	Сл.	0,09
0,65	0,0	3,29	-	1,98
100,12	-	100,17		100,02
0,003	-	0,01	-	0,077
100,12	100,56	100,16	100,01	99,95

Таблица 42 (окончание)

Компоненты	Железо-мышьяковый (рудный) тип			
	II ₂	II ₃	V	VII _I
SiO ₂	6,0	3,76	15,84	7,32
TiO ₂	0,004	0,006	0,002	0,019
Fe ₂ O ₃	31,64	31,64	27,21	32,56
FeO	0,75	0,75	0,62	0,35
Al ₂ O ₃	1,51	0,99	0,37	0,96
MnO	0,43	0,34	0,87	1,64
P ₂ O ₅	0,19	0,25	0,25	0,18
MgO	Сл.	Сл.	1,05	1,14
CaO	12,39	13,00	17,75	22,15
Na ₂ O	0,31	0,34	1,13	0,72
K ₂ O	0,14	0,33	0,33	0,18
H ₂ O ⁻	15,53	7,31	5,45	2,28
H ₂ O ⁺	3,13	7,77	4,82	4,37
As ₂ O ₅	5,25	7,82	4,36	6,56
As ₂ O ₃	19,96	23,47	7,44	3,09
CO ₂	0,40	0,88	12,00	15,80
Cl	0,014	0,007	0,62	0,248
SO ₃	0,024	0,0	0,20	0,18
C _{орг.}	2,70	1,76	0,0	0,0
Сумма	100,36	100,43	100,31	99,75
O-Cl ₂	0,003	0,001	0,14	0,06
Сумма	100,36	100,43	100,17	99,69

Карбонатный тип			
14	XVII	А	Б
4,96	25,08	0,35	0,83
0,02	0,12	Нет	0,012
18,82	0,00	1,73	0,86
0,26	1,13	-	-
0,25	1,72	Нет	2,22
0,37	0,44	0,51	0,44
0,14	0,21	-	0,023
0,06	1,36	0,39	0,47
32,42	34,86	52,25	52,4
0,69	0,80	-	Не опр.
0,33	0,18	-	Не опр.
4,34	1,15	-	Не опр.
3,52	2,20	2,01	Не опр.
12,70	0,28	1,30	1,14
3,65	0,48	0,005	Не опр.
17,11	26,50	40,45	Не опр.
-	0,085	-	Не опр.
0,42	1,71	1,12	0,95
Нет	2,09	-	-
	100,39		
	0,02	-	П.п.п. 41,16
100,06	100,37	100,11	99,685

Таблица 43

Спектральные анализы осадков из вод Налачевской термальной площадки "Котел"

	Элементы	Сурьма	Германий	Молибден	Медь	Стронций	Барий	Бор	Галлий	Иттрий	Иттербий	Ванадий
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Кремнистый тип	X VI	~0,1 ~0,03	0,001	-	0,0015 0,0006	0,1 0,03	~1,0 0,03	Есть	Сл.	-	-	0,03
Глубинные	VI	~0,05	Сл.	-	0,0015	0,05	-	-	-	-	-	-
Железомышьяковый тип	I 25	0,1 ~0,1	0,001 0,001	-	0,01	0,1 0,08	~0,1 0,01	Мало Есть	- 0,003	Есть Сл.	- Сл.	-
II	7	0,1	0,001	0,001	-	0,08	0,01	-	-	-	-	-
Поверхностные	~0,05	-	0,001	0,0003	0,1	0,03	-	-	-	-	-	-
II	Глубинные	~0,05	-	Сл.	Сл.	0,1	0,03	-	-	-	-	-
II	Глубинные	~0,05	-	0,001	Сл.	0,08	0,01	-	-	-	-	-
IV	~0,3	0,01	-	0,0015	0,0015	0,05	0,1	-	-	-	-	-
Карбонатный тип	VI	~0,3	0,001	0,001	0,0003	0,01	0,01	-	-	-	-	-
Поверхностные	22	0,03	0,003	0,003	-	-	0,03	Мало	0,001	-	-	-
	17	~0,1	0,001	0,001	0,003	0,3	~1,0	Есть	0,001	Есть	Сл.	0,015
V	0,1	-	-	-	0,01	-	-	-	-	-	-	-
2	0,03	0,001	-	0,001	1,0	0,1	Есть	-	Есть	-	-	-
14	0,03	0,001	-	-	0,3	0,01	-	-	Есть	-	-	-
XVIII	0,01	0,003	-	0,01	0,1	~0,3	Есть	0,01	Есть	Сл.	-	-
XVII	~0,03	-	-	0,0006	0,08	-	-	-	-	-	-	-

Аналитик: Шанина О.А.

ПЕРВИЧНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ РУДНОГО ПЛАСТА И МЕТАСОМАТОЗ

Для реконструкции первичной химической зональности осадков на площадке "Котел" необходимо вернуться к материалам по зональности осадков в свободно изливающихся водах скв. 2. Именно эта зональность может служить в качестве эталона "первичности".

Выше нами приводились графики распределения концентраций окислов в осадках, выпадавших вдоль дренирующей канавы (рис. 59). По оси абсцисс располагались расстояния между реальными пунктами наблюдения и сбора осадков. Для выявления общих закономерностей последовательности осадкообразования такая конкретная привязка к расстояниям от устья скважин или грифона непригодна, т.к. она зависит от дебита источника и скорости движения воды. Если перейти к графическому выражению закономерной смены одного типа осадков другим в виде коррелятивных отношений между компонентами осадка, то тем самым мы получим наиболее общую картину последовательности осаждения, независимую от случайных факторов. В качестве основы нами принята концентрация CaO которая закономерно возрастает в осадках по мере удаления от источника.

Окислы железа в эталоне (впредь будем называть так осадки скв. 2) связаны с окисью кальция обратной зависимостью. Коэффициент корреляции близок к -1,0 (рис. 71). Осадки "Котла" либо располагаются на этой линии, либо характеризуются относительным понижением окиси железа. При этом расположение точек таково, что представляется возможным описать их рой некоей средней линией, резко делящейся на два отрезка. В области малых концентраций CaO зависимость $\text{CaO} - \text{Fe}_2\text{O}_3$ прямая. Здесь располагаются осадки, неизвестные для эталона по одновременно малому содержанию окиси кальция и железа. Второй отрезок линии субпараллелен эталону, но характеризуется в среднем понижением содержания окиси железа. Интерпретация графика: вторичный вынос железа или кальция либо и того и другого из осадков "Котла" относительно эталона. Предпочтительнее второй вариант, т.е. осадки эти находятся в поле развития железо-мышьяково-окисных отложений и вынос из них одного кальция привел бы к еще большей концентрации железа. Вынос же одного железа означал бы соответствующее увеличение доли кальция, тогда как содержание последнего здесь ниже, чем в любом образце эталонной серии. Железо выносится интенсивнее.

Зависимость $\text{CaO}-\Sigma\text{As}$ в эталоне обратная, но не линейная. Коэффициент корреляции близок к 1,0 (рис. 72). Осадки "Котла" образуют рой, описываемый средней линией, которая, как и в случае с $\text{CaO}-\text{Fe}_2\text{O}_3$, состоит из двух отрезков. Частично располагается выше эталона, частично ниже. Интерпретация графика: вторичный вынос мышьяка и кальция (преимущественно мышьяка) из богатых мышьяком осадков сменяется отложением мышьяка на некотором

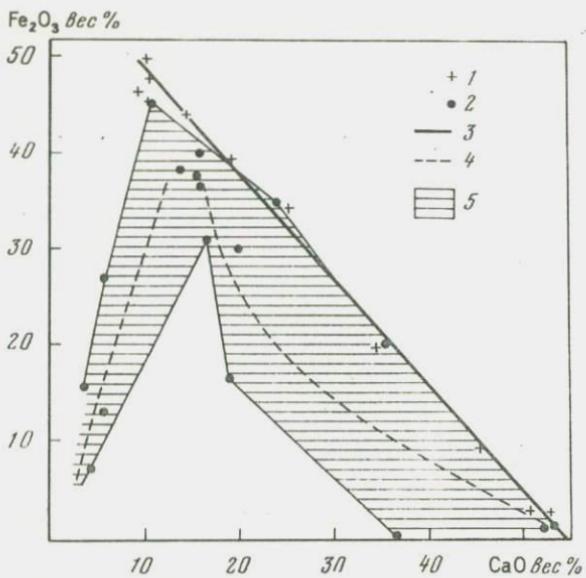


Рис. 71. Корреляция $\text{CaO}-\text{Fe}_2\text{O}_3$ в осадках термальной площадки "Котел" и из воды скв. 2 (вес. % окислов пересчитаны на безводный состав)

1 - осадки из воды скв. 2; 2 - осадки термальной площадки; 3 - линия корреляции для осадков из воды скв. 2; 4 - вариационная линия для осадков "Котла"; 5 - поле осадков "Котла"

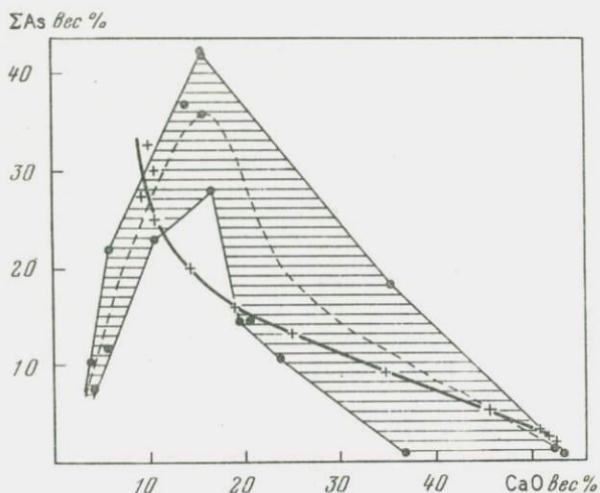


Рис. 72. Корреляция $\text{CaO}-\Sigma\text{As}$ в осадках термальной площадки "Котел" и из воды скв. 2 (вес. % окислов пересчитаны на безводный состав)

Условные обозначения см. рис. 71

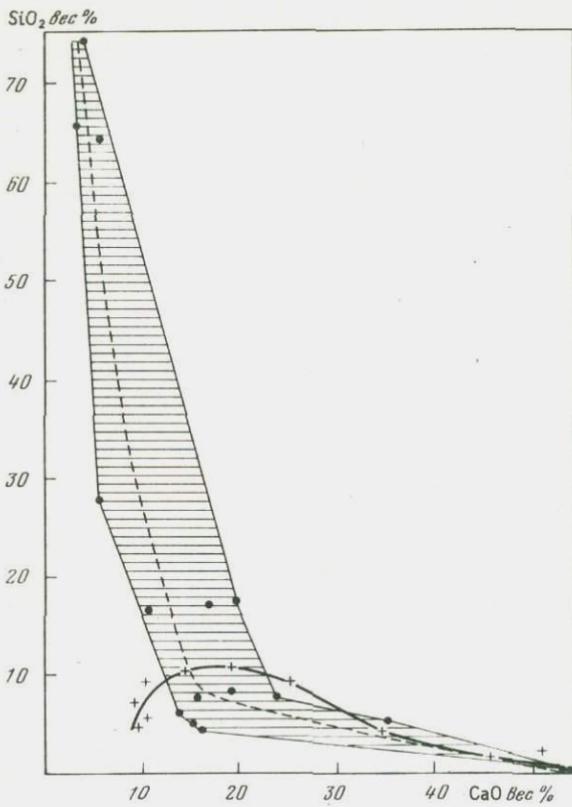


Рис. 73. Коррелиация $\text{CaO}-\text{SiO}_2$ в осадках термальной площадки "Котел" и из воды скв. 2 (вес. % окислов пересчитаны на безводный состав)

Условные обозначения см. на рис. 71.

удалении от зоны выноса, что приводит к формированию более мышьяковых, чем эталон, осадков. Выявленная зональность не может быть обусловлена перераспределением только одного компонента: для того, чтобы образовались осадки менее кальциевые, чем эталон, кальций должен быть вынесен. Но если он выносится из заданного содержащих мышьяк осадков, среди которых расположены наши аномальные породы, то столь малое содержание мышьяка в них может быть объяснено только параллельному выносу и мышьяка.

В эталоне содержание SiO_2 не поднимается выше 11%. Связь его с CaO сложная: максимум приурочен к породам с концентрацией CaO , равной 20% (рис. 73). В осадках "Котла" пара $(\text{CaO} - \text{SiO}_2)$ связана обратнопропорциональной зависимостью. Однозначной интерпретации графика не имеет: при обязательном выносе CaO возможен привнос кремнезема.

MnO, вес %

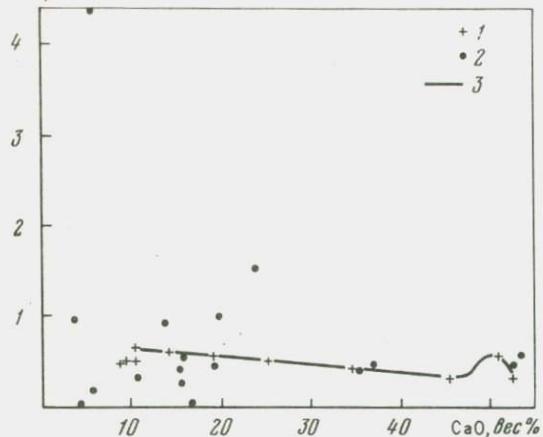


Рис. 74. Корреляция CaO—MnO в осадках термальной площадки "Котел" и из воды скв. 2 (вес. % окислов пересчитаны на безводный состав)

Условные обозначения см. на рис. 71

Таким образом, сравнение осадков "Котла" с "эталоном" скв. 2 с неизбежностью приводит к выводу о наличии явлений вторичного изменения осадков "Котла". Изменение это совершается в основном в центральной части площадки, в области первичного отложения преимущественно железо-мышьяково-окисных осадков и ожелезненных травертинов, и лишь кое-где приближается к ее периферии. Совершенно очевидно, что в этом метасоматизме первичных осадков повинны те же гидротермальные растворы, которые их ранее отложили. Метасоматоз включает в себя выщелачивание осадков, состоящее в выносе из них кальция, железа и мышьяка. Это приводит к обогащению осадков кремнеземом. Вероятно, при этом происходит также дополнительный привнос кремнезема.

Среди других компонентов гидротермальных осадков особый интерес представляет окись марганца, содержание которого на термальной площадке в одном из образцов достигает, примерно, 5% в пересчете на сухую породу. По-видимому, его накопление связано с метасоматическим преобразованием пород, т.к. в эталонных осадках скв. 2 в таком количестве он не определен. В условиях первичного отложения наблюдается средняя отрицательная корреляция окиси марганца с окисью кальция ($r = -0,48$) (рис. 74). В процессе отложения кальция наблюдаются два максимума осаждения окиси марганца: один в начальной стадии процесса, второй — в его конце, где концентрация кальция достигает максимума, т.е. садится почти чистый карбонат кальция. Здесь осаждение марганца определенно связано с его вхождением в решетку кальцита. Марганцовистые кальциты определены в осадках минералогически. Первый максимум осаждения окиси марганца связан с какими-то коллоидными формами и минералогически не диагностируется.

Отклонение от эталона в рудном пласте наблюдается именно в пределах этого первого интервала, где содержание окиси кальция минимально. Перераспределение марганца имеет хаотический ха-

рактер или по крайней мере так выглядит при столь незначительном количестве данных. На их основании, тем не менее, можно уверенно констатировать весьма ограниченные пути миграции марганца: области выноса и отложения крайне сближены и не выходят за пределы центральной части площадки, т.к. на уровне травертинов содержания не отличаются от эталонных, что прекрасно иллюстрируется приведенным графиком (рис. 74). Таким образом, первичное осадкообразование не приводит в сколько-нибудь существенному накоплению марганца. Лишь метасоматическое преобразование первичных осадков имеет своим следствием концентрирование марганца. Однако оно носит узко локальный характер и слишком сближено с участками выщелачивания, чтобы привести к геологически существенным результатам. Вывод этот основан на поверхностном опробовании месторождения, поэтому не исключается возможности более значительных скоплений марганца и железа в нижних горизонтах рудного пласта.

МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ В НЕДРАХ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ ОКИСЛЫ И МИНЕРАЛОГИЯ

Как выше отмечалось, на месторождении были пробурены четыре скважины, которые вскрыли гидротермально-измененные изверженные и осадочные породы, содержащие на разных горизонтах трещинные термальные воды. Наиболее полные и детальные разрезы были отобраны из керна скважин 1 и 2, как непосредственно примыкающих к термальной площадке "Котел". Скв. 2 на значительном своем протяжении проходит по пестрым эфузивно-интрузивным и метасоматическим породам, что делает затруднительным сравнение характера и масштаба гидротермальных изменений по вертикали. Кроме того, как показали данные по водорасторимому комплексу (рис. 77), объем изменений, связанных с современными гидротермами, в ней сравнительно невелик: мощность зоны наиболее интенсивного выщелачивания, расположенной на глубине около 70 м, не превышает 15 м. Близкие значения получаются при изучении распределения микрокомпонентов. Так, в поведении свинца, иттрия, никеля, титана, бериллия и хрома вообще не заметно сколько-нибудь существенных и закономерных вариаций в связи с глубинностью. Лишь ванадий, медь, кобальт и барий обнаруживают четкий максимум концентрации в интервале глубин 40–70 м.

Материал по скв. 1 оказался более представительным для сравнительного анализа и выявления вертикальной метасоматической зональности, связанной с деятельностью современных термальных вод. Во-первых, скважина уже на глубине 37 м вступила в диориты, из которых так и не вышла до глубины 214 м. Диориты представлены первично наиболее однородным материалом, на фоне которого хорошо

Таблица 44

Химический состав образцов пород из керна скв. 1, вес. %

Окислы	Глубина, м			
	56	64	75	91
	проба 38/63	проба 40/63	проба 44/63	проба 51/63
SiO ₂	60,92	60,12	67,94	65,22
Fe ₂ O ₃	2,77	0,70	0,25	0,29
FeO	3,01	3,58	1,92	3,06
Al ₂ O ₃	16,34	18,87	13,46	16,69
TiO ₂	0,37	0,28	0,18	0,15
CaO	4,19	1,50	0,59	0,69
MgO	3,14	3,91	2,69	4,32
SO ₃	0,16	1,96	7,02	2,86
MnO	0,09	0,03	0,01	0,07
P ₂ O ₅	0,14	0,15	0,09	0,12
Na ₂ O	2,28	0,72	0,04	0,36
K ₂ O	2,76	4,70	3,45	4,55
П.п.п.	3,26	2,91	2,75	2,08
H ₂ O ⁻	1,46	1,97	1,10	1,01
Сумма	100,89	101,40	100,39	100,46

Аналитик: Долгова Т.В. (56/63, 61/63, 65/63); Гузиева (38/63, 40/63, 44/63, 51/63, 67/63).

выявляются современные изменения. Пробурена она у северного края термальной площадки, в нескольких десятках метров от водовызывающей трещины, т.е. в зоне непосредственного теплового и химического воздействия именно тех вод, осадки из которых образовали рудный пласт термальной площадки. И, наконец, современные изменения по породам скв. 1 оказались достаточно интенсивными для надежного обоснования вертикальной зональности.

В качестве эталона сравнения для оценки характера изменений нами используется средний состав Налачевских диоритов. Он рассчитан по 15 образцам диоритов, обнажающихся в непосредственной близости от терм в пределах сводовой части Налачевского купола (рек Китхой, Вершинская). Диориты эти, как и те, что вскрыты скв. 1, размещаются в миоценовых вулканитах основного и среднего состава и вместе с вмещающими их породами пропилитизированы. Наиболее характерные ассоциации вторичных минералов, встречающихся в диоритах, представлены иддингситом, уралитом, актинолитом, кальцитом. На отдельных участках интенсивность пропилитизации возрастает и к указанной ассоциации присоединяются эпидот, хлорит,

Глубина, м			
109	154	193	214
проба 56/63	проба 61/63	проба 65/63	проба 67/63
62,92	67,58	69,38	65,76
1,48	1,51	1,14	1,85
3,33	2,62	2,67	2,70
14,62	13,93	13,25	15,31
0,85	0,85	0,72	0,27
3,70	1,27	0,91	2,28
2,33	2,07	2,70	2,31
0,16	0,11	0,14	0,05
0,18	0,20	0,11	0,13
2,86	3,19	3,13	2,29
4,20	4,91	4,11	4,44
H ₂ O ⁺ 2,47	H ₂ O ⁺ 1,38	H ₂ O ⁺ 1,37	2,05
0,41	0,48	0,58	0,52
99,51	100,10	100,21	99,51

турмалин. В истоках рек Вершинской и Желтой и на правобережье р. Китхой по диоритам развиты мощные окварцевания с серицитом и спаэзитизация-аргиллизация.

Указанные вторичные изменения размещаются на всех гипсометрических уровнях, но в вышележащие плиоцен-нижнечетвертичные образования не проникают (кроме опалитов-аргиллитов). Это дает основание считать все пропилитовые ассоциации доплиоценовыми.

Прежде всего обратимся к поведению породообразующих окислов (табл. 44, рис. 75) и сравним их со средним и "фоновым" составом Налачееских диоритов (табл. 16).

Содержание окиси кремния значительно выше не только "фонового" уровня, но и максимального содержания кремнезема в диоритах района. Процесс метасоматического и жильного окварцевания очень широко проявлен по породам гидротермальной системы. На вопрос о времени этого процесса однозначного ответа нет. Сходные химические превращения происходят в зонах, несомненно, доплиоценовых вторичных кварцитов с серицитом. Не исключено, что частично окварцевание происходит и при современном гидротермальном процессе

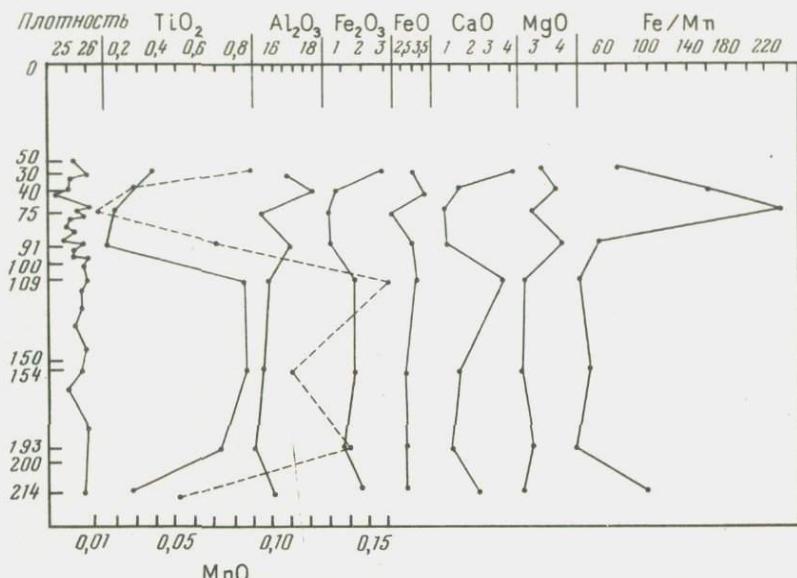


Рис.75. Поведение породообразующих окислов в недрах термальной площадки "Котел".

(жильное выполнение?). Однако масштабы его в настоящее время едва ли сколько-нибудь существенны, т.к. физико-химические свойства современных гидротерм не способствуют переносу значительных количеств кремнезема (невысокая температура, слабокислая реакция).

Поведение окислов титана и марганца идентично: близкое к фону содержание резко снижается на глубине выше 100 м. Второй максимум их содержания явно наложенного характера приурочен к забою скважины и связан с локальной трещинной зоной выщелачивания.

Содержание окиси алюминия стабильно и близко к фоновому по всему стволу скважины (несколько ниже фонового уровня). Лишь в верхней части разреза и на забое намечается некоторое увеличение концентрации алюминия. Это связано с выщелачиванием здесь других окислов, инертностью алюминия в современных растворах и как следствие этого – относительное накопление его в зонах выщелачивания,

Совершенно аналогично поведение окиси магния.

Региональное фоновое содержание окиси железа равно 2,74%, в скважине фон составляет 1,14–1,85%. Значительный его вынос наблюдается на отметках 91 м, 75 м и 64 м. Зона выщелачивания выше 56 м сменяется областью накопления. Содержание его интенсивно возрастает к поверхности, где в отложениях из термальных вод достигает более 50%. Кстати, для марганца на глубине 56 м также наблюдается смена процесса выноса на относительное обога-

щение, которое, впрочем, здесь едва только достигает фонового значения. Следовательно, окисное железо начинает высаживаться из растворов несколько раньше марганца.

Закисное железо сравнительно мало подвержено воздействию термальных вод. Стабильное содержание его прослеживается почти на всем протяжении скважины. Лишь на глубине 75 м – в зоне максимального выноса других компонентов породы – отмечено некоторое снижение концентрации FeO. Таким образом, закисное железо, наряду и вслед за Al₂O₃ и MgO, относится к инертным компонентам в процессе рассматриваемого нами гидротермального преобразования пород.

Поведение окиси кальция в целом сходно с распределением концентраций окиси железа. Средний дефицит окиси кальция по скважине составляет 3,60. Следовательно, вынос кальция современными термами происходит по всему изученному интервалу глубин. Особенно интенсивно выносится кальций из верхней зоны (40–100 м) и трещинной зоны на забое скважины (214 м).

Большой интерес представляет поведение щелочей – компонентов, несомненно, вовлеченных в современный гидротермальный процесс. По всему стволу скважины количество щелочей и их соотношение резко нарушены сравнительно со средними значениями для диоритов: натрий находится в дефиците, калий – в избытке (табл. 45). Детальное опробование с интервалом 1–40 м (в среднем 9 м) обнаруживает крайнюю неравномерность в распределении этих компонентов: на расстоянии 1–2 м содержание K₂O меняется почти на 3%, Na₂O – на 1,5%.

Изменение содержания петрогенных окислов в породах скважины связано с минералогическими преобразованиями первичной породы. Как уже выше отмечалось, первичную основу разреза в основном составляли диориты и диоритовые порфиры, интенсивно метасоматически переработанные во время миоценовой пропилитизации. Современный гидротермальный процесс наложился на уже пропилитизированные породы. Свидетельства этому сохранились в виде находящегося на разных глубинах реликтовых минералов пропилитовой ассоциации: кварц, кальцит, хлорит, альбит, адуляр, эпидот, гидрослюды и пирит. Новообразования кварца встречены повсеместно в обоих скважинах. Кальцит тоже содержится в породах на всех интервалах глубин. Однако, в отличие от кварца, он явно находится в неравновесных условиях в интервале глубин 65–100 м. В первую очередь подвержен растворению кальцит в прожилках: в кварц-карбонатных прожилках образуются пустоты с реликтовыми примазками кальцита, имеющего характерную поверхность растворения. Интересные данные о распределении карбонатов по скважине приводят С.И. Набоко (1963). Суммарное их содержание с 4,10–5,05 снижается в интервалах выщелачивания (забой и 85–55 м) до 3,07–3,78%.

Нахождение сидерита на всех интервалах глубин в контакте с трещинными растворами однозначно свидетельствует о его реликто-

Таблица 45

Определения щелочей, Cl, F и В в образцах пород из керна скв. 1.

Глубина, м	Проба	Na ₂ O	K ₂ O	Na ₂ O/K ₂ O	Cl, %	F, %	B, %
51	37/63	2,16	3,25	0,67	-	-	-
56	38/63	2,28	2,76	0,83	0,095	Нет	Нет
59	39/63	Нет	0,89	0,0	-	-	-
64	40/63	0,72	4,70	0,15	0,054	0,025	Нет
66	41/63	0,32	3,46	0,09	-	-	-
75	44/63	0,04	3,45	0,01	0,223	Нет	0,00037
83	47/63	0,14	3,33	0,04	0,141	0,152	0,00078
86	48/63	1,89	3,86	0,49	-	-	-
87	49/63	1,51	1,69	0,89	0,108	Нет	0,00062
89	50/63	1,08	4,46	0,24	0,035	0,035	0,00025
91	51/63	0,36	4,55	0,08	0,095	0,015	0,00012
	-	-	-	-	0,202	Нет	0,0001
95	52/63	2,26	1,16	1,95	0,035	0,035	0,00025
97	53/63	0,86	2,41	0,36	-	-	-
100	55/63	2,43	3,25	0,75	-	-	-
124	58/63	1,78	2,69	0,66	-	-	-
133	60/63	1,03	2,61	0,39	0,076	0,136	0,00039
173	63/63	0,65	2,61	0,25	-	-	-
214	67/63	2,29	4,44	0,52	0,159	Нет	Нет

Аналитик: Чеглецова Е.А.

вом характере. Он не только не может образоваться из современных гидротерм на глубине 22–219 м, более того, он неустойчив в них. Слабокислая реакция растворов, положительный окислительный потенциал и незначительная концентрация карбонатов в растворах делает их агрессивными по отношению к сидериту (Гаррепс, 1962).

В первой скважине пирит встречен на глубине 59 м и непрерывно прослеживается до забоя (216 м). Во второй скважине пирит содержится в керне уже с глубины 38 м. По данным С.И. Набоко, пирит встречается и на более высоких уровнях – до 22 м. Как кварц и кальцит, пирит, несомненно, относится к реликтовым минеральным образованиям. Он неустойчив в современных гидротермальных растворах. Активное разложение его и замещение гематитом наблюдается в самых верхних горизонтах скважины и местами вдоль зон трещиноватости в более глубоких горизонтах (62 м – скв. 1 и 67 м – скв. 2). Это находится в полном соответствии с физико-химическими свойствами Налачевских терм: низкая активность серы, слабокислая реакция, высокий окислительно-восстановительный потенциал.

Альбитизация и гидрослюдизация плагиоклазов, наблюдающаяся по всему стволу скважины, тоже относится нами к миоценовому процессу пропилитизации. Однако появление адуляра в прожилках с глубины 95 м частично отражает, по-видимому, более поздний процесс (Набоко, 1963). Этому не противоречит установленное нами осаждение калия современными гидротермами. Не исключается и более древний возраст адуляра. Об этом свидетельствует, во-первых, его тесная ассоциация с реликтовыми кальцитом и кварцем и, во-вторых, слишком близкое к поверхности нахождение. По наблюдениям С.И. Набоко (1963), прожилки кальцита с адуляром встречаются уже на глубине 22 м.

Реликтовыми минералами являются также эпидот (89–216 м – скв. 1 и 173–195 м – скв. 2), пренит (66–75 м – скв. 1, 61–185 м – скв. 2), актинолит (180 м – скв. 1 и 185 м – скв. 2) и частично хлорит. Последние распространены повсеместно. Оптические свойства хлорита указывают на его изменение в современных растворах. В зоне интенсивного выщелачивания на глубине 60–100 м хлориты менее железисты, чем в нижележащих горизонтах. Об этом можно судить по уменьшению показателя преломления пенинов в этом интервале глубин (Набоко, 1963) и некоторому увеличению интенсивности двупреломления.

Таким образом, с последними этапами минералообразования могут быть частично связаны кварц, адуляр, гидрослюды, кальцит и хлорит. Все эти минералы, несомненно, присутствовали в недрах гидротермальной системы и до появления в них современных растворов. Разделение их на унаследованные и вновь образованные – задача чрезвычайной сложности. Проблема усугубляется еще и тем обстоятельством, что между современным гидротермальным процессом и миоценовой пропилитизацией не было полного разрыва.

Как показано выше, структура и магматизм купола непрерывно развивались в течение всего времени от миоцена до ныне. Непрерывно существовала и гидротермальная система, лишь время от времени меняя интенсивность, физико-химические характеристики и локализацию. Гидротермально-измененные породы в недрах современной гидротермальной системы – это сложный комплекс неравновесных минеральных ассоциаций, отражающих суммарный эффект длительного преобразования пород в условиях эволюционирующей системы.

Именно с этим обстоятельством, по-видимому, связано столь глубокое преобразование диоритов, какого мы не встречали в других многочисленных случаях прерванного процесса пропилитизации. Речь идет о далеко зашедшем кремне-калиевом метасоматозе, который в таких масштабах в среднем структурном ярусе купола не встречался.

МИКРОКОМПОНЕНТЫ И ВОДОРАСТВОРНЫЙ КОМПЛЕКС

Распределение микрокомпонентов по стволу скважины четко зонально относительно поверхности земли: область контрастных зафоновых содержаний приурочена к глубине 100–60 м, ниже распределение микрокомпонентов сравнительно равномерное (рис. 76). Для верхней зоны характерно накопление хлора и бора.

Анализируя поведение других компонентов, мы приходим к выводу о резком нарушении фоновых содержаний в области гидротермального изменения пород: сравнительно спокойный ход кривых на глубине 214–100 м выше сменяется пестро перемежающимися участками выноса и накопления. Это характерно для всех изученных компонентов. Следовательно, главной особенностью гидротермального преобразования пород на микрохимическом уровне является тесно сопряженный процесс извлечения растворами микрокомпонентов и их близ-

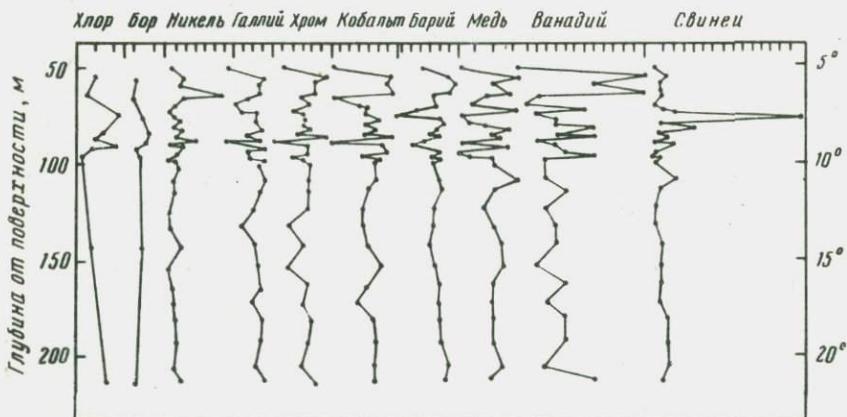


Рис. 76. Изменение относительных количеств микроэлементов в недрах термальной площадки "Котел".

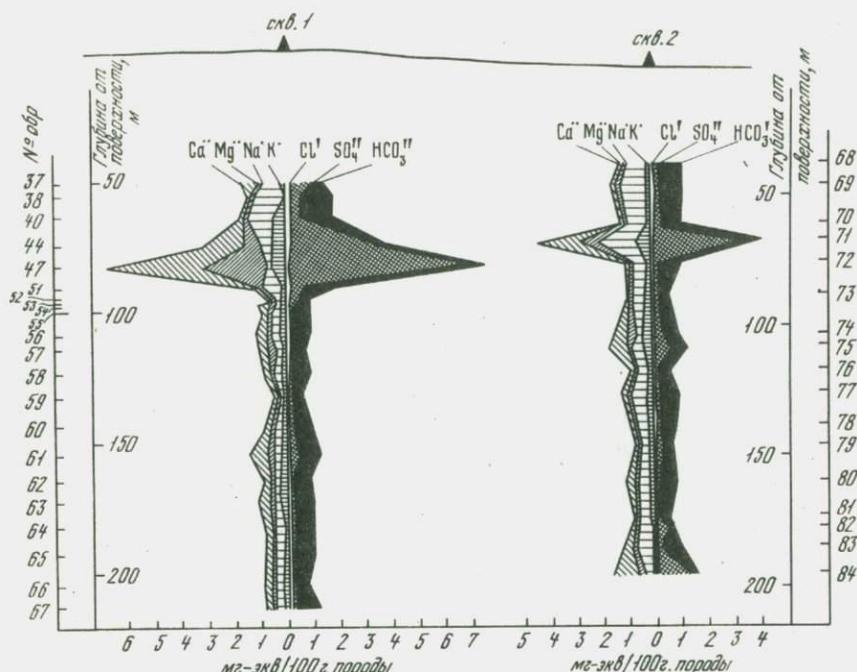


Рис. 77. Изменение состава водорастворимого комплекса диоритов в недрах Налачевской гидротермальной системы

кого переотложения. Пути миграции столь коротки, что в среднем извлеченные компоненты почти не выносятся за пределы зоны выщелачивания. И тем не менее некоторые из них обнаруживают слабо выраженные тенденции суммарного выноса или накопления. К числу компонентов, концентрация которых в зоне выщелачивания в среднем несколько снижается, относится галлий, барий, медь. Накапливается никель, ванадий и свинец. Хром кобальт остаются приблизительно на фоновом уровне концентрации.

Особенно наглядную картину современного гидротермального преобразования пород в недрах системы обнаруживает распределение по вертикали водорастворимых соединений (рис. 77).

В интервале глубин 90–60 м (скв. 1) и 75–60 м (скв. 2) наблюдается резкое изменение химического типа водных вытяжек – они становятся сульфатно-кальциевыми. Это зона интенсивного выщелачивания и окисления. Здесь происходят преобразования, родственные аргиллизации. Накладываются они на пропилитовые фации более ранних (миоценовых?) этапов проеобразования. Ниже господствует обстановка менее интенсивного выноса и частичного привноса компонентов, по роду признаков сходная с низкотемпературной пропилитизацией.

СОВРЕМЕННЫЙ РУДОГЕНЕЗ И ЕГО МЕСТО В РАЗВИТИИ ЭНДОГЕННОГО ПОТОКА ВЕЩЕСТВА И ЭНЕРГИИ

НАЛАЧЕВСКОЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЕ КАК НОВЫЙ ГЕНЕТИЧЕСКИЙ ТИП

Изучение генезиса эндогенных и вулканогенно-осадочных месторождений полезных ископаемых наталкивается на многочисленные трудности распознания физико-химической обстановки, в которой происходит концентрирование рудных компонентов. Поэтому столь велико значение информации, содержащейся в современных процессах рудообразования. Накопление ее означает создание эталонов для разных генетических типов месторождений. Особенно нуждается в этом одно из самых молодых направлений в учении о полезных ископаемых, связанное с месторождениями вулканогенного и вулканогенно-осадочного циклов. В классических сводках по полезным ископаемым им не уделяется должного внимания, что обусловлено слабой их изученностью. Частично или полностью к этому типу месторождений могут быть причислены эпiterмальные (Линдгрен, 1934), телетермальные, ксенотермальные, близповерхностные гидротермальные и экскальационные (Шнейдерхён, 1958) месторождения. Лишь в последние годы в связи с интенсивной разработкой проблемы соотношения вулканизма и осадкообразования началось изучение и полезных ископаемых, связанных с вулканизмом. Многие типы месторождений, ранее считавшиеся осадочными, получили иное толкование и классифицируются теперь как вулканогенные и вулканогенно-осадочные.

Таковы железорудные месторождения типа Ланн-Дильль (Шнейдерхён, 1958; Формозова, 1963) и джеспилитовых формаций (Точилин, 1963), месторождения марганца в вулканогенно-кремнистых и карбонатных формациях (Talliaferro a Hudson, 1943; Park, 1946; Соколова, 1963; Даценайдзе, 1965), месторождения фосфора (Шатский, 1955), бора (Орлова, 1962). Обстоятельное исследование вулканогенно-осадочного литогенеза и связанных с ним полезных ископаемых предпринято Н.М. Страховым (1963, 1965). Им отмечается, что в связи с вулканическими процессами накапливаются бор, вольфрам, мышьяк, железо, марганец и др. компоненты. Намечается общая схема вероятных физико-химических условий их концентрирования в обстановке подводного и наземного вулканизма, в аридных и гумидных областях. Работы К.К. Зеленова (1961, 1963, 1965) посвящены изучению современного литогенеза и рудообразованию в районах активного вулканизма. В них содержатся наблюдения за условиями выноса и миграции ряда компонентов в связи с деятельностью наземных и подводных гидротерм. Приведены факты накопления железа и марганца, выноса алюминия и фосфора.

Роль вулканизма в образовании месторождений полезных ископаемых неоспорима. И, как отмечает Н.М. Страхов (1963), в настоя-

шее время выявление роли вулканизма само по себе уже не может быть первостепенной задачей, центр тяжести исследований смешается в область изучения физико-химических условий вулканогенного рудообразования.

Среди современных рудообразующих процессов, связанных с вулканизмом, деятельность Налачевской гидротермальной системы вызывает особый интерес, поскольку она в известном смысле уникальна. Сами гидротермальные растворы по количеству содержащегося в них того или иного компонента и по их качественному составу не представляются сколько-нибудь исключительными. Действительно, по наличию и концентрации натрия, калия, кальция, магния, хлора, сульфат- и бикарбонат-ионов, железа, редких элементов, соединений мышьяка, бора и т.д. изученные термальные воды подобны ряду других источников вулканических областей. Однако их количественное сочетание вместе с физико-химическим состоянием растворов в области разгрузки создают столь специфичные условия и приводят к такому типу рудообразования, подобного которому среди изученных рудопроявлений не обнаруживается.

Известно, что термальные воды вулканического происхождения накапливают серу, железо, марганец, бор, ртуть, фосфор, бром, соду, серебро, сурьму, вольфрам, (Стражов, 1963; Даоценидзе, 1965). Наиболее хорошо изученные типы современного и недавнего вулканогенного рудообразования в поверхностных условиях проявлены в аридных областях на Западе США, в вулканических областях Анд и Малой Азии. Приурочены они к озерным водоемам, связанным с фумаролами и гидротермами, или непосредственно откладываются горячими источниками. Представлены они следующими наиболее типичными ассоциациями:

1. Кальцит + опал + барит + окись марганца (Унсия, США).
2. Кальцит + кварц + халцедон + псиломелан (Содавил, США).
3. Монтмориллонит + бораты кальция и натрия (Крамер, США).
4. Трона + глазерит + гауксит + галит + бура + тенардит + мирабилит + целестин + пирssonит + гейлюссит + доломит + сера + + селитра и др. (Сёрлс, США).
5. Глина + гипс + целестин + халцедон + окислы марганца (Ладлоу, США).
6. Окислы марганца + окись бария + окись вольфрама (Голконда, США).
7. Киноварь + пирит + марказит + антимонит + кварц + халцедон + карбонаты (Стимбот, США).

Как видно из приведенного перечня, соединения мышьяка среди перечисленных ассоциаций отсутствуют, несмотря на то, что рудоносные растворы содержат сравнимые с Налачевскими термами или более высокие его концентрации. Так, например, в источниках Стимбот мышьяк обнаружен в количестве 1,7–3,1 частей на миллион (Уайт, 1970), а в воде озера Сёрлс 150 (Бойко, 1963).

Существенно иные типы современного поверхностного рудообразования связаны с гидротермами островных дуг. Их отличие от описанных выше типов Н.М. Страхов объясняет влиянием гумидного климата – активное взаимодействие гидротермальных растворов с водозными водами и как следствие этого отсутствие условий для концентрирования глубинных растворов.

Здесь наиболее типичными ассоциациями осадков из термальных вод являются;

1. Лимонит (лимонитовый каскад, о. Итуруп).
2. Ярозит (вулкан Менделеева, о. Кунашир).
3. Лимонит + ярозит (Тумма, Япония).
4. Ярозит + железо–фосфатные соединения (Чиатер, о. Ява).
5. Сульфат бария + сульфат свинца + радиоактивные осадки (Хоккото, о. Тайвань).
6. Кремнистый гель (гейзерит) с примесью мышьяка, сурьмы, ртути (Узон, Камчатка).
7. Опал + кристобалит + барит + гипс + кальцит + глинистые минералы + реальгар + аурипигмент + пирит + марказит + антимонит + киноварь + борнит + метастибнит + метаборацит (Узон, Камчатка).
8. Лимонит + молибденит + халькопирит + пирит (Новое, о. Итуруп).
9. Лимонит + скородит (о. Хоккайдо).
10. Лимонит + опал + скородит + окислы мышьяка + кальцит + + окислы марганца (Налачево, Камчатка).
11. Сера + опал + алунит + сульфиды железа (в. Эбеко, о. Парамушир).

В отличие от восточной части тихоокеанского кольца и вулканических районов Малой Азии здесь основными компонентами поверхностных гидротермальных осадков являются кремнезем, окислы, сульфиды и сульфаты железа и самородная сера. Довольно часто присутствуют соединения мышьяка. Наиболее значительные скопления их обнаружены в осадках термальных источников на Узоне (Камчатка) и острове Хоккайдо (Япония). В первом случае он представлен главным образом в виде сульфидов, во втором – скородита. Однако нигде концентрация не достигает столь высоких значений, как в Налачево. Именно это обстоятельство, наряду с особенностями рудно-геохимического парагенезиса (железо + мышьяк + + марганец) выделяет формирующиеся месторождение в особый тип.

Резко отличается он и от отложений горячих металлоносных рассолов таких как Челекен (СССР), Солтон-Си (США), Атлантик, Дискавери и Чайн (Красное море). Особенно велики эти отличия для первых двух месторождений: концентрация растворов на два порядка выше, чем у Налачевских, температура выше, чем у Налачевских примерно в четыре раза (Солтон-Си), восстановительная среда, иной газовый состав, низкое содержание мышьяка, высокая концентрация цинка, меди, свинца и т.д. Все это предопределяет

отложение водами Челекена самородного свинца, сфалерита, сульфидов железа, а водами Солтон-Си – сульфидов меди совместно с опалом.

Что касается рудных рассолов, обнаруженных во впадинах Красного моря, то об истинной их природе судить трудно, так как разгрузка гидротерм осуществляется в водной среде. Основными компонентами как в Налачево, Челекене, и Солтон-Си, здесь являются хлориды натрия. Общая минерализация превышает 300 г/л, температура около 45°C, pH = 5,61, основным растворенным газом является углекислота. В растворе присутствуют железо и марганец – до 100, цинк – до 7, медь – до 1 и свинец – до 0,5 мг/л. Рудные осадки образуют четырехслойную залежь (сверху вниз):

1. железисто-монтмориллонитовый ил;

2. аморфно-гетитовый слой, сложенный аморфным лимонитом и слабо раскристаллизованным гетитом;

3. сульфидные осадки, состоящие из пирита, халькопирита и сфalerита;

4. мanganитовый слой.

Лишь аморфно-гетитовый слой по химическому составу близок к некоторым, метасоматически преобразованным железистым разностям Налачевского рудного пласта, в целом же и этот рудный парагенезис принципиально отличается от изученного нами.

Поиски аналогий среди осадков углекислых мышьяковых вод (Синегорские–Сахалин, Джульфинские и Азатаванские – Армения и др.) также показали их существенное несходство с Налачевским типом: мышьяк откладывается с сульфидной форме и в ином парагенезисе.

В связи с тем, что среди современных рудных парагенезисов отсутствуют подобные Налачевскому, нами была предпринята попытка найти ему место в общей систематике эндогенных месторождений. Поскольку главным компонентом Налачевского типа рудопроявлений является мышьяк в сочетании с железом и марганцем, поиск этот осуществлялся по линии сопоставления с разными типами мышьяковистых месторождений.

В коллективной монографии "Генезис эндогенных рудных месторождений" под редакцией академика В.И. Смирнова (1958) месторождения, содержащие скопления мышьяка, выделены среди следующих групп:

1. Плутоногенные гидротермальные месторождения: золото-мышьяковая формация.

2. Вулканогенные гидротермальные месторождения:

а) поверхностные – ртутные с мышьяком (реальгар) такие как Сульфур Бенк, Стимбот–Спрингс (США), Джульфа (Кавказ), Казыман (Турция);

б) субвулканические из золото–серебряной формации (арсенопирит) такие как Крипп–Крип, Комстон, Бессин, Буль–Доминго (США), Нагиаг (Рузыния) и из медно–мышьяковой формации типа Бьюти–Монтана (США), Церро де Паско (Перу).

3. Телетермальные месторождения: ртутно-сурьмяно-мышьяковые месторождения из киноварно-антимонит-реальгар-аурипигментовой формации такие как Хайдаркан и Кадамджай (Средняя Азия) и Ваньшань (Китай).

Несмотря на то, что эта группа месторождений обладает наименее очевидной связью с магматизмом, а порой такая связь и вовсе отсутствует, некоторые месторождения обладают наибольшими чертами сходства с Налачевским. Для них характерны следующие минеральные ассоциации: реальгар и аурипигмент + кальцит, реальгар и аурипигмент + кварц + гематит и (или) магнетит (пирит) + кальцит, т.е. повторяется парагенезис мышьяка, железа, кремнезема и карбоната кальция. Однако, как и во всех рассмотренных выше случаях парагенезис этот реализуется в восстановительной обстановке совместно с серой, что уже явно отличает эти условия от изученных нами.

Таким образом, приведенный обзор показывает, что изученное Налачевскоеrudопроявление заслуживает выделения в самостоятельный генетический тип. Его экзотичность свидетельствует не только и не столько об исключительной специфичности условий, сколько о слабой изученности мышьяковых месторождений вообще и телетермальных, в частности. Именно на стыке телетермальных, вулканогенных и вулканогенно-осадочных групп месторождений можно ожидать более широкого проявления этого типа.

О том, что формирование подобных месторождений явление вполне возможное, свидетельствует изученный нами пример. Учитывая приблизительность сделанных оценок, мы все же считаем необходимым подчеркнуть, что при достаточно длительной "работе" подобных систем могут быть сформированы месторождения промышленного значения.

ЭВОЛЮЦИЯ ФАКТОРОВ РУДООБРАЗОВАНИЯ И ИХ СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ

Изучение современных гидротермальных систем, помимо создания геолого-структурных, минералого-геохимических и физико-химических эталонов – моделей, имеет и другие аспекты. Важнейшим из них являются историко-геологический и практический. Оба они тесно переплетены и взаимно обусловлены. Действительно, от того какое место в ряду развивающихсяrudогенерирующих систем мы определим для современного процесса рудообразования сильно зависит направление исследований, ориентация поисков и усилий для хозяйственного освоения гидротермальных, в том числе, рудных ресурсов. Здесь особенно важно опираться на знания, уровень глубины и конкретности которых должен соответствовать уровню прогноза. Несоблюдение принципа соответствия низводит прогноз к простому прорицанию.

Для решения задачи об историко-геологической позиции, характере, масштабах и перспективах освоения современных рудоносных

систем необходимо определить и выделить для анализа основные факторы рудообразования. Мы можем это сделать, основываясь на опыте изучения конкретной структуры, в самом обобщенном виде изложенном в настоящей работе. Рассмотрим в процессе эволюции следующие факторы рудообразования: соотношение эндогенного потока вещества и энергии со структурами, соотношение и плотность разных форм эндогенного потока — магматизма и гидротермальной деятельности, соотношение состава разных форм эндогенного потока, концентрация и рудоносность гидротерм. Ниже будет показано, что определенные сочетания перечисленных факторов обязательно приводят к рудообразованию. Вопрос о формировании месторождений не рассматривается, т.к. не соответствует масштабу или объему выполненных исследований.

Основной и определяющей структурой для появления и существования гидротермальных систем была названа концентрически зональная куполомульда с закономерным сочетанием телескопированных поднятий и проседаний. Поднятия являются, по-видимому, реакцией среды на радиальный поток вещества и энергии, приложенный снизу к поверхности Земли и, таким образом, отражают плотность потока. Проседания имеют компенсационный характер и отражают изменения внешних условий, вызванные перемещением объемов вещества из глубин на поверхность. Они играют роль ловушек, где происходит совмещение эндогенного потока с инфильтрационными подземными водами. Оптимальное сочетание плотности эндогенного потока с размерами и динамикой подземных вод артезианского бассейна создают наиболее благоприятные условия для объемного развития гидротермального процесса в виде глубинной пропилитизации и поверхностной аргиллизации. Тектоническая активность района (разломы, вертикальные и горизонтальные подвижки) и денудация способствуют дискретному перераспределению и наложению гидротермальных фаций и фаз минерализации, в том числе в жильной корневой зоне аргиллитов-опалитов — вторичных кварцитов.

Такие благоприятные условия сложились в центре Налачевской структуры (Налачевский купол) еще в олигоцен-миоцене (?) или, точнее, в период формирования среднего структурного яруса. Существовали они и в течение верхнего плиоцена — нижнего плейстоцена, правда, в несколько ослабленном виде. Во второй половине четвертичного времени появились иные тенденции в структурном развитии — стали превалировать линейные тектонические формы. Однако еще и в настоящее время продолжает сохраняться благоприятное сочетание положительных куполообразных форм с депрессиями в сводовой части. Это было показано в главе о современном состоянии структуры.

Возможно, что инициатива гидротермальных ловушек переходит к более емким и менее промываемым депрессиям, окружающим центральный купол: Авачинско-Корякской — Арикской и Дзэндзурско-Жупановской.

Таблица 46

Эволюция некоторых геолого-геохимических факторов рудоносности в купольно-кольцевой структуре

Факторы рудоносности	Верхний мел-пaleоген	Олиго-цен-миоцен	Плиоцен-нижний плейстоцен	Средний плейсто-цен-верхний плейстоцен	Голоцен
Объем (числитель) и площадь (знаменатель) магматических пород, тыс. км ³ и тыс. км ² *	0 / 0	33,7 / 7,5	39,0 / 7,5	1,2 / 1,0	0,1 / 1,0
Плотность потока магматических расплавов км ³ /10 ³ лет·10 ³ км ² **	0 / 0,035	0,264 / 0,130	0,202 / 0,100	0,400 / 0,165	1,335 / 0,550
Оксисленность магматических пород Fe ₂ O ₃ /FeO	0,72	0,77	0,98	1,10	1,13
"Коэффициент гранитизации"**		26	25	32	18
Температурный градиент °C/100 м*		10–40	5–20	< 20	2–10
Водорасторимый комплекс мг/100 г ***					
минерализация	46,3 / 39,3	54,7 / 39,6	46,6 / 65,6	52,9 / 229,7	66,3 / 166,5
хлор	2,4 / 2,4	2,3 / 1,2	2,6 / 2,6	3,9 / 5,5	5,1 / 23,7
сульфат	5,0 / 11,1	7,8 / 12,9	11,8 / 23,7	13,8 / 154,5	13,6 / 30,4

* Данные относятся только к центру структуры – Налачевской структурно-фацциальной зоне.

** Числитель – Налачевская зона, знаменатель – структура в целом.

*** Числитель – магматические породы, знаменатель – вторичные кварциты.

Это тем более вероятно, что в сторону этих депрессий смещены и современные центры наибольшей плотности эндогенного потока.

Что касается других подобных структур Камчатки, то в наиболее выгодных условиях в этом отношении находится Паужетская, Больше-Семячикская и Узонская. Здесь структурная ситуация сопоставима с миоценовым состоянием Налачевского купола.

Другим важным условием развития гидротермальных и рудообразующих процессов является оптимальное соотношение разных его форм, в первую очередь, интенсивности и фацциального сос-

тава магматизма со структурами и гидротермами. Некоторые представления о развитии этих факторов дает табл. 46. Объем магматических пород или площадь их распространения мало показательны в этом отношении, так как не учтен фактор времени. При отнесении массы магматических пород к единице времени в рамках Налачевской кольцевой структуры получаем объективную картину развития интенсивности вулканизма. Максимальных значений она достигает в голоцене, а первый максимум относится к миоцену, т.е. ко времени наибольшей интенсивности гидротермальных процессов.

Аналогичная картина получается при рассмотрении только центральной части Налачевской структуры собственно Налачевской структурно-фациальной зоны с куполом, занимающим основную часть ее площади. Это обстоятельство в сочетании со структурными условиями делает настоящее время весьма благоприятным для развития гидротермального процесса.

Ранее нами была показана коррелятность вторичных кварцитов – аргиллитов с интрузивными фациями магматизма (Масуренков, Егоров, 1969). Новые данные, приведенные выше, подтверждают и объясняют это. Следовательно, отсутствие близповерхностных интрузивных фаций в плиоцене следует рассматривать как отрицательный фактор. Однако у нас есть основания предполагать начало интрузивной деятельности во второй половине плейстоцена. Об этом свидетельствуют некоторые геофизические (Горельчик, Зобин, 1971) и петрографические (Масуренков и др., 1973) данные, указывающие на вступление в fazу формирования интрузий вулканического пояса в целом и, в частности, Налачевской структуры.

Состав магматических пород тоже является показателем интенсивности гидротермальных процессов. Широко известен парагенезис обширных полей гидротермально измененных пород с вулканитами, экструзиями и субвулканическими интрузиями гранитоидного состава. Эволюция состава Налачевских магматических пород показывает на средний – верхний плейстоцен как на время, наиболее благоприятствующее проявлению гидротермальной деятельности (табл. 46).

Снижение "коэффициента гранитизации" в голоцене связано со смещением вулканизма к востоку в район субокеанической коры и в этом отношении не показательно для центра купола. Следовательно, и по вещественному параметру магматизма вторая половина четвертичного времени в Налачевском куполе для рудообразования не противопоказана.

Наиболее подвижные и наиболее ответственные за рудообразование фрагменты эндогенного потока – гидротермальные растворы и магматические летучие – меняются в ходе развития в направлении увеличения общей минерализации и содержания комплексообразующих анионов хлора и серы. Это отчетливо выявляется анализом водорастворимых соединений в магматических породах и вторичных кварцитах – аргиллитах. Для характеристики современного этапа

взяты водные вытяжки из отжатых от поровых растворов при давлении до 2000 кг/см² рудных осадков термопроявления "Котел" (табл. 46). Рост минерализации и изменение состава водных вытяжек не может быть следствием степени промытости, возрастание которой можно предположить для более древних пород. Промывание пород инфильтрационными водами и извлечение растворимых соединений сопровождается окислением пород. Приводимые в табл. 46 данные о средней степени окисленности магматических пород разных ярусов исключает влияние такого механизма на минерализацию и состав вытяжек. Следовательно, их изменение прямо и непосредственно отражает изменение состава глубинных эманаций, насыщающих силикатные расплавы и подземную гидросферу. В настоящее время состав этих эманаций не свидетельствует о возможности снижения их рудоносных свойств сравнительно с эпохой интенсивного рудоотложения.

Непосредственное сравнение концентрации рудных компонентов в современных гидротермах с их концентрацией в гидротермальных рудоносных растворах, изученных по включениям в минералах, обнаруживает их большое сходство (Набоко, 1974; Голева; Сущевская, 1974).

Наконец, в настоящей работе показан конкретный пример современного рудообразования. Интенсивность его чрезвычайно высока: работа системы в течение времени, сравнимого с длительностью формирования эндогенных месторождений (1–10 млн. лет, по В.С. Голубеву и др., 1974) привело бы к формированию уникального по масштабам месторождения.

Все эти факты указывают на высокую вероятность начала новой эпохи рудогенеза во второй половине плейстоцена. Ее масштабы и особенности пока не могут быть оценены в полном объеме, однако уже сегодня ясно, что условия для образования руд в современную эпоху сравнительно с прошлыми изменились. Возросшие вертикальные поднятия привели к заметному охлаждению и окислению приповерхностных горизонтов коры вследствие увеличения мощности зоны свободного водообмена холодных инфильтрационных вод. Это должно было привести к среднему увеличению глубинности сульфидного рудообразования, к изменению характера и положения физико-химических барьеров, так как соотношения между давлением, температурой, окислительно-восстановительным потенциалом и концентрацией растворов стали иными. Одним из следствий этих изменений является накопление железа и мышьяка в окислительной форме в поверхностных условиях. В миоцене эти элементы высаживались только в сульфидной форме, на глубине сотен – первых тысяч метров. И здесь важно подчеркнуть другое: изменение этих условий может изменить лишь уровень и форму осаждения рудных элементов, находящихся в равновесном состоянии в глубинных гидротермах системы. Оно не в состоянии удержать их в растворе при выходе последнего на поверхность, т.к. здесь происходит полное разрушение глубинной системы и приобщение ее к равновесиям поверх-

ностных вод. В этом смысле поверхностное рудообразование одновременно является и последним для данной гидротермальной системы. Но оно может быть и не первым. Обработка многочисленных вертикальных рядов зональности геохимических ореолов гидротермальных месторождений показало, что мышьяк, когда присутствует, всегда бывает последним или предпоследним (перед барием или сурьмой) в этих рядах, но никогда – единственным. Ему предшествуют ртуть, серебро, свинец, цинк, золото, медь и др. элементы (Григорьян, 1973). Эти данные свидетельствуют не о рассеянии рудных элементов современными гидротермами, а о завершении в поверхностных условиях процесса их концентрирования, начавшегося на глубине.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Закономерности строения и развития геосинклиналей, связанного с ними магматизма, сопутствующих метаморфических формаций и гидротермальных проявлений изучены с полнотой, достаточной для представлений о самых общих чертах эволюции подвижных зон и земной коры в целом. Но целое состоит из частей. Подобно тому, как свойства материи постигаются в мире элементарных частиц, поиск и изучение элементарных структур Земли несет сведения о закономерностях формирования и развития планеты. К числу таких элементарных структур относятся и кольцевые структуры. В этом убеждает нас их достаточно автономный характер при тесной связи с общим структурным планом региона, широкое их распространение и чрезвычайно большая роль в структурной и вещественной эволюции подвижных поясов.

Располагаются они преимущественно вдоль осевых зон мобильных областей. Особенно наглядно иллюстрируют пространственное положение купольно-кольцевых структур островные дуги. Здесь почти каждая группа вулканов располагается в центре такой структуры, образуя отдельный изолированный остров — сводовую часть купола. Цепочечная локализация подобных структур связана также с поперечными глубинными разломами, узлы пересечения которых с продольной системой характеризуются наибольшим размахом вертикальных движений.

Длительность существования кольцевых структур соизмерима с периодом активности геосинклинальной системы, охватывающим несколько принципиально разных этапов развития от собственно геосинклинального до орогенного и даже посторогенного. Это обстоятельство свидетельствует о связи купольно-кольцевой структуры с факторами более общего характера, чем те, которыми вызвана поэтапная специализация мобильной зоны. В иерархической геосинклинальной системе купольно-кольцевые структуры связаны не с отдельными этапами развития последней, а со всей системой в целом.

О размерах кольцевых структур уверенно можно судить только по их диаметру. В изученных нами случаях он составляет не более 200 км и всегда укладывается в поперечнике материнской мобильной зоны. Пример Налачевской структуры показывает, что глубина возмущений, связанных с кольцевой структурой, достигает по меньшей мере 150–200 км. Форма асеймичной области в ее недрах

наводит на представление о всплывающем диапиром куполе или асгенолите. Имеющиеся информации по этому вопросу для строгих выводов еще недостаточны. Интересны сведения о внутреннем строении кольцевой структуры. На поверхности обнаруживается концентрическая перемежаемость относительно приподнятых и опущенных зон, подобно волновой картине на поверхности жидкости. В более глубинных горизонтах, соответствующих верхней мантии, выявлена неоднороднослойная структура с плотностными инверсиями. В целом физические свойства диапира в основании кольцевой структуры свидетельствуют об ультраосновной природе вещества, слагающего его, и об отсутствии значительных полосгей, заполненных более кремнекислым расплавом. Изометрическая концентрически-зональная индивидуализация кольцевой структуры сочетается с региональной линейностью таким образом, что без специального анализа не всегда четко выявляется. Тем не менее, эта зональность содержится не только в структуре, но и в литогенезе, интенсивности магматизма, гидротермальных процессов и их геохимии.

При анализе динамики развития кольцевой структуры установлено, что основным движущим фактором являются вертикальные движения. При этом наблюдается общая сопряженность знака и интенсивности движений в кольцевой структуре с ходом развития геосинклинальной системы. Ускорение и замедление движений, обращение их знака в целом соответствуют известной эволюции геосинклинального развития. Однако в них вносится своя ритмичность, отражающая концентрическую зональность и центростремительность ее формирования. Вследствие этого происходит последовательное сокращение площади, вовлекаемой в каждый следующий ритм. При этом сокращается и его длительность, что свидетельствует об общем усложнении и миниатюризации процесса развития концентрически-зональной структуры.

В развитии магматизма также наблюдается четкая картина центростремительного смещения активности, сочетающегося с региональной линейной неоднородностью. В нашем примере наиболее ранние проявления магматизма сосредоточены на крайней периферии структуры (верхний мел-палеоген). Миоценовый магматизм активно проявился по всей площади структуры, в наибольшей степени концентрируясь все же вблизи от ее центра. В плиоцен-четвертичное время главная арена вулканизма — центр структуры. Региональный фактор выразился в последовательном смещении области наибольшей магматической активности с запада на восток. Сочетание региональных и локальных особенностей магматизма обусловило некоторую эксцентричность структуры — наличие реликтового океанического "темени" в ее юго-восточной части, примыкающей к океану. Это связано с тем, что магматизм в изученный период жизни структуры проявляется в качестве одного из факторов гранитизации коры. Мерой гранитизации может служить содержание в магматических породах кремнезема и щелочей. Она протекает в полном соответствии с указанной концентрической и линейной зональностью: на-

расгает к центру структуры и к региональной осевой линии, проходящей вдоль всей Курило-Камчатской зоны. Поведение окиси кремния и окиси калия в продуктах магматизма указывает на крупные ритмы, в течение которых магматические системы интенсивно насыщаются этими компонентами. При этом наблюдается некоторое опережение кремнекислотной волны и частичное несовпадение кремниевой и щелочной зональностей. Все это, по нашему мнению, свидетельствует о первичности факторов пространственного и временного распределения указанных компонентов и вторичности магматических расплавов, лишь отражающих эти первичные факторы. Указанные факторы рассматриваются нами на основе представлений об эндогенном потоке вещества, мигрирующего фильтрацией и диффузией из недр структуры к ее поверхности.

Аналогичным отражением эндогенного потока вещества и энергии является гидротермальная деятельность. Максимум ее развития соответствует наибольшей плотности потока у поверхности Земли, что сопряжено с подъемом зоны магмообразования в верхние горизонты коры и формированием здесь гипабиссальных и субвулканических интрузий. Отсюда следует известный парагенезис гидротермальных проявлений с близповерхностными интрузиями гранит-диоритового состава – плавление верхних горизонтов коры.

Для развития гидротермального процесса и связанного с ним рудообразования большое значение имеет также структурная предпосылка, обеспечивающая образование над эндогенным потоком замкнутого бассейна подземных вод –ловушки эндогенных энергии и вещества. В качестве такой предпосылки выступают изометричные отрицательные структуры в своде купола: мульдообразные депресии, грабены, кальдеры. Таким образом, основной формой гидротермального процесса у поверхности Земли в кольцевых структурах является объемно-метасоматическое преобразование пород в процессе фильтрации вод поверхностного происхождения, содержащих эндогенный флюид. Вещественным результатом подобного преобразования становятся пропилиты, вторичные кварциты, аргиллиты, кремнистые мегасоматиты современных рудных осадков из терм и кремнистые фрагменты вулканогенно-кремнистых формаций прошлого. Всех их сближает относительное накопление кремнезема и щелочей. Это дает основание рассматривать перечисленные типы гидротермальноизмененных пород в качестве разных форм общего процесса "гранитизации". Последняя понимается, таким образом, не в узко петрографическом смысле, а как процесс преобразования пород в направлении от базитовых к гранитоидным химическим и физическим свойствам (некоторые черты химического состава и плотность).

Комплекс геологических явлений, формирующих лицо кольцевой структуры, реализуется как взаимосвязанная и взаимообусловленная цепь событий, составляющих единую совокупность процессов, подобных функциям живого организма. Так, например, положительные и отрицательные вертикальные движения взаимосвязаны таким образом, что одна форма стремится компенсировать другую: на своде возни-

кает депрессия, в депрессии — купол, на куполе — кольцеры, т.е. одна гектоническая форма не может существовать без другой и тем самым они предопределяют возникновение друг друга. Но процесс развивается направленно, поэтому он конечен.

Связь магматизма с вертикальными гектоническими движениями сложна. Несомненно, расплавы начинают достигать поверхности (а может быть, и возникают) только при общих положительных движениях. По существу, их подъем является одной из форм миграции вещества к поверхности, по-видимому, одной из наиболее радикальных. Вместе с тем, включение этой формы движения вещества сопряжено со снижением темпа гектонических поднятий вплоть до полной компенсации. Именно поэтому на поверхности подобные компенсирующие движения воспринимаются как отрицательные. При этом необходимо учитывать относительность подобных отрицательных форм, связанных с вулканизмом: в целом они все равно остаются положительными сравнительно с исходным уровнем структуры. Разные фации магматизма в кольцевой структуре закономерно сменяют одна другую в связи с ее гектоническим состоянием: вулканизм приурочен главным образом к периоду поднятий и их стабилизации, близповерхностные ингрозии формируются во время возникновения сводовых депрессий.

Гидротермальный процесс реализуется в обязательной связи с состоянием тектоники и магматизма. Наиболее благоприятный этап для его широкого развития — проявление интрузивных фаций и отрицательных гектонических форм над ними. В этих условиях роль теплоносителя может полностью перейти от силикатных расплавов к воде и вулканизм прекращается. Качественный набор различных типов гидротермальных пород в течение всей жизни кольцевой структуры меняется мало. Однако количественные соотношения между ними в подводных, поверхностных и приповерхностных условиях зависят от степени зрелости структуры: ранний период образования кремнистых формаций и региональных гидротермальных преобразований зеленокаменного типа сменяется эпохой преимущественной пропилитизации, а заключительному периоду жизни структуры соответствует широкое развитие аргиллизации и кварцообразования. Это связано с подъемом общего гипсометрического уровня структуры и ее возрастающей открытостью для факторов экзогенного воздействия: окисляемость и промываемость водозными водами. Это обстоятельство оказывается также на положении зоны рудообразования в структуре. В Камчатской зоне, вопреки существующему представлению о рассеянии рудного вещества в современный период формирования подобных структур показано, что должен происходить противоположный процесс — погружение уровня интенсивного рудообразования на большую глубину в ходе развития структуры. Действительно, гидротермы периода геосинклинального накопления осадков и островных дуг (мел-палеоген) в основном разгружались в подводных условиях, формируя гигантскую по объему кремнистую формацию и связанные с нею вулканогенно-осадочные руды железа

и марганца. В среднем структурном ярусе зона наиболее продуктивного рудоотложения смещается на глубину нескольких сотен метров к кровле формирующихся интрузий. В нестоящее время ее следует ожидать на глубине 1–2 км, т.к. более верхние горизонты находятся в зоне господства поверхностных физико-химических условий.

Наряду с этим следует подчеркнуть, наличие жесткой связи между геохимическим состоянием магматизма и гидротермального процесса, с одной стороны, и уровнем развития структуры, с другой. Эволюционирует не только структура, но и глубинный поток вещества – количество одних компонентов в его составе убывает, других – возрастает, а общая плотность испытывает ритмичные колебания.

Таким образом, вся сумма геологических, геохимических и геофизических данных свидетельствует о необходимости выделения особого типа структур, нуждающихся в специальном более удачном, чем кольцевые структуры, обозначении. Это предопределяется их строением (скорее цилиндр, чем кольцо) и генетической ролью в возникновении и развитии верхних оболочек Земли. Они выполняют функцию основных коммуникационных узлов, участвующих в перераспределении планетного вещества. Объединяясь в цепочечные ассоциации высокого порядка, кольцевые структуры образуют системы вулканических поясов в мобильных зонах Земли. Наиболее характерными особенностями их являются:

1. Изометричность в плане и просгирание до глубин, сравниваемых с поперечником структуры.

2. Основное направление движения вещества – радиальное к поверхности Земли. Основные формы движения: в виде диффузионно-фильтрационного потока и гектоническая.

3. Поток вещества из мантии существенно снижается у поверхности Земли сравнительно с поверхностью Мохоровичича, следовательно, основной прирост коры осуществляется снизу.

4. Все основные формы движения вещества в структуре являются разными сторонами процесса "гранитизации": литогенез, магматизм, метасоматоз, – и развиваются необратимо.

5. Эндогенный поток вещества и энергии развивается ритмично. Вулканализм как экстремальное выражение плотности эндогенного потока отвечает наиболее критическому состоянию системы.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдеев А.В. О кольцевых структурах магматических комплексов. — Советская геология, 1965, № 10.
- Аверьев В.В. О природе углекислых мышьяковистых вод и их рудообразующей деятельности. — В кн.: Вопросы формирования и распространения минеральных вод СССР. М., Медгиз, 1960.
- Аверьев В.В. Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью. — В сб.: Современный вулканизм. М., "Наука", 1966, с. 118—128.
- Алексеев А.А. Первичный состав и условия образования метаморфических сланцев шагарской серии хр. Урал-Тау по петрохимическим данным. — В сб.: Вопросы петрохимии. (Матер. к совещ., 21—25 апреля 1969 г.). Л., 1969, с. 446—447.
- Апрелков С.Е., Бондаренко В.Н. Новые данные о геологии юго-восточной Камчатки. — Советская геология, 1965, № 3, с. 74—88.
- Апрелков С.Е. Геология позднеогеновых и четвертичных вулканов хребта Итулук на Камчатке. — В сб.: Вулканические и вулкано-плутонические формации, т. 2. (Труды Второго Всесоюзного вулканол. совещ.). М., "Наука", 1966, с. 56—72.
- Арапов В.А. История развития Бельтау-Кураминского вулкано-плутонического пояса (Тянь-Шань). — В сб.: Эволюция вулканализма в истории Земли. М., "Наука", 1974, с. 144—152.
- Арсанова Г.И. Редкие щелочи в термальных водах вулканических областей. Новосибирск, "Наука", 1974, с. 112.
- Артюшков Е.В. О возможности возникновения и других закономерностях развития конвективной неустойчивости в осадочных породах. — Докл. АН СССР, 1963а, т. 153, № 1, с. 162—165.
- Афанасьев Т.П. Подземные воды Среднего Поволжья и Прикамья и их гидрохимическая зональность. М., АН СССР, 1956, с. 262.
- Артюшков Е.В. Основные формы конвективных структур в осадочных породах. — Докл. АН СССР, 1963б, т. 153, № 2, с. 412—415.
- Афанасьев А.П. Минералогическая характеристика вермикулита Ковдорского месторождения и некоторые вопросы его генезиса. — В сб.: Материалы совещания по проблеме вермикулита. Апатиты, Изд. Кольского фил. АН СССР, с. 1963.
- Бакуменко И.Г., Соболев В.С. Включения в минералах гипербазитовых ксенолитов Авачинского вулкана. — Докл. АН СССР, 1974, т. 218, № 6, с. 1430—1433.
- Балеста С.Т. О скоростном разрезе вулканогенных образований Авачинского вулкана. — В сб.: Вулканлизм и геохимия его продуктов. — Труды Ин-та вулканологии, 1966, вып. 24, с. 112—115.
- Балеста С.Т. Опыт применения точечных сейсмозондирований при изучении строения Авачинского вулкана. — Геология и геофизика, 1967, № 8, с. 93—97.
- Балеста С.Т., Утнасин В.К., Аносов Г.И. Строение земной коры под вулканами в различных геоструктурных зонах по геофизическим данным. — В сб.: Геодинамика, магмообразо-

- вание и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 76–81.
- Балеста С.Т., Штейнберг Г.С.** Сейсморазведочные работы в районе Аванчинского вулкана. – Геология и геофизика, 1965, № 8, с. 129–133.
- Барсуков В.Л.** О металлогенической специализации гранитоидных интрузий. – В сб.: Химия земной коры, т. 2. М., "Наука", 1964, с. 196–214.
- Барт Т.** Теоретическая петрология. М., ИЛ, 1956, 414.
- Батурина Г.Н.** Глубоководные рудные осадки гидротермального генезиса. – В сб.: История мирового океана. М., "Наука", 1971, с. 259–277.
- Безруков П.Л., Петелин В.П., Алексин И.А.** Типы осадков, их распространение и состав. – В кн.: Тихий океан, том VI, книга I. М., "Наука", 1970, с. 170–236.
- Бейли Э.Г., Блейк М.К.** Тектоническое развитие Западной Калифорнии в позднем мезозое. Статьи 1, 2. – Геотектоника, 1969, №№ 3, 4, 17–30; 24–34.
- Белоусов В.В.** Земная кора и верхняя мантия материков. М., "Наука", 1966, с. 123.
- Белоусов В.В.** Предисловие в сб.: Вопросы геonomии. Изд-во МГУ, 1972, с. 3–5.
- Белоусов В.В.** Некоторые особенности больших деформаций в неоднородной среде (применительно к тектоническим условиям). – В сб.: Вопросы геonomии. М., Изд-во МГУ, 1972, с. 7–33.
- Белый В.Ф., Гельман М.Л.** Об отрицательных вулканоструктурах Охотско-Чукотского вулканического пояса. – В сб.: Ассоциации вулканических пород и вулканические структуры. Новосибирск, "Наука", 1974, с. 70–85.
- Белый В.Ф., Котляр И.Н., Павлов П.П.** Схема классификации изометрических отрицательных вулканоструктур Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. – В сб.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1974, с. 269–275.
- Бетехтин А.Г.** Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. – В сб.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953, с. 122–275.
- Богданов А.А., Пущаровский Ю.М.** Основные черты тектоники Центральной синклинальной зоны Восточных Карпат. – Изв. АН СССР, сер. геол., 1950, № 2, с. 45–64.
- Богданов Н.А.** Строение палеозойд запада Тихоокеанского кольца. – Геотектоника, 1966, № 2, 43–56.
- Богданов Н.А.** Талассогеосинклинали Тихоокеанского кольца. – Геотектоника, 1969, № 3, с. 3–16.
- Бойко Т.Ф.** Озеро Сёрлс и его литиеносные и вольфрамоносные рассолы. – Труды Ин-та минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов АН СССР, 1963, вып. 17, с. 47–66.
- Болотников А.Ф., Бондаренко Е.И., Крутов И.К.** К эволюции вулканотектонических структур Баджальской зоны (Приамурье). – В сб.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., "Наука", 1974, с. 308–314.
- Боярская Т.Д., Малаева Е.М.** Развитие растительности Сибири и Дальнего Востока в четвертичном периоде. М., "Наука", 1967, с. 201.
- Брайцева О.А., Евтеева И.С., Лупикина Е.Г., Мелекесцев И.В.** Некоторые вопросы стратиграфии осадочных четвертичных отложений Восточной Камчатки и их значение для определения возраста вулканических образований. – В сб.: Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки. М., "Наука", 1966, с. 112–167.
- Брайцева О.А., Мелекесцев И.В.** Возраст современного рельефа Камчатки. – Вопросы географии Камчатки. Вып. 4. Петропавловск-Камчатский, 1966, с. 50–62.
- Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Евтеева И.С., Лупикина Е.Г.** Стратиграфия четвертичных отложений и оледенения Камчатки. М., "Наука", 1968, с. 227.

- Брюн Д.Н.** Поверхностные волны и строение коры. — В сб. Земная кора и верхняя мантия. М., "Мир", 1972, с. 186–198.
- Вакин Е.А.** Аагские термоминеральные источники на Камчатке. — Бюлл. Вулканол. ст. АН СССР, 1966, № 41, с. 35–40.
- Ван-Ван-Е А.П.** Геоструктурное положение вулкано-тектонических депрессий в зонах активизации юга Дальнего Востока. — В сб.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., "Наука", 1974, с.302–308.
- Василевский М.М.** Вулканизм, пропилитизация и оруденение. М., "Недра", 1973, с. 280.
- Василевский М.М., Тарасенко Т.В., Харченко Ю.И., Кутыев Ф.Ш.** Вулканы как индикаторы долгоживущих магматических и металлогенических центров (принципы металлогенического анализа и районирования). — В сб.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974, с.167–174.
- Виноградов А.П., Ронов А.Б.** Эволюция химического состава глин Русской платформы. — Геохимия, 1956, № 2, с. 3–18.
- Виноградов А.П., Удинцев Г.Б., Дмитриев Л.В., Канаев В.Ф., Непоречников Ю.П., Петрова Г.Н., Рыкунов Л.Н., Коган Л.И.** Строение рифтовой зоны Индийского океана и ее место в мировой системе рифтов. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1969, № 10, с. 3–27.
- Вихерт А.В.** Методы и результаты статистического исследования тенденций изменения интенсивности складчатости. — В сб.: Вопросы геологии, М., Изд-во МГУ, 1972, с. 34–90.
- Власов Г.М.** Обзор стратиграфии третичных образований Сихотэ-Алиня, Сахалина, Камчатки и Курильских островов. — В кн.: Материалы межведомственного совещания по разработке унифицированной стратиграфической схемы Северо-Востока СССР, 1957 г. Магадан, 1959.
- Власов Г.М.** Тектоника, введение. — В кн.: Геология СССР, т. XXXI, М., "Недра", 1964, с. 396–399.
- Власов Г.М., Ярмолюк В.А.** Структурно-тектонические районы Камчатки. — Докл. АН СССР, 1959, т. 127, № 1, с. 156–158.
- Волостных Г.Т.** Аргиллизация и оруденение. М., "Недра", 1972, 240.
- Волынец О.Н., Колосков А.В., Флеров Г.Б., Шилин Н.Л.** Формации габбро-гранодиоритов миоценового возраста. — В сб.: Формации и фации верхнемеловых и кайнозойских магматических образований Центральной Камчатки. М., "Наука", 1968, с. 48–72.
- Гаррелс Р.** Минеральные равновесия. М., ИЛ, 1962, с. 305.
- Генезис эндогенных рудных месторождений.** М., "Недра", 1968, с. 720.
- Генштаф Ю.С., Наседкин В.В., Фарберов А.И., Рябинин Ю.Н.** Плавление ксенолитов пород ультраосновного состава при высоких давлениях. — Докл. АН СССР, 1970, т. 195, № 2, с. 441–443.
- Геологическое развитие Японских островов. М., "Мир", 1968, 720.
- Геология СССР, том XXXI, ч. I, М., "Недра", 1964, с. 734.
- Гзовский М.В.** Математика в геотектонике. М., "Недра", 1971, 240.
- Гладенков Ю.Б.** К биостратиграфии третичных отложений Восточной Камчатки (Южно-Быстрынский хребет). — Изв. АН СССР, сер. геол., 1964, № 5, с. 89–97.
- Гладенков Ю.Б.** Об алнейской серии Камчатки. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1965, № 5, с. 121–128.
- Гладенков Ю.Б.** Неоген Камчатки. М., "Наука", 1972, с. 252.
- Голева Г.А.** Металлонность гидротерм областей активного вулканизма. — В сб.: Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск, "Наука", 1974, с. 77–81.
- Голубев В.С., Астрахан Е.Д., Ростман Г.И., Шарапов В.Н.** К теории

- динамики рудообразования. – В сб.: Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск, "Наука", 1974, с. 81–86.
- Горбунова З.Н.* Глинистые и другие высокодисперсные минералы в осадках Тихого океана. – В кн.: Тихий океан, том VI, кн. 1. М., "Наука", 1970, с. 373–405.
- Горельчик В.И.* Распределение очагов землетрясений в районе Авачинско-Корякской и Жупановской групп вулканов в 1964–1967 гг. Бюлл. вулканолог. ст. № 46, 1970, с. 9–14.
- Горельчик В.И.* Сейсмичность Южной Камчатки. – В сб.: Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск, "Наука", 1974, с. 52–62.
- Горельчик В.И., Зобин В.М.* О характере развития роев землетрясений в областях активного вулканизма на Камчатке. – Вулканизм и глубины Земли. М., "Наука", 1971, с. 118–119.
- Горжеевский Д.И., Козеренко В.Н.* Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. М., "Наука", 1965, 300.
- Горшков А.П.* Глубинное строение вулкана Малый Семячик (Камчатка) по геофизическим данным. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1975, с. 23.
- Горячев А.В.* Основные закономерности тектонического развития Курило-Камчатской зоны. М., "Наука", 1966, с. 236.
- Григорьян С.В.* О вертикальной зональности первичных геохимических ореолов гидротермальных месторождений. – В сб.: I Международный геохимический конгресс. Гидротермальные процессы, т. II. М., 1973, с. 452–460.
- Грин Дж., Польдерварт Э.* Петрохимические провинции и петрохимические тенденции. – В сб.: Геохимия литогенеза. М., ИЛ, 1963, 339–389.
- Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. и др.*Петрология верхней мантии. М., "Мир", 1968, с. 336.
- Гурарий Г.З., Соловьева И.А.* Строение земной коры по геофизическим данным. – Труды ГИН, 1963, вып. 98, с. 128.
- Деменицкая Р.Ч.* Кора и мантия Земли. М., "Недра", 1967, 280.
- Дзоциенидзе Г.С.* Влияние вулканизма на образование осадков. М., "Недра", 1965, с. 156.
- Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В., Соболев В.С., Соболев Н.В., Хлестов В.В.* Фации метаморфизма. М., "Недра", 1970, с. 432.
- Егоров О.Н.* Некоторые черты связи тектоники, магматизма и постмагматической деятельности области современного вулканизма (на примере Петропавловского района Камчатки). – В сб.: Проблемы вулканизма. Петропавловск-Камчатский, Дальневост. изд-во, 1964, с. 258–261.
- Еремин Р.А., Ярмолюк В.В.* Геологическое строение и рудоносность Арманской кальдеры (Охотско-Чукотский вулканический пояс). – В сб.: Ассоциации вулканических пород и вулканические структуры. Новосибирск, "Наука", 1974, с. 57–69.
- Ермаков В.А., Алымова О.М., Егорова И.А.* Состав и возраст аллайской серии и платобазальтов Юго-Восточной Камчатки. – Изв. АН СССР, сер. геол., 1969, № 7, с. 115–124.
- Ермаков В.А., Фарберов А.И., Балеста С.Т., Левыкин А.И.* Состав и строение земной коры Восточной Камчатки по геолого-геофизическим данным. Новосибирск, "Наука", 1975, с. 13–28.
- Жариков В.А., Дюжикова Т.Н., Максакова Э.М.* Экспериментальное и теоретическое исследование фильтрационного эффекта. – Изв. АН СССР, сер. геол., 1962, № 1, с. 41–65.
- Жариков В.А., Дюжикова Т.Н., Максакова Э.М.* О фильтрационном эффекте в растворах электролитов. – Изв. АН СССР, сер. геол., 1963, № 10, с. 81–91.

- Зеленов К.К.** Подводные и наземные гидротермальные процессы и их роль в осадочном рудообразовании. — Труды Лабор. вулканологии АН СССР, 1961, вып. 19, с. 123—134.
- Зеленов К.К.** Подводный вулканизм и его роль в формировании осадочных пород. — В сб.: Вулканогенно-осадочные и терригенные формации. — Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 81, с. 30—86.
- Зеленов К.К.** Некоторые особенности подводного вулканизма на примере вулкана Бану Вуху (Индонезия). — В сб.: Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. М., "Наука", 1965, с. 70—79.
- Каледа Г.А.** Периодизация геологической истории кремнезема. — В сб.: Вопросы минералогии осадочных образований. кн. 3—4, Львов, Изд. Львов. ун-та, 1956, с. 277—291.
- Кепежинская В.В.** Химизм четвертичных базальтов Курило-Камчатской вулканической провинции. — Докл. АН СССР, 1970, т. 190, № 6, с. 1422—1425.
- Кепежинская К.Б.** Петрохимические особенности метаморфических пород тепторгинской серии (Витимо-Патомское нагорье). — В сб.: Вопросы петрохимии. (Матер. к совещ. 21—25 апреля 1969 г.). Л., 1969, с. 440—442.
- Ковалев Г.Н.** О некоторых количественных соотношениях в современном вулканическом процессе. — Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1971, с. 26.
- Ковалев Г.Н., Комкова Л.А., Масуренков Ю.П.** О связи между некоторыми физико-химическими параметрами Налачевских гидротерм. — Бюлл. вулкан. ст. 1969, № 45, с. 39—47.
- Кожемяка Н.Н.** Особенности четвертичного оледенения Центральной части Срединного хребта. — Вопросы географии Камчатки. Вып. 4. Петропавловск-Камчатский, 1966, с. 63—69.
- Кожемяка Н.Н.** Четвертичное оледенение Срединного хребта Камчатки и вопросы расчленения четвертич-
- ных эфузивов. — В сб.: Труды Ин-та вулканологии, 1966, вып. 23, с. 178—191.
- Колосков А.В.** Особенности становления интрузий малых глубин (на примере Центральной и Юго-Восточной Камчатки). Автореф. канд. дисс. М., 1969, с. 22.
- Комкова Л.А.** Гидрохимическая зональность фильтрующегося потока на примере Налачевского месторождения термальных вод. — В сб.: Молодые гидротермально-измененные породы и минералы Камчатки и Курильских островов. М., "Наука", 1969, 161—170.
- Коржинский Д.С.** Фильтрационный эффект в растворах и его значение для геологии. — Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 2, 35—48.
- Коржинский Д.С.** Теория метасоматической зональности. М., "Наука", 1969, с. 112.
- Коржинский Д.С.** Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. М., "Наука", 1973, с. 288.
- Котляр В.Н.** Вулканогенные гидротермальные месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., "Недра", 1968, с. 491—543.
- Крамбейн В.С., Гаррелс Р.М.** Происхождение и классификация химических осадков в зависимости от pH и окислительно-восстановительных потенциалов. — В сб.: Термодинамика геохимических процессов. М., ИЛ, 1960, с. 73—121.
- Краускопф К.Б.** Геохимия кремнезема в среде осадкообразования. — В сб.: Геохимия литогенеза. М., ИЛ, 1963, с. 210—233.
- Кропоткин П.Н.** Элементарные структуры, их классификация и терминология. — В кн.: Методы изучения тектонических структур, вып. 2, М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 3—137.
- Крюков П.А.** Горные почвенные и иловые растворы. Новосибирск, Изд-во "Наука", 1971, с. 220.
- Кузнецов Ю.А.** Главные типы магматических формаций. М., "Недра", 1964, с. 388.
- Кутолин В.А.** Петрохимические особенности кислых производных базаль-

- товой магмы платформенных областей. — Геология и геофизика, 1964, № 2, с. 74–81.
- Кутолин В.А.* Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск, "Наука", 1972, с. 208.
- Лебедев М.М.* Верхнемеловые кристаллические сланцы Камчатки. — Сов. геология, 1967, № 4, с. 57–69.
- Лебедев М.М., Бондаренко В.Н.* К вопросу о возрасте и генезисе метаморфических пород Центральной Камчатки. — Сов. геология, 1962, № 11, с. 98–105.
- Левыкин А.И., Фарберов А.И.* Скорости продольных волн в гипербазитовых ксенолитах вулкана Авача при давлении до 27000 кг/см². В сб.: Ксенолиты и гомогенные включения. М., "Наука", 1969, с. 36–40.
- Линдгрен В.* Минеральные месторождения, вып. 1, М.-Л., ОНТИ, 1934, 187.
- Лисицын А.Е., Малинко С.В.* К характеристике минералообразующих растворов. — Геохимия, 1961, № 9, с. 789–795.
- Лонгинова Г.Н.* Особенности эволюции вулканических структур Центрального Приохотья. — В сб.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1974, с. 289–294.
- Малеев Е.Ф.* Неогеновый вулканализм Закарпатья. М., Изд-во "Наука", 1964, с. 250.
- Малеев Е.Ф.* Вопросы планетарной эволюции вулканизма. — В сб.: Геодинамика, магмообразование и вулканализм. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 91–103.
- Маракушев А.А.* Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., "Наука", 1965, с. 327.
- Маракушев А.А., Мишкин М.А., Тарарин И.А.* Метаморфизм Тихоокеанского пояса. М., "Наука", 1971, с. 134.
- Маренина Т.Ю.* Вулкан Дзэндзур. — Бюлл. вулканолог. ст. АН СССР, 1957, № 26, с. 86–100.
- Масуренков Ю.П.* Особенности эволюции кайнозойского вулканализма Эльбруской области. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1957, № 6, с. 55–80.
- Масуренков Ю.П.* Тектоника, магматизм и углекислые минеральные воды Приэльбрусья. — Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1961, с. 45–57.
- Масуренков Ю.П.* Роль поперечных структур в локализации углекислых минеральных вод Кавказа. — В сб.: Вопросы гидрогеологии Центрального и Восточного Предкавказья. — Труды лабор. гидрогеологических проблем, т. XLVIII, М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 3–32.
- Масуренков Ю.П.* О водорасторвимом комплексе соединений в изверженных, метаморфических и осадочных породах. — Геология и геофизика, 1965, № 4, с. 145–152.
- Масуренков Ю.П.* Геохимия метасоматических растворов формации пропилитов — вторичных кварцитов Юго-Восточной Камчатки. — В сб.: Молодые гидротермально-измененные породы и минералы Камчатки и Курильских островов. М., "Наука", 1969, с. 137–153.
- Масуренков Ю.П.* Петрохимическая специфика магм как показатель неоднородности состава генерирующей среды. — В сб.: Вопросы петрохимии. Л., 1969, с. 24–29.
- Масуренков Ю.П.* Состав и состояние вещества в магматической камере Авачинского вулкана (Камчатка). — В сб.: Мagma малоглубинных камер. М., "Наука", 1970, с. 79–89.
- Масуренков Ю.П.* Включения в современных вулканитах Камчатки и проблема происхождения магм. — В сб.: Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. Верхняя мантия. М., "Наука", 1972, с. 204–214.
- Масуренков Ю.П.* Проблема включений и возможности вулканической петрологии. — Бюлл. вулканол. ст., 1974, № 50, с. 10–18.
- Масуренков Ю.П.* Геодинамика и эволюционные ряды предельных вулканов. — В сб.: Геодинамика вулканализма и гидротермального процесса (краткие тезисы IV Всесоюзного

- вулканолог. совещания). Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 12–13.
- Масуренков Ю.П.** Предельные вулканы, гидростатика и закономерности радиального распределения магм. – В сб.: Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе. М., "Наука", 1977, с. 5–24.
- Масуренков Ю.П., Волынец О.Н.** Реликтовые минералы в вулканических породах. – В сб.: Вулканизм и глубины Земли. М., "Наука", 1971, с. 131–137.
- Масуренков Ю.П., Егоров О.Н.** Соотношение вторичных кварцитов с вулканическими и плутоническими фациями магматизма. – Докл. АН СССР, 1969, т. 188, № 5, с. 1116–1119.
- Масуренков Ю.П., Егоров О.Н., Алискеров А.А., Ермаков В.А., Колосков А.В.** Соотношение вулканизма, плутонизма и гидротермальной деятельности в ходе развития купольных структур. – В кн.: Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов. Владивосток, 1968, с. 110–111.
- Масуренков Ю.П., Егоров О.Н., Комкова Л.А.** Геохимия остаточных метасоматических растворов по результатам изучения воднорасторимого комплекса. – В кн.: Поровые растворы и методы их изучения. Минск, Изд-во "Наука и техника", 1968, с. 215–221.
- Масуренков Ю.П., Иванов Б.В., Боялевская Г.Е., Андреев В.И.** Современные интрузии под вулканами Курило-Камчатской зоны. – В сб.: Актуальные вопросы современной петрографии. М., 1974, с. 314–320.
- Масуренков Ю.П., Колосков А.В., Ермаков В.А.** Меланократовые включения в современных вулканитах Камчатки и геохимическая неоднородность областей генерации расплавов. – В сб.: Ксенолиты и гомеогенные включения. М., "Наука", 1969, с. 5–19.
- Масуренков Ю.П., Пахомов С.Л.** К геохимии хлора. – Докл. АН СССР, 1961, т. 139, № 2, с. 453–455.
- **Масуренков Ю.П., Селянгин О.Б.** Роль газовой фазы и легкорастворимых соединений в образовании перидотитовых и пироксенитовых ксенолитов вулкана Авача. – В сб.: Ксенолиты и гомеогенные включения. М., "Наука", 1969, с. 20–29.
- Мелекесцев И.В., Краевая Т.С., Брайцева О.А.** Рельеф и отложения молодых вулканических районов Камчатки. М., "Наука", 1970, с. 104.
- Мейсон Б.** Основы геохимии. М., "Недра", 1971, 312.
- Милло Ж.** Геология глин. Л., "Недра", 1968, 360.
- Миляк Я.** Основы геохимии. Л., "Недра", 1969, 328.
- Москалюк А.А.** Исследование включений растворов в минералах и породах (химический и термометрический методы). – Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1961, № 50, с. 117–129.
- Мурдома И.О.** Осадкообразование в современных геосинклинальных областях Тихоокеанского пояса. – В сб.: История мирового океана. М., "Наука", 1971, с. 128–147.
- Набоко С.И.** Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М., АН СССР, 1963, с. 172.
- Набоко С.И.** Металлоносность кальдеры Узон. – В сб.: Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск, "Наука", 1974, с. 91–97.
- Никитина А.П., Витовская И.В., Никитин К.К.** Минерало-геохимические закономерности формирования профилей и полезных ископаемых коры выветривания. М., "Наука", 1971, с. 92.
- Новограбленов П.Т.** Налачевые и Краеведческие горячие ключи на Камчатке. – Изв. РГО, т. XI, вып. II, 1929, 285–297.
- Огородов Н.В., Кожемяка Н.Н., Важевская А.А., Огородова А.С.** Вулканы и четвертичный вулканизм Срединного хребта Камчатки. М., "Наука", 1972, с. 190.
- Орлова Е.В.** Геологические предпосылки для поисков боратов вулканогенно-осадочного происхождения. – Геология и разведка, 1962, № 5, с. 3–26.

- Паталаха Е.М., Слепых Ю.Ф.* Геометрическое моделирование пересекающейся складчатости. — В сб.: Вопросы геономии. М., Изд-во МГУ, 1972, 110—119.
- Ледро Ж.* Экспериментальные исследования геохимического выветривания кристаллических пород. М., "Мир", 1971, с. 252.
- Петелин В.П.* Формирование минерального состава глубоководных осадков. — В сб.: История мирового океана. М., "Наука", 1971, с. 207—219.
- Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции. М., "Наука", 1966, с. 280.
- Пий Б.И.* Термальные ключи Камчатки. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1937, с. 268.
- Пий Б.И.* Материалы по геологии и петрографии района рек Авачи, Рассошины, Гаванки и Налачевы на Камчатке. — Тр. Камчатской комплексной экспедиции СОПС АН СССР, 1936—1937 гг., вып. 2, М.-Л., 1941, с. 118.
- Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М.* Гипербазиты Алтая-Саянской складчатой области. М., Изд-во АН СССР, 1958, с. 295.
- Портнов А.М., Жаднова Т.П.* Ильменит содержащие метаморфические сланцы Патомского нагорья. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1969, № 2, с. 124—127.
- Ратеев М.А.* Современные представления о закономерностях распространения глинистых минералов в осадках Мирового океана. — В сб.: История Мирового океана. М., "Наука", 1971, с. 220—236.
- Розанова Т.В.* Осадки рифтовых зон срединных хребтов Индийского океана. — В сб.: История Мирового океана. М., "Наука", 1971, с. 174—194.
- Ронов А.Б., Гирик Ю.П., Казаков Г.А., Илюхин М.Н.* Сравнительная геохимия геосинклинальных и платформенных осадочных толщ. — Геохимия, 1965, с. 961—976, № 8.
- Ротман В.К.* О позднекайнозойском вулканизме Центральной Камчатки. —
- Труды ВСЕГЕИ, т. 73, петрогр. сб. № 4, Л., 1962, с. 57—65.
- Руб М.Г.* О петрохимических критериях связи оруденения с интрузиями. — Изв. АН СССР, сер. геол. 1956, № 4, с. 21—41.
- Святловский А.Е.* Очерк истории четвертичного вулканизма и тектоники Камчатки. М., "Наука", 1967, с. 218.
- Славина Л.Б., Федотов С.А.* Скорость продольных волн в верхней мантии под Камчаткой. — В сб.: Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск, "Наука", 1974, с. 188—200.
- Слезин Ю.Б., Ковалев Г.Н., Гребэзы Э.И., Чеглецова Е.А.* Об активности вулкана Малый Семячин. — Бюлл. вулканол. станции, № 47, М., "Наука", 1971, с. 37—39.
- Соколова Е.А.* О марганцевосных вулканогенно-осадочных формациях калифорнийского типа. — В сб.: Вулканогенно-осадочные и терригенные формации. — Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 81, с. 209—235.
- Справочник гидрогеолога. М., Госгеголтехиздат, 1962, с. 615.
- Страхов Н.М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 536.
- Страхов Н.М.* К познанию подводного вулканогенно-осадочного породообразования. — В сб.: Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. М., "Наука", 1965, с. 11—23.
- Сущевская Т.М.* Концентрация редких и рудных элементов в гидротермальных растворах (по данным анализа включений в минералах). — В сб.: Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск, "Наука", 1974, с. 126—133.
- Сычева-Михайлова А.М.* Некоторые закономерности механизма формирования соляных структур в Прикаспийской впадине. — В сб.: Вопросы геономии. М., Изд-во МГУ, 1972, с. 146—168.
- Тектоника Евразии (Объяснительная записка к Тектонической карте

- Евразии, м-б 1: 5000000). М., "Наука", 1966, с. 488.
- Тихонов В.И.** Схема тектоники южной части полуострова Камчатки. — Докл. АН СССР, 1959, т. 127, № 1, с. 176—179.
- Токарев П.И.** О фокальном слое, сейсмичности и вулканизме Курило-Камчатской зоны. — Изв. АН СССР, сер. Физика Земли, 1970, № 3, с. 15—30.
- Толкачева Е.В.** Вулкано-тектонические структуры липаритовой формации на примере Камчатской кольцевой вулкано-тектонической депрессии. — В сб.: Эволюция вулканализма в истории Земли. М., "Наука", 1974, с. 326—334.
- Точилин М.С.** Происхождение железистых кварцитов. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 168.
- Уайт Д.** Термальные источники и эптермальные рудные месторождения. — В сб.: Проблемы рудных месторождений. М., ИЛ, 1958, с. 91—144.
- Уайт Д.Е., Андерсон Е.Т., Грубес Д.Е.** О вероятном рудообразующем магматическом рассоле и метаморфизующихся породах, вскрытых глубокой скважиной в Южной Калифорнии. — В сб.: Геохимия современных поствулканических процессов. М., "Мир", 1965, с. 167—172.
- Уайт Д.Е.** Месторождения ртути и цветных металлов, связанные с термальными минеральными источниками. — В сб.: Геохимия рудных месторождений. М., "Мир", 1970, с. 479—528.
- Удальцова Н.И., Леонова Л.Л.** Уран, торий и редкоземельные элементы в термальных водах Камчатки. — Геохимия, 1970, № 12, с. 1504—1510.
- Удинцев Г.Б.** О структуре рифтовой зоны Индийского океана. — Докл. АН СССР, 1969, т. 185, № 4, с. 921—924.
- Уиссер Эд.** Связь оруденения с купольными структурами в Северо-Американских Кордильерах. — В сб.: Проблемы эндогенных месторождений, вып. 2. М., "Мир", 1964, с. 9—196.
- Фаворская М.А., Волчанская И.К., Фрих-Хар Д.И., Баскина В.А., Дудыкина А.С.** Магматизм Юго-Восточной Камчатки и его связь с процессами тектонической активизации. М., "Наука", 1965, с. 152.
- Фарберов А.И.** Магматические очаги вулканов Восточной Камчатки по сейсмологическим данным. Новосибирск, "Наука", 1974, с. 88.
- Федотов С.А., Потапова О.В.** Предварительная карта тел на глубинах 30—100 км в верхней мантии под Камчаткой, экранирующих Р и S волны. — В сб.: Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск, "Наука", 1974, с. 176—179.
- Федотов С.А., Фарберов А.И.** Об экранировании поперечных сейсмических волн и магматическом очаге в верхней мантии в районе Авачинской группы вулканов. — В сб.: Вулканизм и глубинное строение Земли. Труды второго всесоюзного вулканолог. совещания, том III, М., "Наука", 1966, с. 43—48.
- Формозова Л.Н.** Эксгалиционно-осадочные месторождения железных руд типа Лан-Дилья и геологическая обстановка их образования. — В сб.: Вулканогенно-осадочные и терригенные формации. — Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 81, с. 161—208.
- Философов В.П.** Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. Саратов, Изд-во Сарат. ун-та, 1960, с. 60.
- Хьюбер Н.К., Гаррелс Р.М.** Связь образования осадочных минералов железа с pH и окислительным потенциалом. — В сб.: Термодинамика геохимических процессов. М., ИЛ, 1960, с. 161—185.
- Чухров Ф.В.** Коллоиды в земной коре. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 671.
- Шанцер А.Е., Челебаева А.И., Гептнер А.Р.** Новые данные о стратиграфии осадочных и вулканогенных толщ неогена Камчатки. — Докл. АН СССР, 1965, т. 162, № 6, с. 1382—1385.
- Шатский Н.С.** О марганценосных формациях и о металлогении марганца. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1954, № 4, с. 3—37.

- Шатский Н.С.** Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. — В сб.: Совещание по осадочным породам, вып. 2, М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 7—100.
- Шилин Н.Л., Волынец О.Н.** Формация габбро-плагиогранитов верхнемелового-палеогенового возраста. — В сб.: Формации и фации верхнемеловых и кайнозойских магматических образований Центральной Камчатки. М., "Наука", 1968, с. 9—28.
- Шипулин Ф.К.** Дайки гранитоидов и некоторые особенности генезиса рудноносных растворов. — В сб.: Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 92—103.
- Шнейдерхён Г.** Рудные месторождения. М., ИЛ., 1958, с. 501.
- Шор Г.Г. мл., Райт Р.У.** Кора и верхняя мантия Тихого и Индийского океанов по данным глубинного сейсмического зондирования. — В сб.: Земная кора и верхняя мантия. М., "Мир", 1972, с. 180—185.
- Штейнберг Г.С., Балеста С.Т., Зубин М.И., Таракановский А.А.** Геологическое строение Авачинского вулкана по геофизическим данным. — В сб.: Вулканализм и глубинное строение Земли, т. 3, М., "Наука", 1966, с. 49—56.
- Штейнберг Г.С., Зубин М.И.** О глубине залегания магматического очага под Авачинским вулканом. — Докл. АН СССР, 1963, т. 152, № 4, с. 968—971.
- Щека С.А., Сахно В.Г., Макарова Ж.А., Лаговская Е.А.** О происхождении гипербазитовых включений в эфузивах вулканов Авачинской группы. — В сб.: Вопросы геологии, геохимии и металлогении северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1970, с. 112—115.
- Эрлих Э.Н.** Современные структуры и четвертичный вулканализм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск, "Наука", 1973, с. 242.
- Bailey E.H., Irving W.P., Jones D.L.** Franciscan and related rocks and their significance in the geology of Western California. — Bull. Calif. Div. Mines and Geol., 1964, No. 183, p. 177.
- Boström K., Peterson M.N.A.** Precipitates from hydrothermal exhalations on the East Pacific Rise. — Econ. Geol., 1966, T. 61, No. 7, p. 1258—1265.
- Boström K., Peterson M.N.A.** The origin of aluminum-poor ferromanganese sediments in areas of high heat flow on the East Pacific Rise. — Marine Geol., 1969, T. 7, No. 5, p. 427—447.
- Griffin I.I., Windom H., Goldberg E.D.** The distribution of clay minerals in the World Ocean. — Deep-Sea Research, vol. 15, No. 4, 1968, p. 433—459.
- Miyashiro A.** Regional metamorphism of the Gosaisyo-Takanuki district in the central Abukuma plateau. — J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. II, T. 11, No. 2, 1958, p. 219—272.
- Miyashiro A., Haramura H.** Sedimentation and regional metamorphism in the paleozoic geosynclinal pile of Japan. — Bull. Indian. Geophys. Union, 1966, No. 3.
- Park C.F.Ir.** The spilite and manganese problems of the Olympic Peninsula, Washington. — Amer. J. Sci., 244, 1946, No. 5, 305—323.
- Talliaferro N.L., Hudson F.S.** Genesis of the manganese deposits of the coast ranges of California, 1943.
- Vogt Th.** Sulitelmanfæltete geologioig Petografi. — Norg. Geol. Unders., 1927, T. 128, No. 560.

СОДЕРЖАНИЕ

ГЕОДИНАМИКА И РАЗВИТИЕ МАГМАТИЗМА В КУПОЛЬНО-КОЛЬЦЕВОЙ СТРУКТУРЕ	3
Введение	-
Геологическая предыстория купола	6
Тектоника нижнего структурного яруса	-
Состав пород фундамента и палеореконструкции	9
Общее состояние докупольной структуры в связи с эволюцией коры и положением границы океан – континент	37
Возникновение и развитие купола	39
Типы отложений и структурно-фаунистические зоны	-
Тектоника куполообразующего яруса	46
Вулкано-плутонические процессы и геохимическая зональность .	53
Гидротермальная деятельность	63
Деградация куполообразующих процессов	73
Фации и мощности плиоцен–среднечетвертичного вулканогенного комплекса	74
Реконструкция верхнеплиоценовых вулканов	78
Тектоника и размещение вулканических аппаратов	81
Геохимическая зональность вулканитов	85
Гидротермальные процессы	90
Современное состояние купольно-кольцевой структуры	93
Анализ рельефа межформационных поверхностей	-
Вертикальные движения в четвертичное время	102
Внутренняя структура купола	114
Современный вулканизм	139
Общие закономерности развития купольно-кольцевой структуры, магматизма и гидротермальных процессов	153
Сопряжение структурных планов и динамика развития кольцевой структуры	154
Эволюция магматизма как отражение процесса гранитизации .	158
Структурное положение гидротермальных систем, их связь с магматизмом и гидротермальная специализация тектономагматических эпох	164
Баланс вещества, плотность эндогенного потока и его связь с колебаниями земной коры	176
СОВРЕМЕННАЯ РУДООБРАЗУЮЩАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ГИДРОТЕРМ	
Геолого-гидрогеологическая характеристика Налачевского месторождения термальных вод	181

Первичная зональность осадков из свободно изливающихся термальных вод	199
Закономерности изменения состава гидротерм в рудном пласте	209
Вариации химического состава гидротерм	-
Зональность фильтрующихся вод	212
Поровые растворы и механизм взаимодействия твердой и жидкой фаз	222
Формирование рудного пласта термальной площадки "Котел"	228
Химические типы осадков и их минералогический состав	-
Первичная зональность рудного пласта и метасоматоз	235
Метасоматическая зональность в недрах гидротермальной системы	
Порообразующие окислы и минералогия	239
Микрокомпоненты и водорастворимый комплекс	-
Современный рудогенез и его место в развитии эндогенного потока вещества и энергии	248
Налачевское рудопроявление как новый генетический тип	-
Эволюция факторов рудообразования и их современное состояние	252
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	258
ЛИТЕРАТУРА	263

Юрий Петрович Масуренков
Людмила Алексеевна Комкова

ГЕОДИНАМИКА И РУДСОБРАЗОВАНИЕ
В КУПОЛЬНО-КОЛЬЦЕВОЙ СТРУКТУРЕ
ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА

Утверждено к печати
Институтом вулканологии ДВНЦ АН СССР

Редактор издательства О.М. Ванюкова
Художественный редактор И.К. Капралова
Технический редактор И.В. Голубева

ИБ № 7208

Подписано к печати 16.1.78. Т – 00215

Усл.печ.л. 17,3 . Уч.-изд.л. 19,0

Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1

Тираж 700 экз. Тип. зак.872

Цена 2 руб.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука",

117485, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94^в

1-я типография издательства "Наука",

199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

2383

2 р.

ИЗДАТЕЛЬСТВО ·НАУКА·