ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ
1983 **№ 1**
УДК551.21;551.23
БЕЛОУСОВ В. И., ГРИБ Е. Н., ЛЕОНОВ В. Л.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПОЗИЦИИ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ ДОЛИНЫ ГЕЙЗЕРОВ И КАЛЬДЕРЫ УЗОН

Введение

Гидротермальные системы Долины Гейзеров и кальдеры Узон входят в Семячинский геотермальный район, который структурно приурочен к центральной части грабенсинклинали Восточной Камчатки (рис. 1). Детальные комплексные исследования этих объектов начались в 60-х годах под руководством В. В. Аверьева. Богатый фактический материал, полученный в результате этих работ [1, 3, 5, 13], а также результаты обширных дальнейших исследований позволили сделать заключение о приуроченности гидротермальных систем Долины Гейзеров и кальдеры Узон к единой вулкано-тектонической депрессии, создав основу для отнесения этих пространственно разобщенных объектов гидротермальной деятельности к генетически единой гидротермальной системе [2, 9, 24].

Однако многие проблемы, возникшие в связи с изучением геологических позиций гидротермальных систем, остались нерешенными. Это создало предпосылки для постановки специальных комплексных исследований по их изучению. За период с 1971 по 1981 г. сотрудниками лабораторий гидрогеологии, геотермии и геологии геотермальных полей Института вулканологии ДВНЦ АН СССР под руководством В.М. Сугробова проделаны обширные многоплановые исследования.

Ниже кратко излагаются новые данные, полученные авторами в результате изучения стратиграфии, тектоники и вулканизма района.

Стратиграфия Узоно-Гейзерного района

Район сложен вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами плиоцен-плейстоценового возраста (рис. 2). Они описываются нами в стратиграфической последовательности с подразделением на плиоценовые и плейстоценовые и с выделением отдельных пачек.

Плиоценовый комплекс пород

Детально он был описан ранее [16], поэтому здесь мы приводим лишь его краткую характеристику. Нами выделяется четыре пачки: древних лав, пещерных туфов, песчано-лавовая и туфо-игнимбритовая. Основанием к отнесению этих отложений к плиоценовому возрасту служит то, что стратиграфически они лежат ниже отложений устьевой пачки, которая по возрасту относится к границе нижнего и среднего плейстоцена [16], и то, что палеомагнитные исследования отдельных образцов пород туфо-игнимбритовой пачки показали наличие среди них пород с обратной намагниченностью (данные палеомагнитной группы Института вулканологии ДВНЦ АН СССР). Эти данные позволяют про-

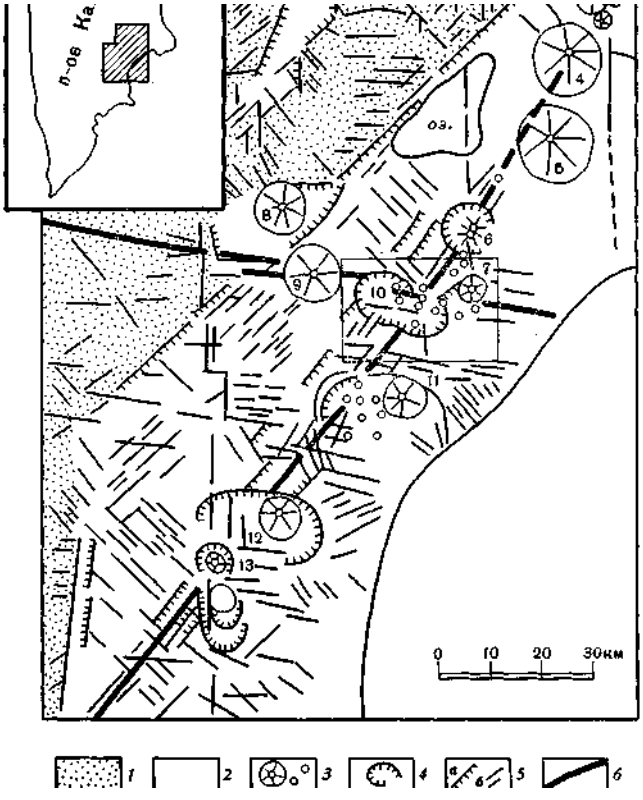

Рис. 1. Структурная схема Восточной Камчатки (составлена на основе дешифрирования

космических фотоснимков масштаба 1 : 1 000 000) *1* — горст-антиклиналь Восточного хребта Камчатки; *2* — грабен-синклиналь Восточной Камчатки; 3 —вулканы (1 —Кизимен; 2 — Конради; 3 — Гамченский ряд; 4 — Шмидта; 5 — Кроноцкий; 6 — Крашенинникова; 7 — Кихпиныч; 8 — Унана; 9 — Тауншиц; 10—Узон; 11 —Большой Семячик; 12 —Малый Семячик; 13 — Карымский); *4* — кальдеры и вулкано-тектонические депрессии; *5* — разрывные нарушения: а —сбросы, б — трещины; *6* — осевые линии зон региональных разломов северо-восточного и субширотного простирания, пересекающих Узопо-Гейзерный район. Прямоугольник —район, изображенный на рис. 2

вести границу плиоцена и плейстоцена по верхней границе туфо-игнимбритовой пачки.

Пачка древних лав выделена нами в южной части района. К ней также предположительно относятся остатки вулкана, вскрывающиеся по левому борту р. Гейзерной в ее среднем течении, а также лавы борта Узоно-Гейзерной депрессии в районе сопки Открытой. Это наиболее древние из известных в районе отложений. Они представлены лавами андезитового, дацитового и липаритового (в районе сопки Открытой) состава с общей мощностью до 300 м.

Пачка пещерных туфов вскрывается в южной части района, а также на северных бортах Узоно-Гейзерной депрессии (район сопки Открытой). Она сложена однородными псефо-агломератовыми туфами, для которых характерны многочисленные полости-пещеры. Туфы с несогласием лежат на лавах, описанных ниже. Мощность их достигает 200—250 м.

66

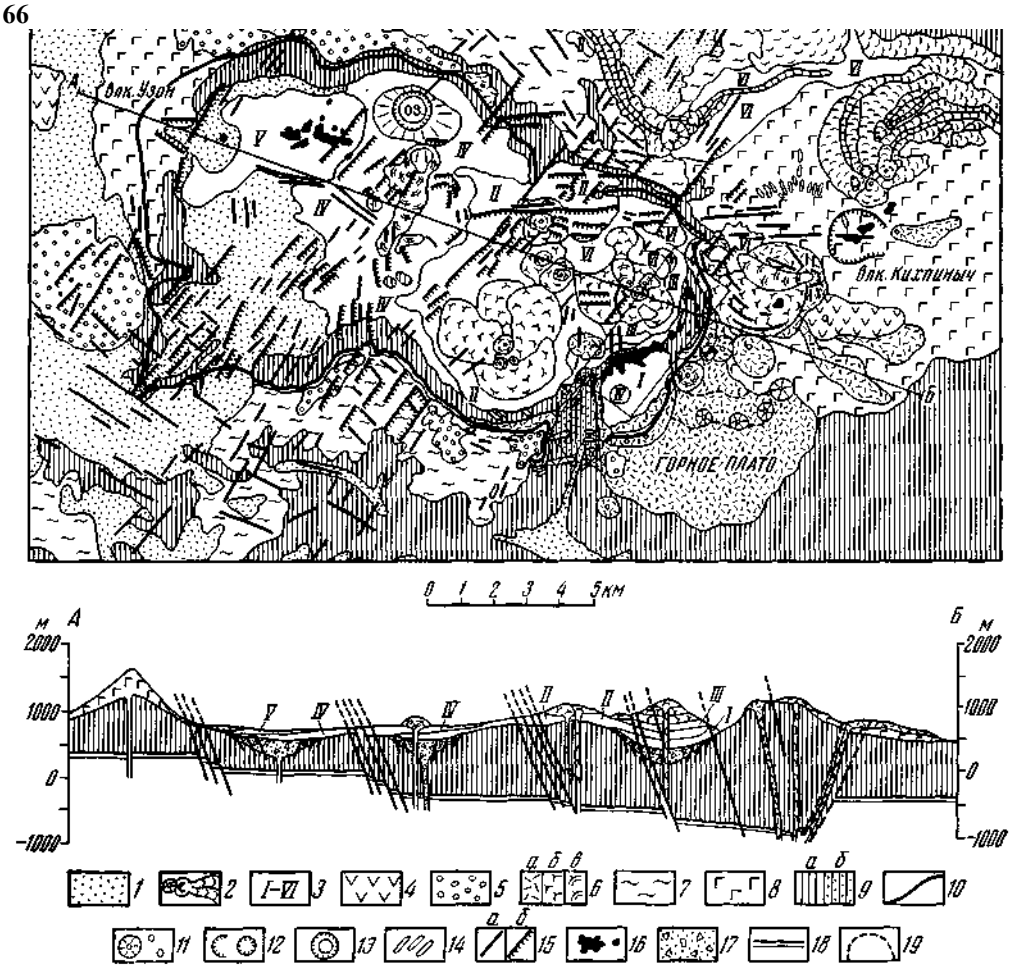

Рис. 2. Схематическая геологическая карта Узоно-Гейзерного района (составлена В. Л. Леоновым с использованием материалов О. А. Брайцевой, Г. Е. Богоявленской, Э. Н. Эрлиха и А. Г. Цикунова) / — аллювиальные, ледниковые и обвалыо-осыпные отложения *(Qi)', 2* — лавы и шлаки базальтового и андезито-базальтового состава *(Qi); 3*— озерные отложения (пачки: I — гейзерная, II — пемзовая, III — желтых скал, IV — Второе озеро и Южная котловина, V — Третье озеро, VI — Колорадо (Q_3'—$Q3^4$)); *4* — лавы андезитового состава (Qa); *5* — взрывные пемзовые отложения кальдеры Узон (Q_3'); *6* — лавы первого *(а),* второго (б) и третьего (е) циклов четвертичного кислого вулканизма (Q_2'—*Q3*^{1}*);* *7*—~ игнимбриты (<3г); *8* — лавы базальтового состава ($Q2^1$); *9*— плиоцен-нижнеплейстоценовые отложения, пачки: *а* — древних лав, пещерных туфов, песчано-лавовая, туфо-иг-нимбритовая, платобазальтов; б— устьевая; *10* — границы эрозионных уступов, ограничивающих Узоно-Гейзерную депрессию; *11*— шлаковые конусы и прочие вулканические центры; *12* — кратерные воронки; *13*—маар; *14* — дайки; *15* — разрывные нарушения (а —трещины, б — сбросы); *16* — площади термоаномалий (примерные контуры по изотерме 20° С на глубине 1 м); *17*—отложения, заполняющие предполагаемые кальдеры (на разрезе); *18* — условная граница в толще плиоцен-нижнеплейстоценовых отложений (на разрезе); *19* — границы отдельных слоев и потоков внутри выделенных пачек (маркирующие горизонты); прямоугольник — район, изображенный на рис. 3

Песчано-лавовая пачка вскрывается вдоль южных и юго-западных бортов Узоно-Гейзерной депрессии. Ее слагают лавы базальтового и андезито-базальтового состава, чередующиеся с вулканогенными туфо-песчаниками, туфогравелитами и брекчиями. На юге района эти отложения несогласно залегают на пещерных туфах. Мощность их достигает 200 м.

Туфо-игнимбритовая пачка обнажается на юге и на юго-западе района. Она сложена слоистыми пемзовыми туфами с отдельными пластами игнимбритов. На подстилающих отложениях песчано-лавовой пачки туфы лежат с резким несогласием, заполняя глубокие карманы и нивелируя поверхность. В основании пачки залегает туфобрекчия. Мощность отложений пачки колеблется от 300 до 500 м.

Плейстоценовый комплекс пород

Пачка платобазальтов выделяется нами на юге района. Ее слагают маломощные потоки лав базальтового состава, которые залегают на породах туфо-игнимбритовой пачки. Предположительно к этой пачке нами относятся останцы базальтового вулкана, вскрывающиеся в бортах кальдеры Узон. Мощность лав на юге района составляет 8—10 м, в бортах кальдеры Узон — более 400 м [7].

Устьевая пачка вскрывается в устье р. Гейзерной и далее вниз по р. Шумной на протяжении около 2 км (подробное описание см. в [16]). Пачка представлена чередованием агломератовых, псефитовых, псаммитовых и алевритовых туфов общей мощностью около 600 м. Породы устьевой пачки датируются границей нижнего и среднего плейстоцена.

Лаво-пирокластические отложения вулканов Кихпиныч и Узон представлены чередованием слоев туфов, туфобрекчий и потоков лав базальтового и андезито-базальтового состава [9, 21, 27]. Мощность этих отложений превышает 1000 м. Вулканы образовались почти одновременно. Их возраст датируется средним плейстоценом [9].

Узонские игнимбриты (кроноцкие, по Б. И. Пийпу [23]) и *лавы первого цикла* четвертичного кислого вулканизма ранее относились к отложениям главной кальдерообразующей фазы вулканизма района [9]. Разрезы игнимбритов детально изучались нами вблизи бортов Узоно-Гейзерной депрессии. В их основании залегают шлаки и маломощные потоки лав базальтового состава, которые выше по разрезу сменяются пемзовыми туфами и игнимбритами. Постоянство подобной смены пород снизу вверх и согласное их залегание позволяют рассматривать эти породы, как генетически взаимосвязанные. Возраст шлаков на плато Широком ранее датировался началом среднего плейстоцена [7]. В связи с этим предполагается, что возраст игнимбритов тот же. Лавы будут описаны нами подробно ниже.

Гейзерная пачка вскрывается в юго-восточной части Узоно-Гейзерной депрессии (см. рис. 2). Она представлена озерными отложениями, которые с несогласием залегают на породах устьевой пачки и лавах первого цикла четвертичного кислого вулканизма. Разрез пачки приблизительно можно разделить на четыре части (снизу вверх): 1) агломератовые туфы и конгломераты (60 м); 2) чередование зеленых псефитовых и псаммитовых туфов (60 м); 3) алевритовые, псефитовые белые туфы (120 м); 4) переслаивание алевритовых, псаммитовых и псефитовых белых пемзовых туфов (70 м). Общая мощность отложений гейзерной пачки 310 м.

Пемзовая пачка широко распространена в центральной части депрессии, а также в виде эрозионных останцев вдоль левого борта р. Гейзерной. Ее слагают серые пемзовые туфы, которые со стратиграфическим несогласием залегают на размытой поверхности отложений гейзерной пачки. По составу туфы относятся к липарито-дацитам. Обычно они находятся на гипсометрических отметках 700—750 м. В районе сопки Открытой они поднимаются до высоты 1180 м, слагая ее вершину. Последнюю следует рассматривать как своеобразный пемзовый вулкан [7]. Мощность туфов составляет 60—70 м.

Пачка желтых скал (рис. 2) представлена светлыми розовыми пемзовыми туфами с линзами туфоконгломератов и туфобрекчий. Эти отложения с несогласием залегают на размытой поверхности отложений гейзерной и пемзовой пачек. Их мощность — 210 м. С пачкой желтых скал коррелируются взрывные пемзовые отложения, распространенные на бортах кальдеры Узон и на плато Широком [7]. Обычно они залегают на узонских игнимбритах, в связи с чем должны быть синхронны с некоторыми отложениями в Узоно-Гейзерной депрессии. Так как они не встречены на отложениях Второго озера, то представляется, что они одновозрастные с породам пачки желтых скал, с которыми имеют близкий химический состав и внешний вид.

Лавы второго и третьего циклов кислого четвертичного вулканизма (их детальное описание приводится в разделе о вулканизме) изливались на отложения пачки желтых скал. Одновременно с излиянием лав формировались новые пачки озерных отложений.

Отложения Второго озера заполняют западную часть Узон-Гейзерной депрессии (см. рис. 2). Они подробно описаны в литературе [7]. Возраст их датируется началом верхнего плейстоцена. С этими отложениями сопоставляются отложения Южной котловины, которые вскрываются в юго-восточной части Узоно-Гейзерной депрессии. Представлены они слоистыми туфопесчаниками, гравелитами, пемзовыми туфами, подобными породам верхней части разреза отложений Второго озера. Мощность этих отложений достигает 50 м.

Отложения Третьего озера занимают наиболее пониженную часть кальдеры Узон. Возраст этих отложений — конец межледниковья — начало верхнеплейстоценового оледенения (Q_3^{3-4}) [7].

Пачка Колорадо выделена в северо-восточном секторе района (см. рис. 2). Она состоит из псефитовых и псаммитовых шлаковых туфов с характерным чередованием прослоев с прямой и косой слоистостью. Мощность этих отложений в пределах Узон -Гейзерной депрессии — 20 м, на ее северных склонах— 150 м. Состав обломков в туфах позволяет сопоставлять возраст отложений пачки Колорадо с

началом ареального базальтового вулканизма в районе - верхи позднего плейстоцена (устное сообщение О. А. Брайцевой).

Венчают стратиграфическую колонку в районе голоценовые шлаки и лавы андезитового и андезито-базальтового состава, которыми сложен конус Савича, сопка Дуга и маар оз. Дальнего.

Характеристика фильтрационных свойств и гидротермального метаморфизма водовмещающих толщ

Основная масса гидротерм Долины Гейзеров выходит из коренных обнажений слабо литифицированных пемзовых псефитовых и агломератовых туфов дацитов гейзерной и устьевой пачек (рис. 3). Последние являются литологическими аналогами водовмещающих псефитовых туфов дацитов паужетской свиты на юге Камчатки, которые в настоящее время хорошо изучены [4, 12]. Детально исследованы их фильтрационные свойства [3, 36]. Усредненные коэффициенты проницаемости паужетских псефитовых туфов составляют 0,4 дарси. Коэффициенты поровой проницаемости определяются для этих пород в пределах первых миллидарси. Из сравнения величин следует, что фильтрация гидротерм в таких толщах осуществляется, в основном, по трещинам, хотя возможна и поровая проницаемость.

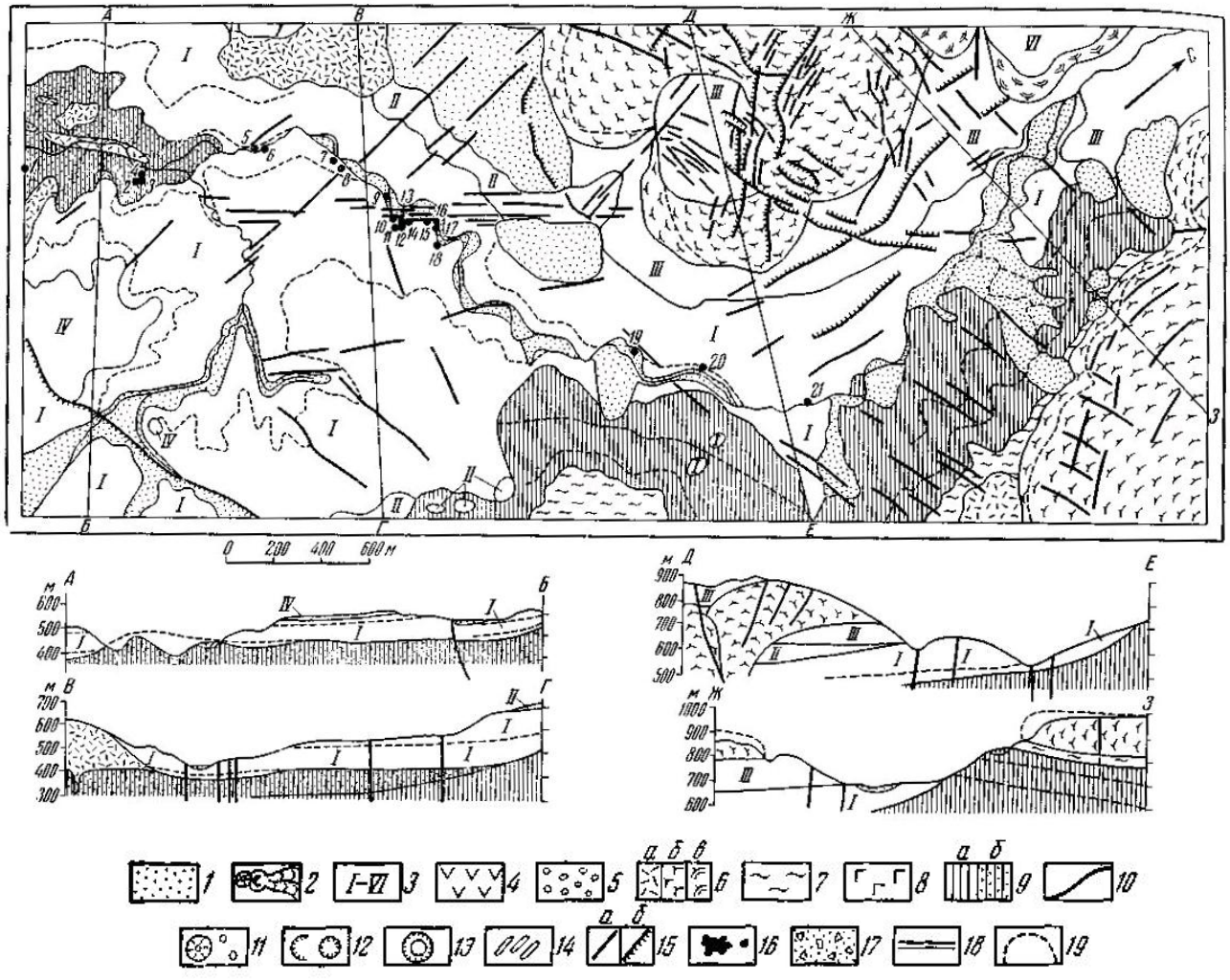

Рис. 3. Схематическая геологическая карта Долины Гейзеров.

Условные обозначения: 1 — аллювиальные, ледниковые и обвалыо-осыпные отложения (Qi)', *2* — лавы и шлаки базальтового и андезито-базальтового состава (Qi)*; 3*— озерные отложения (пачки: I — гейзерная, II — пемзовая, III — желтых скал, IV — Второе озеро и Южная котловина, V — Третье озеро, VI — Колорадо (Q_3^1- Q_3^4)); 4 — лавы андезитового состава (Qa); 5 — взрывные пемзовые отложения кальдеры Узон (Q_3^1); 6 - лавы первого (а), второго (б) и третьего (е) циклов четвертичного кислого вулканизма (Q_2^1—Q_3^1); 7 - игнимбриты (<3г); 8 — лавы базальтового состава (Q_2^1); 9 - плиоцен-нижнеплейстоценовые отложения, пачки: а — древних лав, пещерных туфов, песчано-лавовая, туфо-игнимбритовая, платобазальтов; б— устьевая; 10 — границы эрозионных уступов, ограничивающих Узоно-Гейзерную депрессию; 11— шлаковые конусы и прочие вулканические центры; 12 — кратерные воронки; 13—маар; 14 — дайки; 15 — разрывные нарушения (а - трещины, б - сбросы); 16 — площади термоаномалий (примерные контуры по изотерме 20° С на глубине 1 м); 17—отложения, заполняющие предполагаемые кальдеры (на разрезе); 18 — условная граница в толще плиоцен-нижнеплейстоценовых отложений (на разрезе); 19 — границы отдельных слоев и потоков внутри выделенных пачек (маркирующие горизонты);

Стрелка в верхнем правом углу карты показывает направление на север. Темными кружками показаны гейзеры: 1 — Первенец; 2 — Тройной; 3 — Сосед; 4 — Сахарный; 5 — Большая Печка; 6 — Конус; 7 — Малый; 5 — Большой; 9 — Щель; 10 — Грот; 11— Новый Фонтан; 12— Фонтан; 13 — Двойной; 14 — Непостоянный; IS — Великан; 16 — Жемчужный; 17—Горизонтальный; 18 — Розовый Конус; 19 — Бурлящий; 20 — Восьмерка; 21 — Верхний

Слабая проницаемость псефитовых туфов гейзерной и устьевой пачек, препятствующая интенсивному внедрению холодных поверхностных вод, является одним из важных геолого-структурных факторов формирования и деятельности высокотермальной гидротермальной системы Долины Гейзеров. В строении верхней части разреза гейзерной и устьевой пачек участвуют тонкообломочные разновидности туфов, коэффициенты поровой проницаемости которых, как правило, на два порядка ниже, чем у псефитовых туфов. Они служат верхним водоупором и способствуют лучшей гидроизоляции водовмещающих горизонтов.

Эти данные согласуются с результатами изучения процессов гидротермального метаморфизма в водоносных и водоупорных горизонтах Долины Гейзеров [3, 22]. Породы гейзерной и устьевой пачек взаимодействовали с гидротермами, фильтровавшимися по порам и трещинам и были интенсивно пропилитизированы. В них получил развитие комплекс низко-, средне- и высокотемпературных минеральных ассоциаций, в которые входят клиноптилолит, монтмориллонит, анальцим, кальцит, хлорит, адуляр, ломонтит, кварц, эпидот, пренит и др. Температурный интервал образования этих минералов изменяется от 60 до 200° С и более.

В разрезах ручья Водопадного и р. Гейзерной наблюдается зональность в распределении вторичных минералов. Низкотемпературные минеральные ассоциации (монтмориллонит, клиноптилолит) располагаются в верхних частях разрезов. Вблизи очагов разгрузки и дренирующих гидротермы разломов и трещин преобладают высокотемпературные ассоциации (адуляр, кварц, ломонтит). В устье р. Гейзерной С. Ф. Главатская в породах устьевой пачки описаны эпидот и пренит, образование которых происходит при температурах 200° С и более. Зональность распределения минералов вблизи трещин и разломов указывает на то, что по ним фильтровались наиболее высокотемпературные гидротермы. Общее падение реконструируемого по минеральным фациям потока гидротерм совпадает с падением напоров современного потока. Резкий перепад температур в туфах верхней части разреза гейзерной пачки в интервале 20—40 м подтверждает предположение о замедленной циркуляции гидротерм в них.

Таким образом, эти породы не только выполняют роль верхнего водоупора, но и предохраняют нижележащий поток гидротерм от больших теплопотерь, что также должно способствовать созданию в нем высокотемпературного режима.

Гидрогеологические условия кальдеры Узон изучались ранее Г. Ф. Пилипенко [5, 24]. Наиболее полное обнажение пород водовмещающего комплекса в кальдере, изученное нами, вскрывается на северо-западных склонах экструзии Белой. Экструзия, внедрившись в вулканогенно-осадочные отложения Второго озера, нарушила их залегание. Крупный блок озерных отложений был поднят на высоту до 250 м над дном котловины. Здесь обнажены тонкослоистые алевро-пелитовые и псаммитовые туфы дацитов с видимой мощностью около 200 м. Следовательно, можно предполагать, что верхние части разрезов озерных отложений, заполняющих кальдеру Узон, являются литологическими аналогами алевритовых и псаммитовых туфов гейзерной пачки в Долине Гейзеров и также выполняют роль верхнего водоупорного горизонта. Скрытые части разреза озерных отложений кальдеры Узон сложены, по-видимому, грубообломочными туфами, аналогичными псефитовым туфам, обнажающимся к востоку от экструзии Белой, и выступают в качестве водоносных горизонтов.

По данным С. Ф. Главатских, алевропелитовые и псаммитовые туфы в обнажениях сопки Белой подверглись сильному кислотному метаморфизму, выразившемуся в их окремнении, каолинизации и алунитизации**.** Отмечается, что развитие процессов кислотного метаморфизма происходило по свежим породам вначале вдоль широтной полосы к западу от экструзии Белой, а затем очаг разгрузки гидротерм постепенно удалялся к северу.

Приведенная характеристика водовмещающих толщ гидротермальных систем Долины Гейзеров и кальдеры Узон показывает, что разгрузка высокотемпературных гидротерм обеих систем связана с определенным типом озерных отложений, в которых возможна порово-трещинная циркуляция и имеются относительно водоупорные горизонты.

Тектоника Узоно-Гейзерного района

Узоно-Гейзерный район занимает центральную часть Узонской купольно-кольцевой структуры [19]. Ниже описываются разрывные нарушения, среди которых выделяется три группы, отличающиеся по простиранию: северо-восточные, субширотные и дуговые, ориентированные концентрически по отношению к центру Узоно-Гейзерной депрессии. Подробное описание их сделано нами ранее [17].

Северо-восточные разрывные нарушения изучены наиболее полно [15, 17, 30]. Они имеют характер сбросов с опущенным юго-восточным крылом. Иногда фиксируются сбросы с опущенным северо-западным крылом. Длина отдельных разрывных нарушений колеблется от 100 - 200 м до 1 км и более. Амплитуда вертикальных перемещений - от нескольких метров до 50 м. Подвижки по разломам происходили в период

от начала среднего плейстоцена до голоцена включительно. Отмечается тенденция последовательного омоложения разрывов с юго-востока на северо-запад.

В целом сеть северо-восточных разрывных нарушений в районе отражает крупную зону растяжения земной коры, которая имеет ширину около 20 км и по простиранию выходит далеко за пределы района [15, 18, 19]. Ей присвоено название Вулканический раздвиг [15].

Субширотные разрывные нарушения наиболее четко проявляются в центральной части района, укладываясь в полосу шириной 5 - 6 км. Полоса имеет простирание ЗСЗ 280°. Это простирание совпадает с длинной осью Узоно-Гейзерной депрессии. Длина отдельных нарушений достигает 4 км и более. Амплитуда вертикальных перемещений колеблется от первых метров до 50 - 70 м. В пределах Узоно-Гейзерной депрессии субширотные разломы обрамляют ее северный борт и, по-видимому, участвуют в ее формировании [16]. Общая амплитуда опускания по системе сбросов внутреннего блока депрессии достигает 200 м. Возраст тектонических подвижек по этим разломам — начало верхнего плейстоцена [17]. Вероятно, что полоса субширотных разрывных нарушений в описываемом районе трассирует региональный субширотный разлом [29], которому присвоено название Узоно-Валагинский [28].

Дуговые разрывные нарушения, ориентированные концентрически по отношению к центру Узоно-Гейзерной депрессии, наиболее отчетливо проявлены на северных и южных ее бортах. Обычно они имеют характер трещин или малоамплитудных сбросов. Вблизи юго-восточных границ депрессии нами описана система даек, которые также ориентированы концентрически по отношению к ее центру и наследуют, по-видимому, систему дуговых трещин. Большая часть даек относится к кольцевым. Возраст даек, выявленный по отношению их с отложениями устьевой и гейзерной пачек, датируется средним плейстоценом. По-видимому, часть дуговых нарушений имеет верхнеплейстоценовый **и** более молодой возраст [17].

Приведенная характеристика разрывных нарушений показывает, что по ним можно выделить два основных периода активизации тектонических движений в районе.

Первый период относится к среднему плейстоцену. В это время фиксируются перемещения по разрывным нарушениям северо-восточного простирания и дуговым. Отмечается также тесная связь заложения разломов и магматизма. По обеим системам разрывных нарушений внедрялась магма и образовались серии даек. Соотношение даек показывает, что заложение разрывных нарушений северо-восточного простирания произошло несколько раньше, чем дуговых. Можно сделать заключение, что в среднем плейстоцене район подвергся интенсивному растяжению, которое выразилось в заложении системы северо-восточных сбросов и трещин, а затем в образовании дуговых трещин. Внедрение магмы по дуговым трещинам привело к появлению крупного дугового хребта в юго-восточной части района и обособлению замкнутой озерной котловины - предшественника современной Узоно-Гейзерной депрессии [16].

Второй период активизации тектонических движений в районе относится к началу позднего плейстоцена, когда сформировалась система субширотных трещин и сбросов и частично обновилась система дуговых нарушений. Сбросы наиболее ярко проявились вдоль северных границ Узоно-Гейзерной депрессии и привели к просадке значительной ее части на глубину более 200 м [17]. В целом этот период можно рассматривать как второе проявление тектоники растяжения в районе, имевшее место вдоль регионального разлома субширотного простирания.

Выделенные два основных периода активизации тектонических движений в районе не исключают того, что подобные явления происходили и в другое время, например в голоцене. Однако у авторов об этим нет достаточных данных.

Мы также не рассматриваем здесь подробно сложный и дискуссионный вопрос о происхождении Узоно-Гейзерной депрессии.

Четвертичный кислый вулканизм Узоно-Гейзерного района

Обобщив опыт изучения геотермальных районов мира, В. В. Аверьев [1] высказал предположение, что проявления гидротермальной активности и кислого вулканизма, являясь коровыми процессами одного порядка, возникли как реакция глубоких недр Земли на мантийный магматизм. В связи с этим важное значение в решении проблемы теплового питания гидротермальных систем имеет детальное изучение продуктов кислого вулканизма. В Узоно-Гейзерном районе подробные исследования были выполнены для экструзивно-эффузивных образований четвертичного возраста.

Детальное геологическое и петрологическое изучение этих образований позволило выделить три цикла, которые по времени относятся к периоду от низов среднего до начала верхнего плейстоцена. Лавы образуют непрерывный ряд пород от андезитов до липаритов. Эта последовательность сохраняется внутри каждого цикла. Изменяются только объемные соотношения лав.

Первый цикл представлен потоками и экструзиями (Горное плато, основание сопки Желтой, экструзии Гребень, Бортовая, Первая), которые протягиваются дугообразными грядами вдоль юго-восточного обрамления Узоно-Гейзерной депрессии (рис. 4). Цикл начинается излиянием больших объемов (1,2 км^3) лав андезитового состава.

73

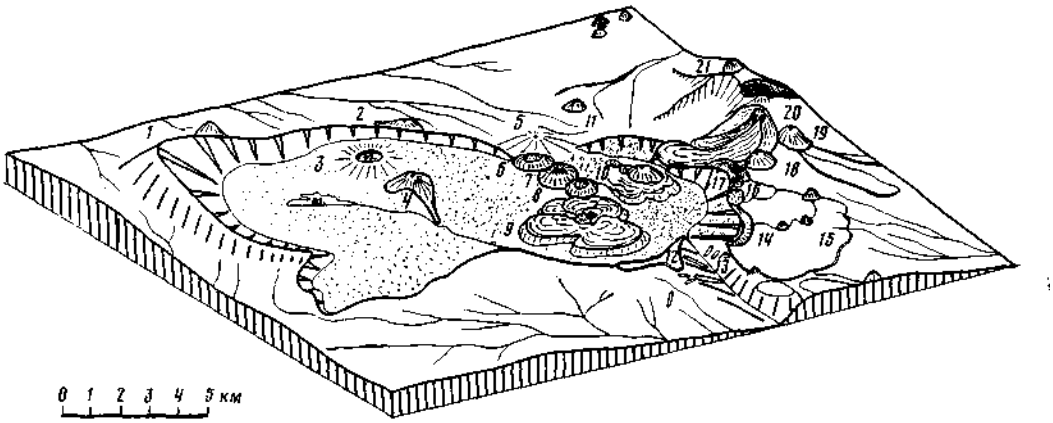

Рис. 4. Блок-диаграмма Узоно-Гейзерного района. Точками показаны озерные отложения, заполняющие Узоно-Гейзерную вулкано-тектоническую депрессию. 1 —сопка Узон; 2 — экструзия Озерная; 3— маар оз. Дальнего; 4— экструзия Белая; 5 — пемзовый купол сопки Открытой; экструзии: 6 — Тортик, 7—Останец, 8 — Сестренка, 9 — Круглая, 10— Гейзерная; 11— сопка Дуга; 12 — плато Широкое; 13 — каньон р. Шумной; экструзии: 14 — Гребень, 15—Горное плато, 16 — Рудича, 17 — Бортовая, 18—Первая; 19 — сопка Безымянная, 20— экструзия Желтая, 21—конус Савича

Они покрывают площадь около 20 км^2, образуя иногда небольшие вулканические аппараты. Характерной особенностью андезитов является высокая степень их кристалличности, такситовые структуры, покисление состава от 59% двуокиси кремния в первых порциях до 62,8% в последних. Вслед за андезитами по концентрическим трещинам происходит внедрение даек и экструзий липарито-дацитового состава (Гребень, Бортовая, Первая). Липарито-дациты характеризуются фельзитовым обликом и незначительным содержанием кристаллической фазы (не более 7% от объема породы). Цикл заканчивается излиянием потоков липаритов в основании сопки Желтой и формированием ее купола. В северо-восточном борту кальдеры Узон этот цикл проявлен экструзией Озерной, лавы которой имеют липаритовый состав. Общий объем лав первого цикла составляет 1,67 км^3.

Второй цикл представляют экструзии и потоки, расположенные внутри Узоно-Гейзерной депрессии (экструзии Останец, Тортик, Сестренка, Гейзерная, Круглая, большой поток экструзии Желтой). Порядок перечисления экструзий соответствует восстанавливаемой последовательности их внедрения. Состав лав меняется от дацитов до липаритов. Объем липаритов равен 1,55 км^3, общий объем лав второго цикла - 1,65 км^3. Экструзии, сложенные лавами липаритового состава (Тортик, Гейзерная, Круглая), представляют собой скорее кислые вулканы, образованные истечением подвижных лав и состоящие из потоков, протяженностью 0,5—3,0 км. Экструзии имеют изометричную платообразную форму. Формирование их не сопровождалось выбросами пирокластики.

Третий цикл кислого вулканизма - наиболее молодые потоки на экструзиях Гейзерной, Желтой, экструзии Лепешка и Рудича (см. рис. 4) – представлен, в основном, андезитами и дацитами. Наиболее полно третий цикл проявлен на экструзии Гейзерной. Здесь из субширотной трещины, рассекающей купол липаритового состава (второй цикл), изливались следующие друг за другом потоки лав андезитового, андезито-дацитового и дацитового составов. Завершается цикл серией липаритовых даек, имеющих широтное простирание. В кальдере Узон на границе второго и третьего циклов произошло внедрение экструзии Белой, которая имеет дацитовый состав. Объем лав третьего цикла составляет 0,26 км^3.

В кислых лавах всех трех циклов широко развиты включения лав базальтового состава и их кристаллические фрагменты. Отмечается приуроченность включений к завершающим этапам каждого цикла и увеличение их количества от цикла к циклу.

Набор минералов-вкрапленников в кислых лавах близок: плагиоклаз, орто- и клинопироксен, магнетит, изредка встречается оливин. В липаритах второго цикла кроме этого присутствует роговая обманка. Степень кристалличности лав внутри циклов изменяется от 25—30% в наиболее основных разностях до 15—20% в липаритах. При этом на некотором этапе отмечается снижение ее до 4—11%. В целом степень кристалличности лав возрастает от цикла к циклу за счет увеличения доли плагиоклаза, содержание которого в лавах изменяется от 2 до 21% от общего количества кристаллов. Вкрапленники большей частью зональные. Встречаются все виды зональности.

Границы между зонами часто реакционны. Отдельные зоны содержат большое количество расплавных, кристаллических и газовых включений. Состав плагиоклазов изменяется от 72—76 до 28—30% *An.* Различие в составе смежных зон достигает иногда 16 -20% *An.*

По включениям расплава в плагиоклазах методами термометрии были определены температуры кристаллизации вкрапленников. Они изменяются в широком диапазоне (от 1385 до 1060° С для второго цикла и от 1320 до 920° С для третьего цикла).

Анализ индивидуальных газов включений в плагиоклазах показывает, что наиболее характерными газовыми компонентами являются N_2, $C0_2$, реже CO, H_2 и углеводороды. Во втором цикле преобладает N_2 и $C0_2$. В третьем цикле состав газа смешанный. При этом содержание CO, H_2 и углеводородов достигает иногда 30—40 об.%.

Наличие в кислых лавах вкрапленников плагиоклазов, которые резко отличаются по составу, широкое проявление осцилярной и обратной зональности в них, коррозионные соотношения между зонами свидетельствуют о неравновесных условиях кристаллизации расплава и большой скорости его остывания. Это подтверждается также находками в липаритах кристаллов оливина и зональностью пироксена. Включения лав базальтового состава в продуктах кислого вулканизма, обычные в описываемом районе, рассматриваются многими авторами как полностью не смешавшиеся фрагменты основного расплава [31, 33]. Они позволяют предполагать, что причиной неравновесного состояния минеральных ассоциаций в кислых лавах является смешение магматических расплавов при внедрении высокотемпературных глубинных базальтов в коровый очаг кислой магмы. Дополнительным свидетельством смешивания магматических расплавов являются находки «гетерогенных» пемз [8], которые были обнаружены нами в основании экструзии Рудича и среди пемзовидных дацитов экструзии Белой.

Обсуждение результатов и выводы

Анализ приведенных выше материалов позволяет рассмотреть геологические позиции гидротермальных систем Долины Гейзеров и кальдеры Узон в нескольких аспектах.

Региональные тектонические позиции определяются приуроченностью района к узлу пересечения двух крупных разломов, пересекающих Восточную Камчатку и выходящих за ее пределы,— Вулканического Раздвига и Узонско-Валагинского разлома. Основные подвижки по этим разломам, фиксирующиеся в районе в начале среднего и в начале верхнего плейстоцена, были связаны, по-видимому, с региональными причинами, обсуждение которых выходит за рамки данной статьи. В обоих случаях тектонические подвижки привели к появлению структур растяжения — сбросов, грабенов, блоковых проседаний, и к активизации магматической деятельности. Изучение Вулканического раздвига показало, что он имеет ширину около 20 км, асимметричное строение и, что отдельные разрывные нарушения, входящие в него, омолаживаются с востока на запад. Эти закономерности строения зоны разлома играли, по-видимому, основополагающую роль в образовании и развитии Узоно-Гейзерной вулкано-тектонической депрессии, в истории образования которой можно выделить два периода. В первый период, в начале среднего плейстоцена, в связи с активизацией движений по северо-восточным разрывным нарушениям сформировались ее юго-восточные границы. Во второй период, в начале верхнего плейстоцена, заложение системы широтных сбросов привело к формированию северо-западных и северных ее границ и депрессия приобрела вид, близкий к современному.

Наличие в недрах района корового магматического очага является вторым важным фактором, определившим геологические позиции гидротермальных систем. Находки в районе кислых пород плиоценового возраста (пачка древних лав) позволяют предполагать, что коровый очаг существовал в недрах района с дочетвертичного времени. Жизнь его претерпевала сменяющие друг друга периоды покоя, когда происходила частичная закристаллизация очага, и периоды активизации.

Имеющиеся в настоящее время материалы позволяют нам предложить вероятный механизм возобновления деятельности корового очага и рассмотреть историю его развития в плейстоцене. Устанавливается три цикла магматической активности.

В начале среднего плейстоцена, в связи с заложением Вулканического раздвига, район подвергся растяжению, в ответ на которое в коровый очаг кислой магмы, имевшей температуру, близкую к солидусу, произошло внедрение магмы базальтового состава с температурой 1340— 1300° С. Внедрение базальтовой магмы сопровождалось локальным плавлением гранитного материала вокруг подводящих каналов [20]. На поверхность в это время поступили лавы смешанного состава, примером которых являются андезиты Горного плато (в начале первого цикла). Более кислый последние порции лав свидетельствует об увеличении количества кислого расплава. На некотором этапе образовавшийся более легкий гранитный расплав стал препятствовать подъему базальтовых магм [11] и их тепловая энергия стала расходоваться на фазовые превращения. Наибольшей степени расплавления коровый очаг в недрах района достиг к концу первого цикла, о чем свидетельствует незначительное количество вкрапленников (3—6%) в липаритах этого времени. Мощная эксплозивная деятельность, в результате которой сформировалась толща узонских игнимбритов, способствовала, по-видимому, эвакуации из магматической камеры кристаллических фаз и привела к «осушению» расплава. По структурным данным в этот период верхняя кромка очага была расположена на глубине 7 - 8 км, а диаметр его составлял около 10 км [17].

Во втором цикле в начале позднего плейстоцена из сформировавшегося очага произошло массовое излияние липаритов. Судя по минимальной температуре гомогенизации расплавленных включений, в последнем потоке экструзии Круглой (1090—1060° С) температура расплава непосредственно перед извержением составляла не менее 1000° С. После завершения вулканизма второго цикла кристаллизация магмы в очаге происходила, по-видимому, автономно, с накоплением летучих в остаточном расплаве.

В третьем цикле оказался возможным прорыв основной магмы почти в центре депрессии (экструзия Гейзерная). Это свидетельствует о том, что очаг, по крайней мере его верхняя часть, оказался в достаточной степени закристаллизованным. Внедрение свежей порции высокотемпературной базальтовой магмы произошло вдоль узкой полосы субширотного простирания в связи с заложением в этот период системы широтных сбросов. Состав газовой фазы включений (H_2, CO, углеводороды) свидетельствует о глубинности формирования основного расплава.

В целом снижение объема продуктов кислого вулканизма от цикла к циклу и увеличение степени кристалличности лав свидетельствуют о постепенной кристаллизации очага. Однако, можно предполагать, что в голоцене вновь произошла некоторая его активизация в связи с внедрением основной магмы, образовавшей конусы Савича, Дуга и маар оз. Дальнего. Базальты могли внести дополнительный тепловой импульс в верхнюю, частично закристаллизовавшуюся к этому времени часть магматической системы и привести к ее расплавлению [32].

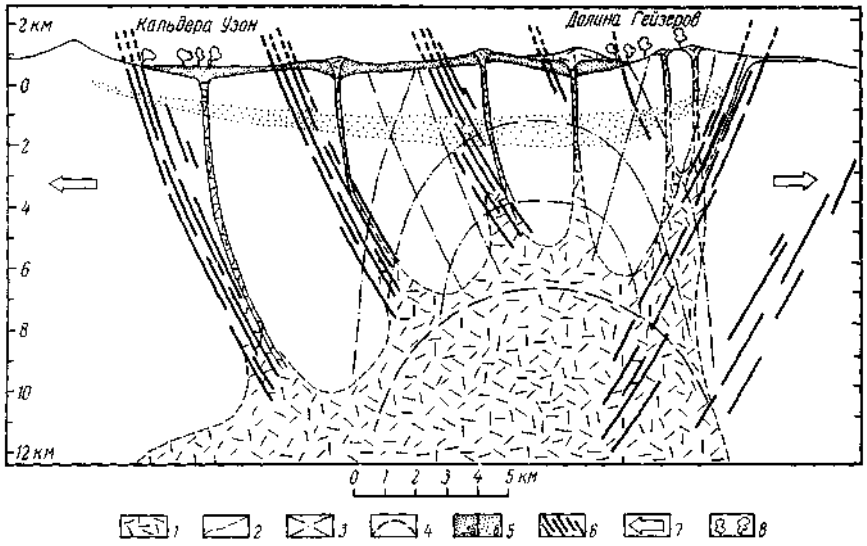

Рис. 5. Схематический разрез, показывающий особенности структурной локализации гидротермальных систем Долины Гейзеров и кальдеры Узон (линия разреза соответствует линии А—Б па рис. 2) 1 — область развития корового магматического очага и связанные с ним экструзии; 2— предполагаемые границы магматического очага; 3 — система кольцевых и конических трещин над очагом, восстанавливаемая по вскрывающимся на поверхности дайкам [17]; 4 — идеализированная верхняя граница очага в период внедрения даек (Q2); 5 — водоносные комплексы: а — верхний, б — нижний; 6 — зоны разломов (стрелки указывают характер перемещения по ним); 7 — направление корового растяжения в районе; 8—■ проявления гидротермальной деятельности

Таким образом, в настоящее время коровый очаг в недрах района, вероятно, продолжает находиться в разогретом состоянии и содержит материал с температурой выше солидуса гранитной системы.

Общие структурные позиции и наличие корового магматического очага кислой магмы в недрах района определяют особенности строения гидротермальных систем Долины Гейзеров и кальдеры Узон. Выше было показано, что структура района, магматизм и гидротермальная деятельность обнаруживают тенденцию к омоложению с востока на запад. Сопоставляя возраст гидротермальных систем с возрастом кислого вулканизма, между которыми предполагается парагенетическая связь [1], а также основываясь на возрасте структур, в пределах которых вскрываются термопроявления, мы датируем возраст гидротермальной системы Долины Гейзеров началом среднего плейстоцена (250—300 тыс. лет), а возраст гидротермальной системы кальдеры Узон — началом позднего плейстоцена (100—150 тыс. лет).

Поверхностная разгрузка гидротермальных систем осуществляется из озерных отложений, заполняющих Узоно-Гейзерную депрессию, которые также имеют различный возраст в восточной и западной ее частях.

Эти данные не позволяют нам объединять термопроявления Долины Гейзеров и кальдеры Узон в единую гидротермальную систему, как это делалось ранее [9, 24, 25]. Основываясь на том, что указанные термопроявления связаны на поверхности с различными структурами и имеют разный возраст, мы считаем, что они должны рассматриваться как две различные гидротермальные системы. Однако на глубине они связаны с областью единого корового магматического очага, который выступает как аккумулятор тепла и обеспечивает тепловое питание гидротермальных систем. Можно также предполагать, что их объединяет связь на глубине с единым источником водного питания (нижним водоносным комплексом). В пользу этого свидетельствует анализ глубинной структуры района. Принципиальная схема структурной локализации гидротермальных систем Долины Гейзеров и кальдеры Узон,, предполагаемая нами, изображена на рис. 5.

В целом, анализируя геологические позиции термопроявлений Долины Гейзеров и кальдеры Узон, мы должны присоединиться к высказанной ранее точке зрения о тесной их связи [29]. Однако мы считаем, что связь эта осуществляется не в поверхностных условиях, где существуют две заложившиеся в разное

время гидротермальные системы, а через глубинную структуру района, единую для обеих систем. Близким примером являются, по-видимому, Большебанная и Карымчинская гидротермальные системы на Южной Камчатке, для которых предполагается связь на глубине с единой областью теплового питания [14]. Представление о существовании двух гидротермальных систем в Узоно-Гейзерном районе, сформировавшееся на основе изучения стратиграфии, тектоники и магматизма, требует подтверждения дальнейшим изучением гидрогеологических и геотермических особенностей этого района.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Аверьев В. В.* Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью.— В кн.: Современный вулканизм. М.: Наука, 1966, с. 118—128.

2. *Аверьев В. В., Богоявленская Г. Е., Брайцева О. А., Вакин Е. А., Пилшгенко Г. Ф.* Вулканизм и гидротермы Узоп-Семячинского геотермального района на Камчатке.—-В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971, с. 207—211.

3. *Белоусов В. И.* Роль геолого-структурных факторов в формировании и деятельности гидротермальных систем в современных вулканических областях: Автореф. на соискание уч. ст. канд. геол-мин. наук. Петропавловск-Камчатский, 1967. 22 с.

4. *Белоусов В. И.* Геология геотермальных полей в современных вулканических областях. М.: Наука, 1978. 174 с.

5. *Белоусов В. И., Виноградов В. Н.* Долина Гейзеров.— В кн.: Путеводитель экскурсий второго вулканологического совещания. Владивосток: Дальневосточное книжн изд-во, 1964, с. 48—69.

6. *Белоусов В. И., Сугробов В. М.* Геологическая и гидрогеотермическая обстановка геотермальных районов и гидротермальных систем Камчатки.— В кн.: Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: Дальневосточное книжн. изд-во, 1976, с. 5—22.

7. *Брайцева О. А., Богоявленская Г. Е., Эрлих Э. И.* Геологическое строение Узонско-Гейзерной депрессии.— В кн.: Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразо-вание. М.: Недра, 1974, с. 10—32.

8. *Волынсц О. 11.* Гетеротакситовые лавы и пемзы.— В кн.: Проблемы глубинного магматизма. М: Наука, 1979, с. 181—196.

9. Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Недра, 1974. 264 с.

10. *Главатских С. Ф.* Распространение фаций гидротермально измененных пород.— В кн.: Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Недра, 1974, с. 117—162.

11. *Добрецов Н. Л., Попов Н. В.* О длительности формирования гранитоидных плутонов.— Геол. и геофиз., 1974, № 1.

12. Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980.

7813. *Кононов В. И.* Влияние естественных и искусственных очагов тепла на формирование химического состава подземных вод. М.: Наука, 1965. 146 с.

14. *Краевой Ю. А., Охапкин В. Г., Сережников А. И.* Результаты гидрогеологических и геотермических исследований Большебанной и Карымчинской гидротермальных систем.—В кн.: Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: Дальневосточное книжн. изд-во, 1976, с. 179—211.

15. *Леглер В. А., Парфенов Л. М.* Системы разломов островных дуг.— В кн.: Тектоническое районирование и структурно-вещественная эволюция северо-востока Азии М.: Наука, 1979, с. 134—155.

16. *Леонов В. Л.* Геологическое строение каньона р. Шумной и Узонско-Гейзерная депрессия на Камчатке.— Вулканол. и сейсмол., 1982, № 2, с. 100—104.

17. *Леонов В. Л.* Разрывные нарушения района Узонско-Гейзерной депрессии.— Вулканол. и сейсмол., 1982, № 4, с. 78—84.

18. *Масуренков Ю. П., Колосова Л. А.* Геодинамика и рудообразовапие в купольно-кольцевой структуре вулканического пояса. М: Наука, 1978, с. 81—85.

19. *Масуренков Ю. П.* Структурная позиция Карымского вулканического центра.—В кн.: Вулканический центр: строение, динамика, вещество (Карымская структура). М.: Наука, 1980, с. 111—116.

20. *Масуренков Ю. П., Горицкий Ю. А.* Разогрев и плавление среды вокруг вулканического канала.— Бюл. вулканол. ст., 1978, № 55, с. 70—78.

21. *Набоко С. И.* Вулкан Кихпиныч и его состояние в августе 1951 г.— Бюл. вулканол. ст., 1954, № 20, с. 48—52.

22. *Набоко С. П., Главатских С. Ф.* Высококремнистые цеолиты Долины Гейзеров *пр* Камчатке.— Бюл. вулканол. ст., 1978, № 55, с. 101—106.

23. *Пийп Б. И.* Кроноцкие игнимбриты на Камчатке.— Тр. лабор. вулканол. АН СССР, 1961, вып. 20.

24. *Пилипенко Г. Ф.* Парогидротермы кальдеры Узон как пример разгрузки высокотем пературной гидротермальной системы: Автореф. дис. на соискание уч. ст. канд. геол.-мин. наук. М., 1973, 20 с.

25. *Пилипенко Г. Ф.* Парогидротермы кальдеры Узон.— В кн.: Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: Дальневосточное книжн. изд-во, 1976, с. 237—266.

26. *Сугробов В. М., Аверьев В. В.* Обводненность пород Паужетского месторождения и условия циркуляции высокотемпературных вод.— В кн.: Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965, с. 49—63.

27. *Устинова Т. И.* Вулкан Кихпиныч.— Известия ВГО, 1948, № 5.

28. *Шанцер А. Е.* Некоторые особенности эволюции тектоно-магматическнх структур Камчатки в зависимости от ее блокового строения и движения блоков в позднем кайнозое.—-Бюл. вулканол. ст., 1979, № 57, с. 53—65.

29. *Эрлих Э. Н.* Генезис магмы и динамическая модель формирования Узонско-Гейзерной., депрессии.—В кн.: Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Недра, 1974, с. 246—248.

30. *Эрлих Э. Н., Брайцева О. А., Зубин М. И.* Тектоника Узонско-Гейзерной депрессии.— В кн.: Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Недра, 1974, с. 32—37.

31. *Anderson A. T.* Magma mixing: petrological process and volcanological tool.— J. Vol-canol. Geoterm. Res., 1976, № 1, p. 3—33.

32. *Duffield W. A., Bacon C. R., Dalrymple G. B.* Late Cenozoic Volcanism, Geochronolo-gy and Structure of the Coso Range, Inyo Country, California.— J. Geophys. Res., 1980, v. 85, № B5, p. 2381—2404.

33. *Sparks R. S. J., Sigurdsson H.* Magma mixing: a mechanism for triggering acied explosive eruption.— Nature, 1977, v. 267, № 5609, p. 315—318.

Институт вулканологии
ДВНЦ АН СССР

Поступила в редакцию
25.1.1982