

В.Л.ЛЕОНОВ

**СТРУКТУРНЫЕ
УСЛОВИЯ
ЛОКАЛИЗАЦИИ
ВЫСОКО-
ТЕМПЕРАТУРНЫХ
ГИДРОТЕРМ**



•НАУКА•

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

Институт вулканологии

В.Л. ЛЕОНОВ

СТРУКТУРНЫЕ
УСЛОВИЯ
ЛОКАЛИЗАЦИИ
ВЫСОКО-
ТЕМПЕРАТУРНЫХ
ГИДРОТЕРМ

Ответственный редактор

кандидат геолого-минералогических наук

В.И. БЕЛОУСОВ



МОСКВА "НАУКА" ·
1989



5160

Структурные условия локализации высокотемпературных гидротерм/ В.Л. Леонов

М.: Наука, 1989. - 104 с. - ISBN 5-02-003303-0.

В работе приводятся результаты детальных структурных исследований, проведенных в трех основных геотермальных районах Камчатки: Паужетском, Мутновском и Семьячинском. Выявлены общие черты в развитии этих районов. Показано, что формирование высокотемпературных гидротермальных систем Камчатки связано со средне-верхнечетвертичной активизацией тектонических движений в зоне Восточно-Камчатского глубинного разлома. Основную роль в структурном контроле гидротермальной деятельности играют узлы пересечения продольных и поперечных разломов. Обоснована тесная связь развития гидротермальных систем с жизнедеятельностью коровых магматических очагов, расположенных в их недрах. Впервые для Камчатки рассмотренные структуры анализируются с позиций геодинамики, что позволило показать основные стадии развития структур, выделить работающие системы разрывов и трещин, установить связь современных и древних активно живущих разломов.

Работа представляет интерес для широкого круга исследователей, работающих в области современного островодужного вулканизма, а также для геологов-рудников, интересующихся проблемами структурного контроля гидротермальных месторождений.

Ил. 31. Библ. 169 назв.

Рецензенты: А.Е. Святковский, В.Н. Шарапов
Редактор издательства О.М. Ванюкова

Л И804030000 - 280 309-89, кн. 2 © Издательство "Наука", 1989
55 (02) - 89

Введение

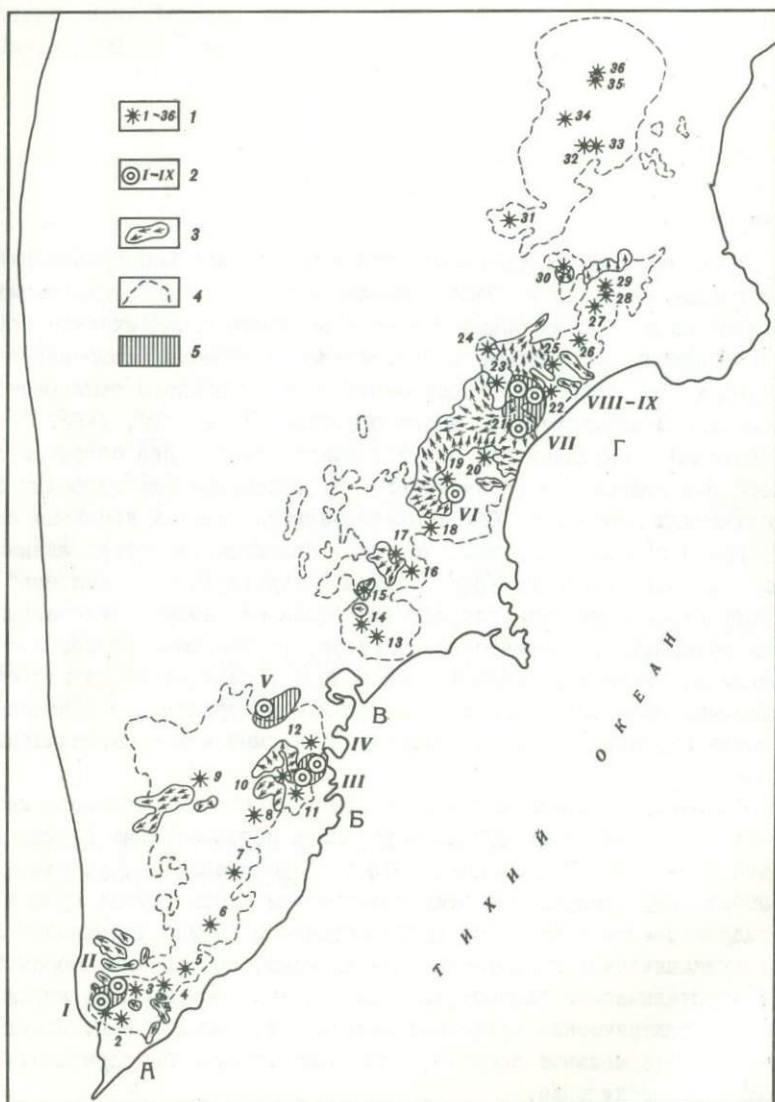
В последние годы установлено, что наиболее крупные приповерхностные тепловые аномалии на Земле связаны с современными гидротермальными системами, под которыми обычно понимаются специфические водонапорные системы, возникающие в земной коре в областях современного вулканизма при внедрении в водоносные слои глубинного теплоносителя — магмы или надкритического водного флюида [1, 22, 92, 168].

Скопления термальных вод могут формироваться и вне областей современного вулканизма — в седиментационных бассейнах или глубоких зонах тектонических дроблений. Они характеризуются меньшим удельным выносом тепла в очагах разгрузки, но также являются гидротермальными системами. По В.И. Кононову [66], термин "гидротермальная система" может быть отнесен ко всем гидродинамическим системам, заключенным в рамках отдельных геологических структур, формирующимся либо при нагревании вод в региональном тепловом поле в результате их глубокой циркуляции, либо еще и при дополнительном поступлении в водоносные горизонты глубинного тепла, приносимого магмой или надкритическим флюидом.

Обобщенную классификацию гидротермальных систем на основе материалов Второго симпозиума ООН по изучению и использованию геотермальных ресурсов (США, Калифорния, 1975 г.) предложил А. Трусделл [167]. Он разбил всю совокупность этих объектов на шесть групп: вулканические гидротермальные системы; вулканические парогидротермальные системы; вулканические гидротермальные системы, обогащенные морской водой; невулканические гидротермальные системы, обогащенные морской водой; невулканические осадочные бассейны термальных вод; невулканические гидротермальные системы, включающие трещинные термальные воды глубокой циркуляции.

Г. Бодварссон [152] разделил гидротермальные системы на две основные группы: низкотемпературные и высокотемпературные с базовой температурой меньше и больше 150 °С соответственно.

Такое подразделение, по мнению В.И. Кононова [66], весьма перспективно, так как базовые температуры могут быть рассчитаны с помощью гидрохимических индикаторов. В то же время по газовому составу



В.И. Кононов выделил следующие типы терм: сероводородно-углекислые, углекисло-водородные ("водородные"), углекислые, азотно-углекислые, метановые (азотно-метановые) и азотные.

В настоящей работе рассматриваются только высокотемпературные вулканические (по классификации А. Трусделла) гидротермальные системы. По газовому составу это азотно-углекислые и углекислые низкоминерализованные, высокоэнтальпийные парогидротермы различного солевого состава [66]. В дальнейшем они для краткости называются просто "высокотемпературные гидротермальные системы". На Камчатке известно десять таких систем, и почти все они (за исключением одной) расположены в пределах Восточного вулканического пояса (рис. 1). Это Паужетская и Кошелевская системы на юге Камчатки, Северо-Мутновская, Жировская и Больше-Банная вблизи г. Петропавловска-Камчатского, а также Узонская, Гейзерная, Семьячинская и Академии наук на центральном участке Восточной Камчатки [114]. Расположение высокотемпературных гидротермальных систем группами заставило В.В. Аверьева предположить, что они могут быть связаны на глубине единым фронтом теплового питания и их необходимо объединить в геотермальные районы [6]. Им были выделены на Камчатке три района: Паужетский, Мутновский и Семьячинский. В дальнейшем некоторые исследователи стали выделять также Паратунский геотермальный район [25, 107], который находится в непосредственной близости от Мутновского.

В последние годы получен новый обширный материал по их геологическому строению, структуре и по особенностям проявления в них гидротермальной деятельности. Это позволяет с новых позиций подойти к изучению геотермальных районов и рассмотреть не только особенности их внутренней организации, но и выявить те общие структуры, которые оп-



Р и с. 1. Схема расположения высокотемпературных гидротермальных систем в пределах Восточно-Камчатского вулканического пояса

I - вулканы (1 - Кошелевский; 2 - Камбальный; 3 - Дикий Гребень; 4 - Ильинский; 5 - Желтовский; 6 - Ксудач; 7 - Ходутка; 8 - Асача; 9 - Опала; 10 - Горелый; 11 - Мутновский; 12 - Вилочинский; 13 - Авача; 14 - Корякский; 15 - Купол; 16 - Жупановский; 17 - Дзендзур; 18 - Жупановские Востряки; 19 - Карымский; 20 - Малый Семьячик; 21 - Большой Семьячик; 22 - Кихпиньч; 23 - Таунищ; 24 - Унана; 25 - Крашенинникова; 26 - Кроноцкий; 27 - Шмидта; 28 - Гамчен; 29 - Комарова; 30 - Кинчокла; 32 - Удина; 33 - Зимина; 34 - Толбачик; 35 - Безымянный; 36 - Ключевской); 2 - высокотемпературные гидротермальные системы, (по В.М. Сугробову [114]) (I - Кошелевская; II - Паужетская; III - Северо-Мутновская; IV - Жировская; V - Больше-Банная; VI - Академии наук; VII - Семьячинская; VIII - Узонская; IX - Долины Гейзеров); 3 - области развития средне-верхне-четвертичных пемзовых туфов и игнимбритов (стрелки указывают направление движения их потоков); 4 - обобщенные контуры развития четвертичных лав Восточно-Камчатского вулканического пояса (по геологической карте Камчатской области, 1976); 5 - геотермальные районы, по В.М. Сугробову [114]; А - Паужетский; Б - Мутновский; В - Паратунский; Г - Семьячинский

ределяют позиции геотермальных районов в пределах Восточно-Камчатского вулканического пояса. Соответственно решение общей задачи, поставленной в этой работе; выявление структурных условий локализации высокотемпературных гидротерм, — видится в решении следующих вопросов: выделении и описании элементов строения геотермальных районов, исследовании наиболее существенных внутренних связей этих элементов, выявлении специфической природы геотермальных районов как целостных структур и, наконец, анализе более общих структур, определяющих локализацию геотермальных районов.

Структурные аспекты, рассматриваемые в работе, опираются на некоторые общие представления о генезисе современных гидротерм и об их связях с магматической деятельностью. Основа таких представлений заложена в работах К. Банвелла [147, 148] и В.В. Аверьева [2]. Последним было показано, что в условиях конкретных структур, в пределах которых происходит современный гидротермальный процесс, энергетический эффект гидротермальной деятельности не уступает энергии вулканического процесса, в частности явлениям "кислого вулканизма". При этом главную роль в названных процессах играет водный флюид (эндогенный пар), который может рассматриваться как главный агент особой формы вулканизма, в рамках которой взрывные явления, экструзии магмы и гидротермальная деятельность предстают как ассоциация различных проявлений одного процесса. В то же время В.В. Аверьев [2] рассматривал все эти явления как реакцию земных недр на тепловой импульс, связанный с развитием энергетически более мощного андезито-базальтового вулканизма. Полученные данные заставляли весьма критически относиться к представлениям о ведущей роли магматических тел в гидротермальном процессе.

В работах учеников В.В. Аверьева [22, 27, 30] было показано, что у модели теплового питания современных гидротермальных систем за счет эндогенного пара (флюида) наряду с достоинствами есть ряд слабых позиций. Так, отмечалось, что по соотношениям изотопов водорода доля ювенильных вод в гидротермальных флюидах в большинстве случаев составляет менее 5%. Этого количества эндогенного пара недостаточно для образования и длительной деятельности современных гидротермальных систем [22].

Детальные работы по изучению геологических структур гидротермальных систем привели исследователей к выводу, что последние связаны с особыми, активными в течение длительного времени геологическими структурами в современных вулканических районах, которые пронизывают земную кору и служат каналами для магматического материала, движущегося от уровней верхней мантии к поверхности земли [22]. Такие структуры получили название долгоживущих вулканических центров. Хотя этот термин уже утвердился в литературе [22, 54, 62, 98], его понимание не однозначно. Кроме того, в литературе употребляются близкие к нему понятия "долгоживущий магматический и металлогенический центр" [37],

"вулканический центр" [84, 85], "центр эндогенной активности" [55]. Здесь мы будем пользоваться термином "долгоживущий вулканический центр" в понимании В.И. Белоусова [33], т.е. применительно к структурам современных гидротермальных систем. К таким центрам относятся Камбальский и Кошелевский в Паужетском геотермальном районе, Кихпиничский, Узонский, Бурлящий в Узон-Семячинском геотермальном районе, Мутновский в Мутновском районе и т.д. [22]. По расчетам суммарного количества тепла, вынесенного породами разного состава в пределах таких центров, В.И. Белоусов делает вывод, что "базальтовый вулканизм" является в них самым мощным процессом и превышает сумму тепловых мощностей "кислого вулканизма" и гидротерм в 6-7 раз. Таким образом, подтверждается вывод В.В. Аверьева, что гидротермы и "кислый вулканизм" возникают под действием энергетически более мощного и более глубинного процесса, каким является в данных структурах "базальтовый вулканизм".

Процесс формирования современных гидротермальных систем В.И. Белоусов [22] разбивает на три этапа: 1) подача глубинного магматического расплава базальтового многокомпонентного состава в верхние горизонты земли; 2) образование коровых магматических очагов кислого или субкислого расплава за счет избыточного тепла, транспортируемого газообразными и легкоподвижными компонентами; 3) формирование структуры гидротермальных систем в результате теплопотерь при остывании коровых магматических очагов кислого состава.

Для уточнения предложенной схемы были поставлены детальные работы по изучению истории развития кислого корового магматического очага в Узон-Гейзерном районе [26, 50, 150, 151]. Эти работы показали, что этот коровый очаг испытывал в четвертичное время сравнительно быстрые (исчисляемые десятками тысяч лет) эпохи разогрева и остывания, связанные с периодическим внедрением в него высокотемпературной базальтовой магмы. Следовательно, коровый магматический очаг выступал как аккумулятор тепла и обеспечивал тепловое питание гидротермальных систем. Временной разрыв между внедрением базальтов и активизацией кислого вулканизма и гидротермальной деятельности исчислялся, по-видимому, не многими десятками или сотнями тысяч лет, как предполагал В.В. Аверьев, а гораздо более короткими интервалами. Данные, полученные в последние годы по изучению извержения вулкана Аскья в Исландии, показали, что такой интервал мог измеряться годами [163].

Представления о прямом внедрении магм основного состава в коровые очаги кислых магм и смешивании их подтверждаются в последние годы обширным петрографическим материалом. Полный обзор работ, сделанных в этой области, приведен в статье В.С. Попова [104]. Как отмечают итальянские исследователи [160], процесс смешивания магм основного и кислого состава обычен в вулканических районах, характерен для периодов тектонических активизаций и сменяется процессами магматичес-

кой дифференциации в периоды тектонического спокойствия. На ведущую роль базальтов в тепловом питании современных гидротермальных систем указывают американские исследователи [155], которые также отмечают, что внедрение базальтов в верхние горизонты земной коры происходит в эпоху ее растяжения [156, 159].

Таким образом, подходя к анализу структурных условий локализации высокотемпературных гидротерм, мы должны, кроме перечисленных задач, оценить еще состояние коровых магматических очагов в рассматриваемых районах, а кроме того, обратить особое внимание на выявление эпох растяжения или тектонических активизаций, которые стимулируют деятельность магматических очагов и связанных с ними гидротермальных систем. Все эти вопросы в той или иной мере рассмотрены в нашей работе. Отметим, что под термином "активизация" мы вслед за М.А. Фаворской [121] понимаем периодически возникающее в определенные эпохи резкое усиление тектонических, магматических или вулканических процессов. Возникновение импульсов повышенной активности сопряжено с еще плохо изученными процессами возмущения глубинных подкоровых масс.

Геологическое строение геотермальных районов, занимающих площадь от нескольких сотен до первых тысяч квадратных километров, изучено неравномерно. Наиболее детально автором рассматриваются участки, изучением которых он непосредственно занимался. Это либо площади, на которых активно проявляется современная гидротермальная деятельность, либо площади с наиболее ярким проявлением тех или иных структурных элементов, изучение которых позволяет выявить структуру геотермальных районов в целом. При обобщении материалов по районам привлекались опубликованные результаты работ других исследователей, а также фондовые материалы Камчатских ПГО, ПГУ, Сахалинского ПГО и Камчатского промыслового управления по использованию глубинного тепла Земли.

Автор в процессе работы неоднократно пользовался советами, консультациями, поддержкой В.И. Белоусова, В.М. Сутрובה, Е.А. Вакина, И.В. Мелекесцева, Ф.Ш. Кутыева, В.Н. Шаропова, Г.Ф. Пилипенко, С.Ф. Главатских, Е.Н. Гриб, О.Н. Егорова, Н.А. Храмова, В.А. Воронкова, Б.П. Чумака, которым глубоко благодарен. При подготовке к печати рукопись была просмотрена И.Г. Симбиревой, Н.А. Храмовым, М.М. Лебедевым, Л.Г. Наумовым, Б.М. Чиковым, А.М. Боровиковым, И.В. Мелекесцевым и А.П. Хреновым, сделавшими ряд полезных замечаний, учтенных автором. Большую помощь в оформлении работы оказали С.В. Коренева, Г.В. Волкова, Л.Л. Зубарева, В.А. Подтабачный, С.Н. Афанасьева, Л.В. Ананьева. Всем перечисленным лицам автор выражает искреннюю признательность.

Г л а в а I. ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПАУЖЕТСКОГО ГЕОТЕРМАЛЬНОГО РАЙОНА

Район расположен на самом юге Камчатского полуострова (см. рис. I) на стыке Центрально-Камчатской и Западно-Камчатской структурно-фацialsных зон [38]. Впервые его предположительно выделил В.В. Аверьев, считавший, что расположенные рядом Паужетская и Кошелевская гидротермальные системы имеют общий источник теплового питания [44].

Геологическое строение района

Изучение геологического строения района началось с 30-х годов, когда Б.И. Пийп одним из первых провел здесь маршрутную съемку [100] и дал первое возрастное деление осадочно-вулканогенных пород, слагающих район. С 1955 г. в районе начались детальные геологические работы, связанные с изучением в энергетических целях района Паужетских термальных источников. Первая схематическая геологическая карта была составлена А.Е. Святловским, в 1958 г. она была уточнена В.В. Аверьевым. Результатом этого явились первые детальные представления о структуре района и о породах, слагающих его [1, 5]. В 1959 г. Камчатским геологическим управлением в районе была проведена геологическая съемка, собран большой фактический материал и составлена геологическая карта [10]. В 1960-1961 гг. маршрутные геологические наблюдения в восточной части района проводил В.И. Белоусов [3]. В конце 1960-х годов рассматриваемая территория была покрыта среднемасштабной геологической съемкой [132, 133, 136]. В начале 1970-х годов юго-западная часть территории была охвачена крупномасштабной геологической съемкой [108].

В 1969-1974 гг. в районе были поставлены комплексные работы большого коллектива сотрудников Института вулканологии ДВНЦ АН СССР. Геологическое строение района изучалось В.И. Белоусовым, Н.В. Огородовым, Н.Н. Кожемякой, Н.Е. Литасовым, Н.А. Храмовым, О.Н. Егоровым и автором. Результаты этих работ были опубликованы в ряде монографий [22, 54, 55]. Стратиграфические подразделения, принятые различными авторами, приведены на рис. 2. Наиболее детальное и обоснованное деление отложений района на девять комплексов дано в работе [55]. Описание геологического строения сделано по участкам, которые были детально изучены нашими маршрутными исследованиями различных лет (рис. 3). При этом упор сделан не на стратиграфию, которая освещена в предстоящих работах, а на структурные особенности, которые ранее детально не рассматривались.

Отдел	Подотдел	Возраст млн лет	В.В. Аверьев [6]; В.В. Аверьев, А.Е. Святловский [5]	С.Е. Апрельков [10]	В.С. Шеймович [132-134; 136]	Н.В. Огородов, Н.Н. Кожемяка, Н.Е. Литасов, [96]	О.Н. Егоров [55]
Плейстоцен	Плиоцен	0,01	Дацилы Дикого Гребня, пемзо- вые отложения и т.д. (Q_3)	Лавы Дикого Гребня, пемзо- вые отложения и т.д.	Базальты (Q_1)	Лавы Дикого Гребня, пемзо- вые отложения и т.д. (Q_4)	IX Комплекс (экструзивно- пирокластичес- кий и вулкани- ческий) (Q_4)
			Дацилы, андези- ты, базальты (Q_2^1)	Базальты, анде- зиты и туфы вулканов и эк- струзий ($Q_1 - 3$)		Депрессионный комплекс ($Q_1^2 - Q_3^3$)	VIII Комплекс (экструзивно- пирокластичес- кий) СП Д (Q_3)
			Озерные отло- жения (Q_2^1)	Паужетская свита ($N_2 - Q_1$)		0,25±0,10	СП Д (Q_2)
			Кристаллокла- стические туфы игнимбриты (Q_1^1)	Гольгинский горизонт (N_2)		ПМ 1,6±0,2	VII Комплекс (экструзивно- пирокластичес- кий) (Q_2)
Миоцен	Верхний	12±1	Базальты, андезиты, туфобрекчи (Q_1)	Ключевская свита ($N_1^3 - N_2$)	Алнейская серия ($N_1^3 - N_2$)		Озерновский вулканогенный комплекс ($N_2^3 - Q_1^1$)
						V Комплекс (лаво-пирокла- стический) (N_2^2)	
						IV Комплекс (осадочно-вул- каногенный) (N_2^1)	
						III Комплекс (экструзивно- лаво-пирокла- стический) (N_1^3)	
Средний	17±1	Основные лавы, их туфы, туфо- песчаники (тре- тичные отложе- ния ($P + N$))	Курильская се- рия ($N_1^1 - 2$)	Парагунская свита (N_1^1)	Курильский вулканогенно- осадочный комплекс (N_1^{1-3})	14,1±1,5	II Комплекс (лаво-пирокла- стический) (N_1^1)
						21±1	I Комплекс (туфогенно- осадочный) (N_1^1)

Р и с. 2. Сопоставление разрезов палеоген-четвертичных отложений Паужетского геотермального района в представлениях различных авто-
ров.

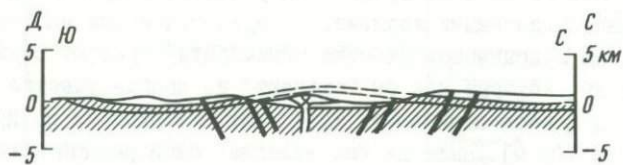
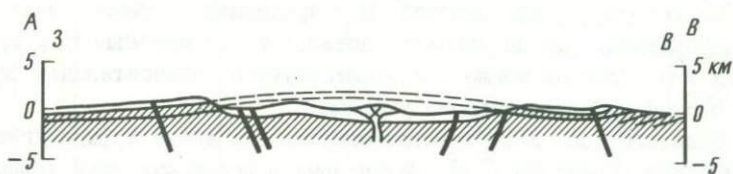
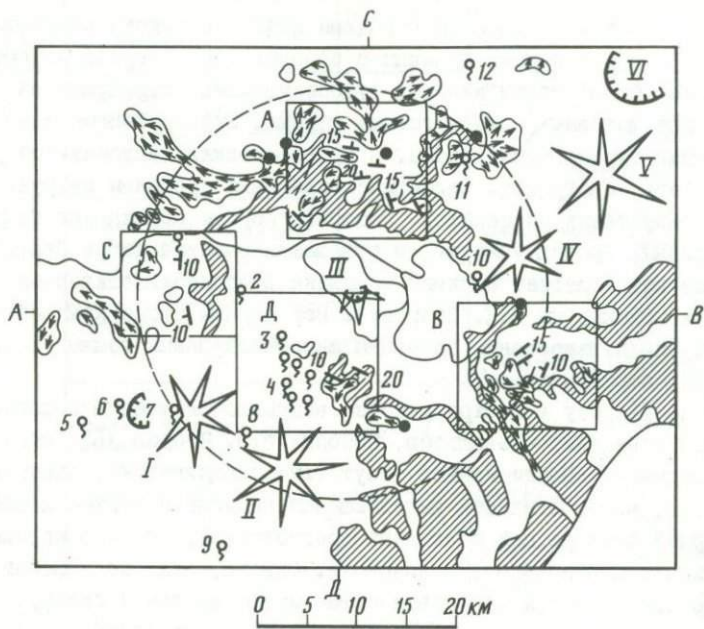
Буквами в кружках обозначены методы, по которым определялся воз-
раст пород: РУ - радиоуглеродный, СП - спорово-пыльцевой, Д - диа-
томовый, ПМ - палеомагнитный; цифрами в прямоугольниках отмечены
имеющиеся определения абсолютного возраста пород калий-аргоновым ме-
тодом

Участок Северный (Гольгинские горы)

Участок сложен в основном породами дочетвертичного возраста (рис. 4). У юго-западной границы в обрывах к р. Озерной вскрыта мощная (более 100 м) толща зеленых туфопесчаников, чередующихся с псефитовыми, псаммитовыми, алевритовыми туфами, туфобрекчиями и мелкогалечниковыми туфоконгломератами. В туфопесчаниках встречаются редкие остатки фауны гастропод. Описанные отложения прорваны интрузиями диоритов и диоритовых порфиритов. Подобные породы обнажаются также у юго-восточных границ участка, в основании разреза по р. Первой Северной. Выше них залегает сложный комплекс лавопирокластических отложений (II комплекс, по О.Н. Егорову). Все породы этого комплекса регионально пропилитизированы, прорваны многочисленными телами диоритов и диоритовых порфиритов.

Выше по разрезу в центре участка вскрывается мощное наслоение лав базальтов и андезито-базальтов, которые О.Н. Егоров [55] отнес к IV и VI комплексам. Почти полное отсутствие пирокластики, однородный состав лав, морфологически выделяющаяся вершина в центре лавового щита с серией даек на ней позволяют предположить, что это крупный щитовой вулкан плиоценового (?) возраста. Однако, судя по замерам элементов залегания, пласты лав повсеместно имеют наклон к северу. По-видимому, вся постройка щитового вулкана (или его южная половина) в результате тектонических движений была приподнята и наклонена в северном направлении. Выходы наиболее древних пород описанного разреза в обрывах к р. Озерной также свидетельствуют об относительном поднятии южных частей рассматриваемого участка.

На базальтах залегают кристаллолитокластические туфы и игнимбриты гольгинского горизонта [10]. Полученные в последние годы данные позволяют считать их возраст среднечетвертичным, а происхождение связывать с многочисленными жерлами, рассредоточенными на большой площади [54]. На описываемом участке игнимбриты образуют серию пластов длиной 5-6 км, которые как бы "стекают" из центра участка в стороны. Наибольшей мощности игнимбриты достигают в верховьях р. Правый Кошегочек (около 100 м). Выше на них залегает слой рыхлой пемзы, имеющий в центре участка мощность 4-5 м, а на его периферии до 1 м и менее. В районе высоты 640 м у юго-западного края участка игнимбриты разбиты в верхней части разреза плитчатой отдельностью с падением в сторону от долины р. Озерной под углом 14° . Почти полное отсутствие здесь пемз свидетельствует о значительной удаленности их от вероятных центров извержения. Наклон толщи игнимбритов можно объяснить тем, что участок в этом месте испытал поднятие с общим наклоном его к северо-востоку.



Таким образом, основной особенностью структуры рассматриваемого участка является моноклинальное залегание всех комплексов пород с падением их к северо-северо-востоку. Как указывалось выше, такое залегание пород, по-видимому, связано с тем, что южная часть участка испытала поднятие с амплитудой не менее 1000 м. У южной границы участка проходит сброс, который представляет собой северное ограничение Паужетской вулкано-тектонической депрессии [77, 133]. Он имеет широтное простирание. Параллельно этому разлому, к северу от него, выделяется еще ряд разрывных нарушений широтного простирания (см. рис. 4). Существенных вертикальных перемещений по ним не фиксируется. Кроме того, на участке развиты многочисленные разрывы других направлений: меридиональные, северо-западные и северо-северо-восточные. Все они представляют собой трещины без видимого смещения пород либо малоамплитудные сбросы. Разрывные нарушения северо-западного простирания контролируют размещение на поверхности экстрוזий верхнечетвертичного возраста. Современные долины рек Правый и Левый Каюк, Поганки, Первой Северной и других трассируют направление наиболее молодых разрывных нарушений северо-северо-восточного (ССВ 20-30°) простирания.

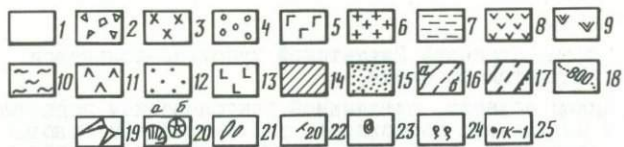
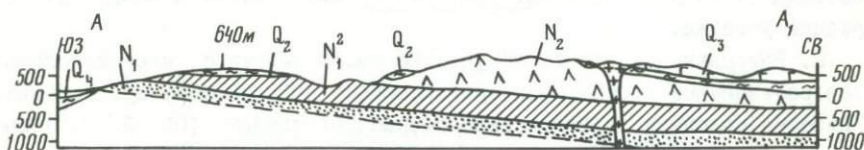
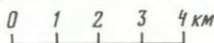
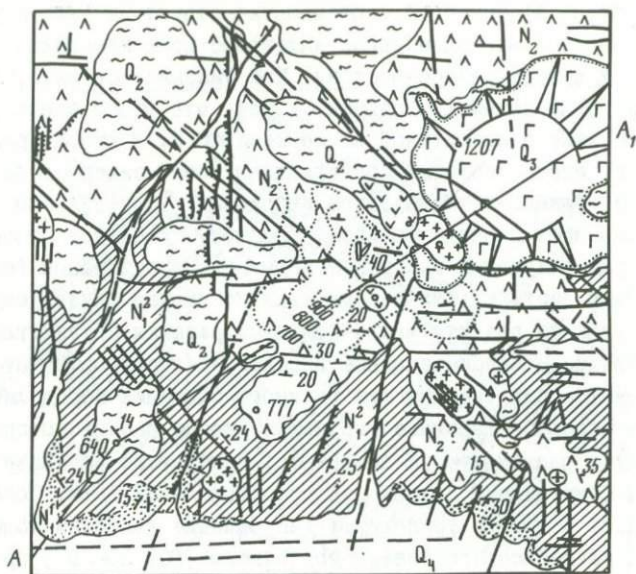
Выводы. 1. Все породы участка, вплоть до среднечетвертичных, испытали тектоническое поднятие у южной границы. Амплитуда поднятия составляет не менее 1000 м. Поднятие прослеживается к северу до середины участка.

2. Разрывные нарушения на участке имеют широтное, меридиональное, северо-западное и северо-северо-восточное (ССВ 20-30°) простирания. Наиболее молодыми являются северо-северо-восточные (ССВ 20-30°) нарушения.

←

Р и с. 3. Схема строения Паужетской купольно-кольцевой структуры (Паужетского свода)

I - границы области, охваченной тектоническим поднятием; 2 - выходы на дневную поверхность ниже-среднемиоценовых туфогенно-осадочных и лаво-пирокластических отложений; 3 - площади развития и направления движения потоков среднеплейстоценовых пемзовых туфов и игнимбритов; 4 - центры извержений среднеплейстоценовых туфов и игнимбритов; 5 - вулканические постройки верхнеплейстоцен-голоценового возраста; (I - в. Кошелевский; II - в. Камбальный; III - Дилький Гребень; IV - в. Ильинский; V - в. Желтовский; VI - Кальдера Призрак); 6 - термальные источники и паровые струи (I - Озерновские; 2 - Паужетские; 3 - Северо-Камбальные; 4 - Южно-Камбальные; 5 - Сивучинские; 6 - Нижнекошелевские; 7 - Верхнекошелевские; 8 - Медвежьи; 9 - Телловские; 10 - Курильские; II - Верхнегольгинские; 12 - Среднегольгинские); 7 - элементы залегания пород. Прямоугольниками показаны участки, в которых автор проводил детальные работы: А - Северный (Гольгинские горы); В - Восточный (гора Ушастый Камень); С - Западный (гора Шумная и гора Ключевская); Д - Центральный (Камбальный хребет)



Участок Восточный (гора Ушастый Камень)

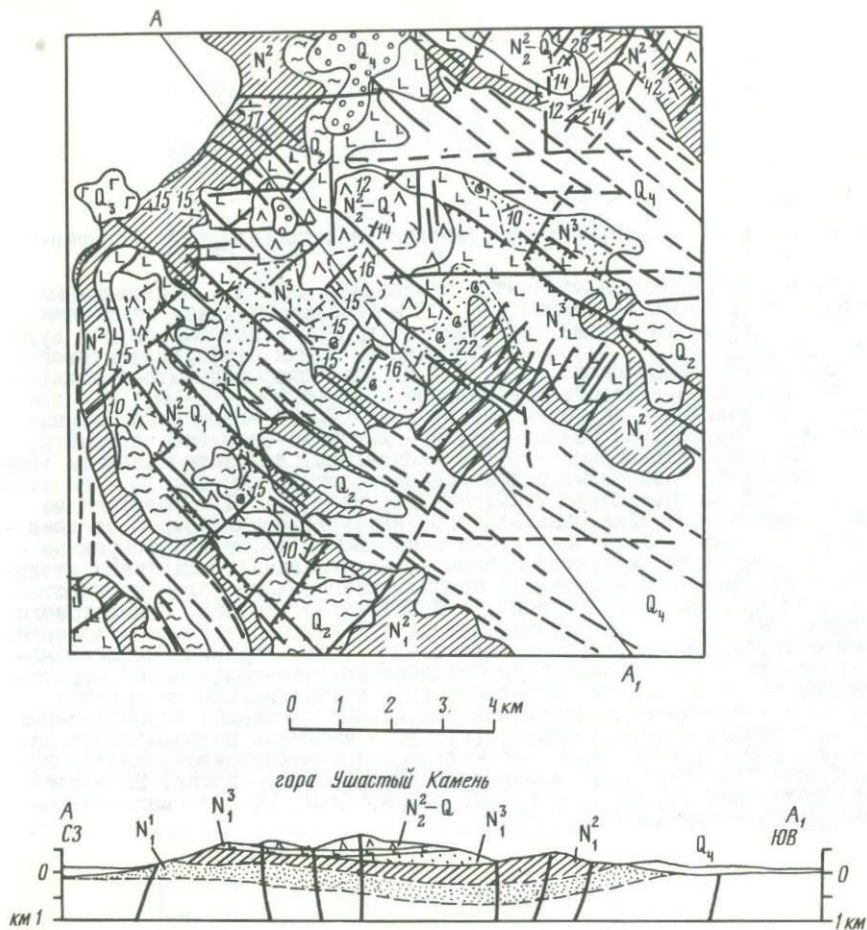
На участке вскрыты в основном неоген-нижнечетвертичные породы, перекрытые в пониженных участках игнимбридами среднечетвертичного возраста (рис. 5). Долины рек заполнены голоценовыми пемзовыми отложениями. Наиболее древние части разреза вскрываются вдоль восточного берега Курильского озера и на востоке участка. Они сложены в основном зеленокаменно измененными туфобрекчиями и туфами, прорванными многочисленными телами диоритов и диоритовых порфиритов. В самом основании вскрытого разреза, на берегу Курильского озера, встречаются туфобрекчии и туфопесчаники с остатками фауны. Выше, в центральной части участка, выходит толща туфопесчаников, туфоконгломератов и туфобрекчий, содержащих в верхней части разреза прослой пемзовых

Р и с. 4. Схема геологического строения участка Северный (Гольгинские горы)

Условные обозначения относятся к рисункам 4-7: 1 - нерасчлененные рыхлые четвертичные отложения - Q₄; 2 - обвально-осыпные отложения - Q₄; 3 - андезито-дацитовые экструзивные куполы и лавовые потоки вулкана, Дикий Гребень - Q₄; 4 - агглютинаты, шлаки, туфы андезитового состава вулкана Ильинского - Q₄; 5 - базальтовые, андезито-базальтовые стратовулканы и моногенные лавовые постройки - Q₃ - Q₄; 6 - дацитовые и риолитовые экструзивные куполы - Q₃; 7 - слоистые озерные отложения - паужетская свита - Q₃; 8 - андезито-базальты, андезиты, дациты вулкана Разваленный - Q₃; 9 - базальты, андезито-базальты вулканов Медвежий, Безымянный и Древне-Кошелевский - Q₂-Q₃; 10 - дацитовые и риолитовые кварцевые туфы; игнимбриты - Q₂; 11 - разрушенные вулканические постройки базальтового, андезито-базальтового состава - N₂-Q₁; 12 - слоистые туфопесчаники с прослоями туфов и туфобрекчий - N₂; 13 - андезиты, андезито-базальты, не увязанные с центрами извержения - N₂; 14 - нерасчлененные пропилитизированные лаво-пирокластические образования базальтового, андезито-базальтового, андезитового состава - N₂; 15 - пропилитизированные туфогенно-осадочные отложения, зеленые туфопесчаники, туфоаргиллиты - N₁; 16 - граница несогласного залегания лав и пирокластики позднеплейстоцен-голоценовых стратовулканов на подстилающих отложениях (а); внутриацональные границы (б); 17 - тектонические нарушения без видных смещений: установленные (а), предполагаемые (б); сбросы (в); 18 - изолинии рельефа (проведены через 100 м); 19 - вершинные кальдеры крупных стратовулканов; 20 - эрозионные котловины (а), лавовые конусы (б); 21 - дайки; 22 - элементы залегания пород; 23 - пункты сбора фауны; 24 - термальные источники; 25 - скважины

туфов, лигнитов, лав кислого состава. Эта толща не подверглась зеленокаменным изменениям и перекрывает тела диоритов. Толща богата остатками фауны, которая впервые была отобрана В.С. Шеймовичем [136]. По возрасту этих остатков отложения были датированы верхним миоценом и отнесены к основанию алнейской серии (N₁³ - N₂).

Залегаящая еще выше толща лав и пирокластики представляет собой остатки крупного вулкана, центр которого устанавливается по периклинальному залеганию лав. Возраст вулкана определяется различными авторами как плиоцен-раннечетвертичный [54, 55]. Игнимбриты среднечетвертичного возраста занимают значительные площади в юго-западном углу рассматриваемого участка. Они вскрываются на отметках 200-400 м. Вероятный центр их извержения был расположен на северо-западе участка и в настоящее время не выявлен.



Р и с. 5. Схема геологического строения участка Восточный (гора Ушастый Камень)

Условные обозначения см. на рис. 4

Условия залегания отложений каждого комплекса пород различны. Нижняя часть толщи (зеленокаменно измененные породы или комплекс II, по О.Н. Егорову) имеет общее падение к северо-северо-западу. Углы падения меняются от 10 до 22° . Верхнемиоценовые песчаники искривляются узкой полосой, пересекающей участок с юго-запада на северо-восток. При этом на востоке они падают к северо-западу, а на западе — юго-юго-востоку (см. рис. 5). Углы падения в обоих случаях составляют $10-15^\circ$. Залегание выше лаво-пирокластические отложения имеют периклинальное залегание, падая в стороны от предполагаемого центра вулканического сооружения, углы падения пород составляют в основном $10-15^\circ$. Игнимбриты имеют пологое падение в юго-восточном направлении.

Рассматриваемый участок расположен на западном крыле Южно-Камчатского антиклинория [11, 38]. Это подтверждается залеганием пород в нижней части приведенного разреза. Условия залегания верхнемиоценовых песчаников свидетельствуют, что песчаники испытали поднятие как на востоке — юго-востоке (со стороны осевой части Южно-Камчатского антиклинория), так и на западе — северо-западе, где поднятием были охвачены, по-видимому, восточные берега Курильского озера. В период формирования лаво-пирокластической толщи плиоцен-раннечетвертичного возраста и позже существенного поднятия как на западе, так и на востоке участка не происходило.

Таким образом, структуру участка в целом можно представить в виде пологой синклинальной складки северо-восточного простирания. Ось складки трассируют породы верхнемиоцен-нижнечетвертичного возраста, а на крыльях вскрываются породы среднего и нижнего миоцена.

Среди разрывных нарушений на рассматриваемом участке наиболее развиты разломы и трещины северо-западного простирания. Они формируют густую сеть, отчетливую во всех отложениях, вплоть до голоценовых. Все нарушения с установленным вертикальным смещением представляют собой сбросы с опущенным юго-западным крылом. Отчетливо проявлены также разрывы северо-восточного и широтного простирания. Они хорошо наблюдаются на площадях развития дочетвертичных отложений и хуже проявлены или совсем исчезают там, где залегают породы среднечетвертичного возраста и голоценовые лавовые отложения. В центре участка выделяется пояс разломов северо-восточного простирания шириной около 2 км. Многие разрывные нарушения этого пояса представляют собой сбросы с опущенным юго-восточным крылом. Среди широтных нарушений четко выделяется разлом в южной половине участка. Он прослеживается на протяжении около 10 км. Такой же разлом протяженностью более 6 км проходит в центре участка. Все разрывные нарушения широтного простирания отличаются прямолинейностью и отсутствием по ним вертикальных смещений. Разломы меридионального простирания проявлены слабо. Наиболее крупные из них устанавливаются у западной границы участка.

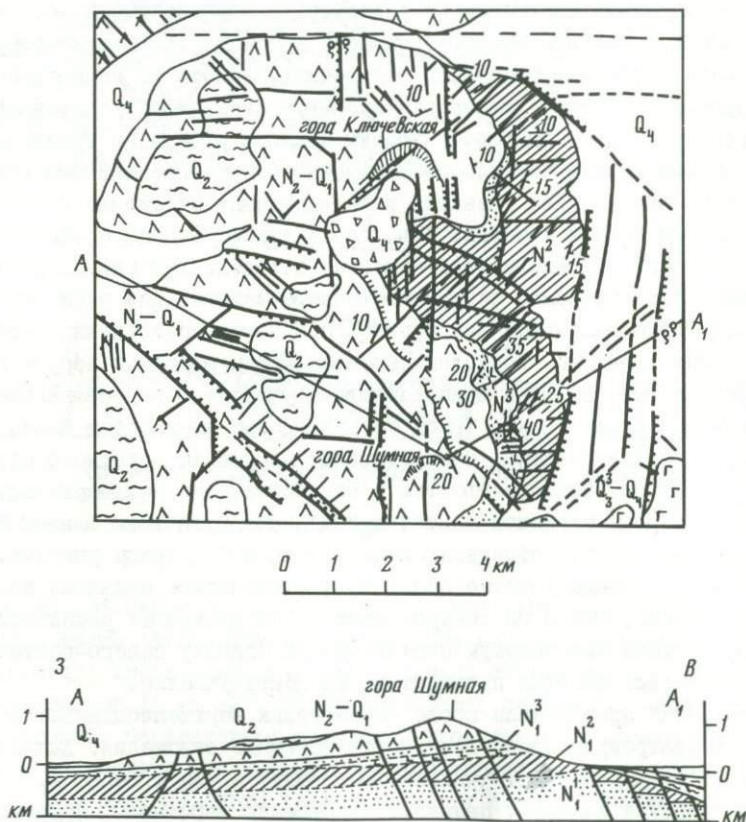
Выводы. 1. Породы участка испытали тектоническое поднятие как на его юго-востоке, так и на северо-западе. Это позволяет рассматривать структуру района как пологую синклинальную складку северо-восточного простирания. Ось складки проходит через центр участка.

2. Поднятия происходили после образования верхнемиоценовых песчаников и не затронули плиоцен-нижнечетвертичные отложения. Амплитуда поднятия на северо-западе участка составляет около 400-500 м.

3. На участке выявлены разрывные нарушения широтного, меридионального, северо-западного и северо-восточного простирания. Наиболее широко развиты нарушения северо-западного простирания, пересекающие все отложения, вплоть до голоценовых. Большинство из них — сбросы с опущенным юго-западным крылом.

Участок Западный (гора Шумная и гора Ключевская)

Здесь вскрыты в основном породы неоген-нижнечетвертичного возраста, перекрытые на западе среднечетвертичными игнимбритами и туфами (рис. 6). Долины рек заполнены аллювиальными, пемзопирокластическими отложениями и галечниками голоценового возраста. Наиболее древние части разреза вскрыты на восточных склонах гор Шумной и Ключевской. Ранее эти отложения относились либо к курильской [17], либо к анавгайской сериям. О.Н. Егоров [55] отнес их к среднемиоценовому лаво-пирокластическому комплексу. Отложения представлены лавами, лавобрекчиями, туфами и туфобрекчиями андезитового, андезито-базальтового состава. Породы регионально пропилитизированы, прорваны интрузиями кварцевых диоритов и диоритовых порфиритов. Мощность этого комплекса 300-400 м.



Р и с. 6. Схема геологического строения участка Западный (г. Шумная и г. Ключевская)

Условные обозначения см. на рис. 4

Выше по разрезу на склонах горы Шумной прослеживается толща туфо-песчаников, туфоконгломератов, туфобрекчий, а также пемзовых псефитовых, псаммитовых и алевролитовых туфов общей мощностью около 100 м. Эти отложения перекрывают интрузии диоритов нижнего комплекса. По положению в разрезе и по характерному составу отложений мы считаем их аналогами толщи верхнемиоценовых туфопесчаников, вскрытых на восточном участке. Зеленокаменные изменения в них не наблюдаются. Выше залегает мощный (400–500 м) лаво-пирокластический комплекс плиоцен-нижнечетвертичного возраста [54, 55], слагающий вершины гор Шумной и Ключевской и представляющий собой остатки разрушенных эрозией вулканов, изливавших лавы андезитового и андезито-базальтового состава¹. Вершинные части этих гор имеют платообразные поверхности с общим наклоном к западу. На них, сохраняя общее западное падение, залегают туфы и игнибриты среднечетвертичного возраста. Мощность их колеблется от 50 до 150–200 м.

Породы образуют моноκлираль, падающую к западу (см. разрез рис. 6). Однако элементы залегания их для каждого из описанных выше комплексов очень непостоянны. Отложения среднего миоцена имеют падение к востоку-юго-востоку, а на севере – к северо-северо-западу. Углы падения колеблются от 10–15 до 35–40°. Отложения верхнего миоцена падают на юго-восток под углом 20–30°. Лавопирокластический комплекс плиоцен-нижнечетвертичного возраста имеет преимущественное падение пород к западу, хотя вблизи центров извержения их падение меняется, образуя периклинали.

В целом участок необходимо рассматривать как область поднятия, амплитуда которого достигает 600–700 м. Возраст поднятия по имеющимся данным установить трудно, но, по-видимому, оно произошло перед образованием лаво-пирокластических толщ плиоцен-нижнечетвертичного возраста. У восточной границы участка по серии разломов субмеридионального простирания происходит резкое погружение пород к востоку. Амплитуда погружения и предыдущими исследователями [20], и нами оценивается примерно в 800 м. Серия разломов меридионального простирания пересекает также участок в центральной его части.

Разломы северо-западного простирания группируются в четыре зоны, отстоящие одна от другой на 2,5–3 км. Каждая зона состоит из 3–4 разломов длиной 2–3 км каждый. На северо-востоке они представлены сбросами, ограничиваемыми массивом горы Ключевской. На участке выделяются также разрывные нарушения северо-восточного, широтного и субширотного простирания, которые рассредоточены по всей площади и являются, вероятно, трещинами растяжения.

¹О.Н. Егоров [55] разделяет эти отложения на три комплекса: нижнеплиоценовый, среднеплиоценовый и среднеплиоцен-нижнечетвертичный.

Выводы. 1. Породы на участке образуют моноклираль, падающую к западу. Район гор Шумной и Ключевой представляет собой поднятие с амплитудой 600-700 м. Возраст поднятия предположительно оценивается как доплиоценовый.

2. У восточной границы участка по серии сбросов меридионального простирания происходит погружение пород к востоку с амплитудой около 800 м.

3. На участке выявлены разрывные нарушения широтного, меридионального, северо-западного, северо-восточного и субширотного (280-290°) простирания. Разрывные нарушения северо-западного простирания образуют четыре зоны, отстоящие одна от другой на 2,5-3,0 км.

Участок Центральный (Камбальный хребет)

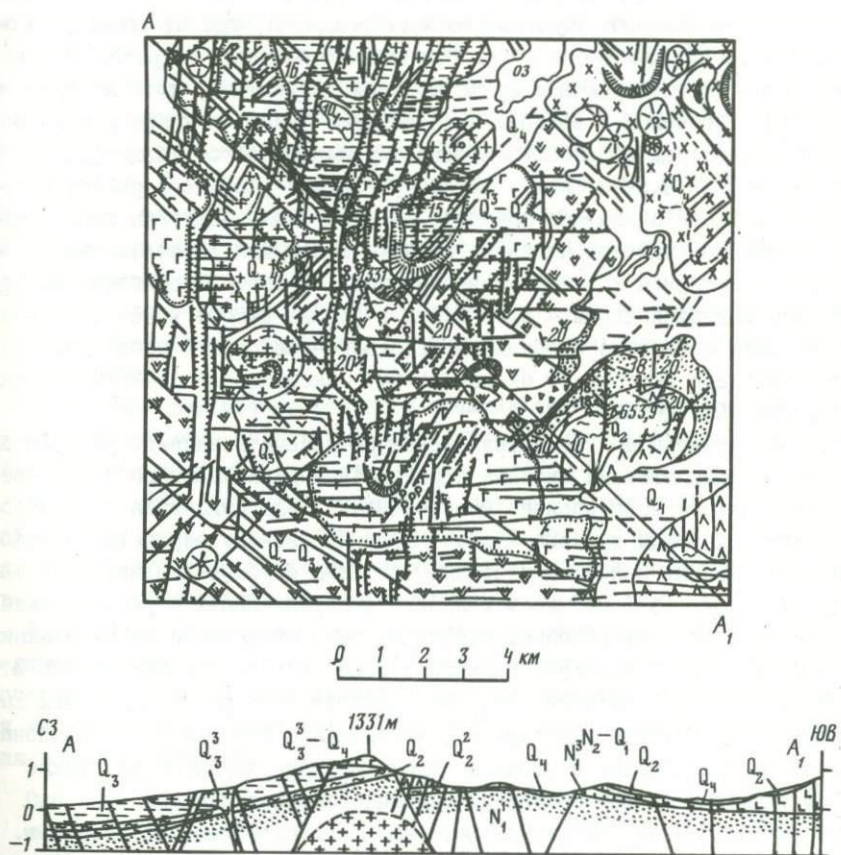
Строение участка сложное (рис. 7). Оно неоднократно описывалось различными исследователями [5, 24, 27, 54, 55]. Стратиграфия отложений, вскрывающихся на участке, наиболее детально разработана О.Н. Эгоровым [55]. Самыми древними отложениями здесь являются песчаники, для которых характерны зеленокаменные изменения. Мощность их, вскрытая скважинами, достигает 500 м, возраст принимается как нижнемиоценовый [55].

Выше по разрезу скважины пересекают толщу лав и пирокластиков андезито-базальтового состава (100-150 м), для которых также характерны аргиллизация и пропилитизация, связанные с рвущими ее телами диоритов. По возрасту эта толща относится к среднему миоцену.

Выше зеленокаменно измененных песчаников нижнего миоцена залегает толща светло-коричневых туфокогломератов, туфобрекчий, туфопесчаников и пемзовых туфов, возраст которых по комплексу диатомовых водорослей определяется как верхнемиоценовый [55]. Мощность этих отложений колеблется от 50 до 100 м. В северном направлении они выклиниваются и сменяются мощной (до 300 м) толщей туфокогломератов, туфобрекчий и лав андезито-базальтового состава. Вероятный возраст этих отложений - плиоцен-нижнечетвертичный. Далее вверх по разрезу они сменяются толщей пемзовых кристаллолитокластических туфов и игнимбринов, перекрытых выше лавами вулканов Камбального хребта. По положению в разрезе, по составу эти туфы и игнимбрины подобны игнимбринам Голыгинских гор и так же, как они, относятся нами к среднечетвертичному возрасту. Мощность их увеличивается с востока на запад от 50-100 до 200 м. Далее к северо-западу подобные туфы мощностью 150-200 м вскрыты скважинами на площади Паужетского месторождения (в интервале глубин в основном 300-500 м). Первые исследователи сопоставляли игнимбрины Голыгинских гор и спекшиеся туфы, вскрытые скважинами (15, 10). Однако затем некоторые авторы стали придерживаться мнения, что эти отложения относятся к разным стратиграфическим единицам и сопоставлять их нельзя [21, 54]. Основываясь на имеющихся у нас данных об од-

нотипном положении описываемых отложений в разрезе, сходных литологии и минералогическом составе и на постепенном погружении их с востока на запад, мы вслед за О.Н. Егоровым [55] возвращаемся к точке зрения об идентичности этих отложений и считаем их единым стратиграфически выдержанным горизонтом.

Выше по разрезу в осевой части Камбального хребта залегает сложный лаво-пирокластический комплекс отложений. Изучение их позволило выделить ряд вулканов [96] и эмбразий [49, 55, 95]. Возраст этих образований разными исследователями оценивается по-разному. На рис. 7 за основу взяты выявленные в поле соотношения вулканогенных толщ между собой и возрастные датировки, приведенные в работе О.Н. Егорова [55].



Р и с. 7. Схема геологического строения участка Центральный (Камбальный хребет)

Условные обозначения см. на рис. 4

Основные черты структуры участка восстанавливаются при анализе условий распространения и залегания нижнемиоценовых песчаников и среднечетвертичных туфов и игнимбритов. В районе высоты 653,9 м песчаники вскрываются на абсолютных отметках 300-400 м, что свидетельствует о наличии здесь поднятия с амплитудой не менее 400 м. Песчаники имеют устойчивое залегание с падением к юго-юго-западу под углом от 13 до 20°. Такое же залегание имеют и вышележащие плиоцен-нижнечетвертичные лавы. Угол наклона среднечетвертичных игнимбритов уменьшается до 10° и меньше. Вероятные центры извержения как тех, так и других расположены за юго-восточной границей участка. Наклон толщи игнимбритов в районе высоты 653,9 м к югу, вероятнее всего, связан, так же как наклон нижележащих отложений, с поднятием этого блока.

Игнимбриты и туфы вскрыты также в центре участка и на северо-западе его, на площади Паужетского месторождения, где их мощность колеблется от 125 до 190 м [76]. Это свидетельствует о существовании здесь в среднечетвертичное время области погружения, которая продолжала существовать и в верхнем плейстоцене. Однако в конце верхнего плейстоцена перед образованием лаво-пирокластической толщи (вис. 1331 м, вулкан Черные Скалы) на северо-западе участка в районе высоты 1331 м вновь произошло поднятие. В него были вовлечены туфы средне- и верхнепаужетской подсуит, которые приобрели периклинальное залегание с падением к северо-северо-западу от центра поднятия [5, 24]. Наиболее поднятая часть - блок пород в районе высоты 1331 м, ограниченный разломами северо-западного и северо-восточного простирания, поперечник его составляет около 1,5 км, максимальная амплитуда поднятия равна 700-800 м.

Следующим этапом в развитии структуры рассматриваемого участка было образование системы крупных сбросов субмеридионального северо-северо-восточного простирания. Они возникли после отложения лаво-пирокластической толщи вулкана Черные Скалы на границе верхнего плейстоцена и голоцена. Наиболее отчетливо система сбросов проявилась к западу от высоты 1331 м. Здесь выявлено 4 параллельных сброса протяженностью от 4 до 8 км и более, отстоящих один от другого на расстоянии 200-300 м. Амплитуда вертикального перемещения по ним колеблется от 10-20 до 100 м. У всех сбросов опущены восточные крылья. Для них характерна волнистость простирания, связанная с пологим углом наклона плоскости сместителя. Восточные склоны вулкана Черные Скалы также разбиты системой сбросов северо-восточного простирания, длина их до 3-4 км, амплитуда вертикального перемещения - 10-20 м. У всех сбросов плоскость сместителя наклонена к северо-западу. Эти данные свидетельствуют, что на границе верхнего плейстоцена и голоцена центральная часть участка была охвачена проседанием, амплитуду которого можно оценить приблизительно в 150-200 м. Кроме описанных выше раз-

рывных нарушений северо-северо-восточного простирания на участке широко развиты разломы других направлений: широтные, меридиональные, северо-восточные и северо-западные. Разрывные нарушения широтного простирания рассекают все отложения в районе вплоть до голоценовых, отличаются прямолинейностью и отсутствием вертикальных перемещений по ним. Меридиональные разломы наиболее отчетливо проявлены на западе участка и приурочены к долине р. Паужетки (см. рис. 7), где они подтверждены геофизическими данными [20].

Разрывные нарушения северо-восточного простирания наиболее выражены в центре участка. Они ограничивают с юго-востока область проседания и поднятый блок в районе высоты 1331 м. Разрывные нарушения северо-западного простирания проявлены равномерно на участке, они контролируют распределение на поверхности термопроявлений [24, 27, 94]. Крупных вертикальных смещений по этим нарушениям не установлено (исключение составляет лишь разлом, ограничивающий с юго-запада блок высоты 1331 м). По-видимому, они относятся в основном к трещинам растяжения. На участке также отчетливо видна система дуговых нарушений. Все они являются сбросами с опущенным северо-восточным крылом. Амплитуда вертикального перемещения по ним составляет первые метры.

Выводы. I. Участок отличается сложным строением, разбит на блоки. На востоке выделено поднятие с амплитудой около 400 м. Все породы, вплоть до среднечетвертичных, образуют в районе поднятия моноклираль, падающую к юго-юго-западу.

2. На северо-западе участка в средне- и верхнечетвертичное время существовала область опускания, где образовалась мощная толща туфов и игнимбритов.

3. В конце верхнечетвертичного времени северо-запад участка был охвачен поднятием, создавшим северное замыкание Камбального хребта. Максимальная амплитуда поднятия составила 700–800 м.

4. На границе верхнечетвертичного времени и голоцена в юго-восточной части участка образовалось проседание, ограниченное системой сбросов субмеридионального северо-северо-восточного и северо-восточного простирания. Амплитуда его составила 150–200 м.

5. На участке выявлена густая сеть разрывных нарушений широтного, меридионального, северо-западного, северо-восточного, северо-северо-восточного ($20-30^{\circ}$) простираний и дуговых. Наиболее молодыми являются нарушения двух последних направлений, ограничивающие зону проседания в центре участка.

Основные этапы развития структуры Паужетского геотермального района

Предыдущими исследованиями было установлено, что основной структурой в районе является пологий аккумулятивно-тектонический свод размером 35х55 км [54]. Предполагалось, что ведущим процессом в образо-

вании свода являлась вулканическая аккумуляция, а роль тектоники была невелика [64].

Приведенные выше данные, в которых особое внимание было уделено анализу особенностей структуры на отдельных детально изученных нами участках, подтверждают представления о существовании в районе пологого свода. Однако основной причиной его образования явилось, с нашей точки зрения, тектоническое поднятие. Выше было показано, что амплитуды поднятия на участках составили 1000, 600-700, 400-500 и почти 400 м и на поверхность были выведены наиболее древние в районе породы ниже-среднемиоценового возраста. На рис. 3 нанесены все известные в районе выходы этих пород. По ним отчетливо отбиваются основные структуры южной оконечности Камчатки: Южно-Камчатский антиклинорий на юго-востоке и Паужетский свод в центре. Область сопряжения этих структур проходит восточнее Курильского озера. Свод имеет диаметр около 40 км. Максимальная амплитуда поднятия в центре достигала, по-видимому, около 2 км.

Как следует из вышеприведенных данных, в сводовое поднятие вовлечены в основном породы миоценового возраста вплоть до верхнемиоценовых песчаников. Поднятием затронута также толща базальтов на Гольгинских горах (участок Северный). Возраст этой толщи предположительно нижнеплиоценовый. В то же время плиоцен-нижнечетвертичные вулканы (горы Шумная, Ключевская, Ушастый Камень и др.) значительно меньше подняты либо совсем не подняты. На основании этого можно сделать вывод, что образование свода произошло в основном в конце миоцена - начале плиоцена, т.е. 10-15 млн лет назад. Этот вывод согласуется с представлениями О.Н. Егорова [55] о том, что в указанный период происходит общее воздымание района.

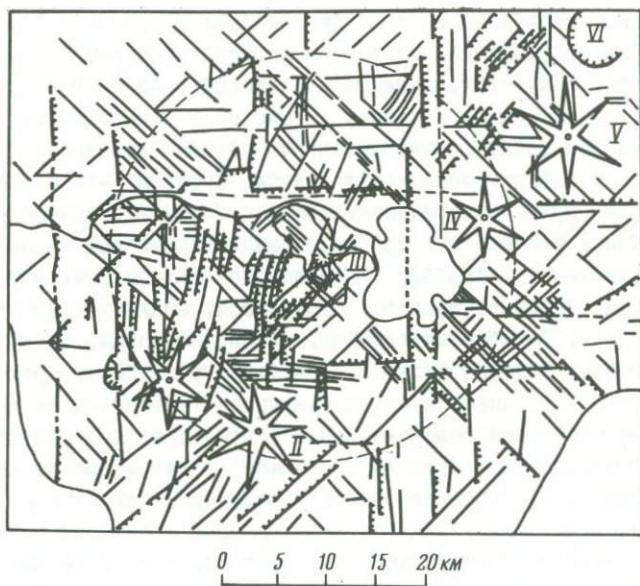
В самом конце позднего плиоцена и начале раннечетвертичного времени в центре свода образовалась Паужетская вулканотектоническая депрессия, которую, как показана в последние годы [64, 77], следует рассматривать как компенсационную просадку, образовавшуюся в результате выноса из недр Земли больших масс вулканического материала в течение плиоцен-нижнечетвертичного времени. Структура просадки в настоящее время изучена слабо. Имеющиеся данные о залегании отложений на площади Паужетского месторождения [76] свидетельствуют о погружении пород с юга на север. При анализе условий залегания пород на участке Центральном также установлено общее погружение пород в северо-западном направлении. По-видимому, наибольшее погружение в пределах депрессии (на 1000-1200 м) испытала ее северо-западная часть.

Следующим важным этапом в развитии Паужетского геотермального района явилось извержение больших масс туфов и образование игнимбритов среднечетвертичного возраста. Объем их оценивается в 70-80 км³ [63]. Центры извержения туфов и игнимбритообразующего материала располагаются за пределами Паужетской депрессии (рис. 3). Эти пироклас-

тические продукты сnivelировали рельеф, заполнив пространство между постройками плиоцен-нижнечетвертичных вулканов.

В дальнейшем структура района усложнялась в основном в его центральной, погруженной части (см. описание участка Центрального) и в районе Кошелевского вулкана [108]. В голоцене в восточной части депрессии в связи с извержением больших объемов пемзопирокластического материала образовалась вулканотектоническая депрессия Курильского озера, которая, так же как Паужетская депрессия, рассматривается как компенсационная просадка [64].

Важную роль в образовании структуры района играли разрывные нарушения. На рис. 8 приведена составленная нами схема тектонической трещиноватости района. Выделяются шесть систем разрывных нарушений: широтные, меридиональные, северо-западные, северо-восточные, северо-северо-восточные ($20-30^{\circ}$) и субширотные ($280-290^{\circ}$).



Р и с. 8. Схема тектонической трещиноватости района Паужетской купольно-кольцевой структуры

Условные обозначения см. на рис. 3, 4

Наиболее ярко выражен в районе широтный разлом, проходящий у южного подножия Голыгинских гор. Он был выделен уже на первых тектонических схемах Южной Камчатки [11, 43] и подтвержден геофизическими работами [20, 56]. По геофизическим данным [20], амплитуда погружения по разлому южного блока относительно северного оценивается приблизительно в 500–600 м. Восточнее Паужетской депрессии зона разломов прослеживается вплоть до побережья Камчатки, где она трассируется долиной р. Ильинской. Здесь, вдоль этой зоны, происходит погружение пород к северу. Амплитуда погружения, по геологическим данным, составляет не менее 700–800 м, по гравиметрическим [20] – 1200–1300 м. Другим крупным нарушением, пересекающим весь район, является широтный разлом, проходящий через массив Кошелевского вулкана, где разлом контролирует размещение вулканических аппаратов средне-верхнечетвертичного времени и современных термопроявлений [108]. Наиболее активно движения по широтным разломам происходили, по-видимому, в период образования Паужетской депрессии, т.е. в основном в нижнечетвертичное время.

Другая система разломов, ярко проявленная в районе, – меридиональная. Выше уже была описана система меридиональных разломов, трассируемых долиной р. Паужетки, а также Ключевской разлом, расположенный в 5 км к западу. Еще далее к западу, примерно в 5 км один от другого, по геофизическим данным, были выделены разломы Явинский и Прибрежный [20]. По обоим зафиксированы вертикальные смещения – погружение восточного крыла. Крупное меридиональное нарушение выделяется также в восточной части района. Оно трассируется долинами рек Янканович, Выченкия, Гаврюшка [11, 14, 43]. К востоку от Голыгинских гор вдоль этого разлома породы ступенчато погружаются, амплитуда погружения не менее 500–600 м. Разломы меридионального простирания, также как и широтные, наиболее активны были, по-видимому, в нижнечетвертичное время, в период образования Паужетской вулcano-тектонической депрессии.

Разрывные нарушения северо-западного простирания образуют густую сеть на юго-востоке (на участке Восточном) и на северо-западе района, где они выявлены при дешифрировании аэрофотоснимков. Эти нарушения были описаны нами ранее, как Центральная зона трещиноватости [72]. Параллельно этой зоне выявлены также разломы, описанные выше на участках Западном и Северном. Следует отметить, что в северо-восточной части района преобладают сбросы с наклоном плоскости сместителя к юго-западу, а в юго-западной части – сбросы с наклоном сместителя к северо-востоку. Таким образом, сеть разрывных нарушений северо-западного простирания в районе формирует широкую (около 30 км) грабенообразную структуру, пересекающую район в центре.

Разрывные нарушения северо-восточного простирания группируются в районе в три полосы, которые были описаны частично на участках Восточном, Центральном и Западном. Большинство нарушений этого простира-

ния с установленным вертикальным смещением являются сбросами с наклоном плоскости сместителя к юго-востоку. Время наибольшей активности разломов северо-восточного простирания предположительно оценивается нами как средне-верхнечетвертичное.

Разломы северо-северо-восточного (ССВ 20–30°) простирания подробно были описаны нами выше при рассмотрении участков Центрального и Северного. Возраст этих разломов определен как верхнечетвертичный-голоценовый. Они развиты в центре района в виде полосы шириной около 15 км. Большинство разрывных нарушений этого направления являются сбросами с опущенным восточным крылом.

Разломы субширотного (ЗСЗ 280–290°) простирания выявлены в районе лишь на участке Западном, где большинство из них – это сбросы с опущенным южным крылом. Возраст их не установлен.

Выводы. 1. Основной структурой района является пологий свод округлой формы диаметром 40 км с амплитудой вертикального поднятия в центре около 2 км. Образование свода произошло 10–15 млн лет назад, в конце миоцена – начале плиоцена.

2. В плиоцен-нижнечетвертичное время в центре свода образовалась обширная просадка – Паужетская вулкано-тектоническая депрессия [77, 133], которая испытала наибольшее погружение (до 1000–1200 м) в северо-западной части.

3. В среднечетвертичное время по периферии свода произошли массовые извержения кислых туфов, образовались игнимбриты (объем 70–80 км³ [63]). Часть этих отложений заполнила Паужетскую депрессию.

4. В верхнечетвертичное время в центре депрессии и в районе Кошелевского вулкана [108] началась вулканическая деятельность, излились лавы андезитового, андезито-дацитового и дацитового состава. Она завершилась внедрением экструзий и тектоническим поднятием. Максимальная амплитуда поднятия отмечена в юго-восточной части депрессии, где она составила 700–800 м.

5. На границе верхнечетвертичного времени и голоцена наиболее поднятая часть района просела. Просадка ограничена разломами субмеридионального северо-северо-восточного и северо-восточного простирания и имеет амплитуду 150–200 м.

6. В голоцене в центральной и в северо-восточной части района произошло извержение больших объемов (22–25 км³) пемзопирокластического материала, образовалась компенсационная тектоническая просадка в районе Курильского озера [63].

7. В районе проявлены разрывные нарушения широтного, меридионального, северо-западного, северо-восточного, северо-северо-восточного (ССВ-20–30°) и субширотного (ЗСЗ 280–290°) простирания. В начальный период развития структуры и в период образования Паужетской депрессии основную роль играли разломы широтного и меридионального простирания. В средневерхнечетвертичное время ярко проявились разломы северо-вос-

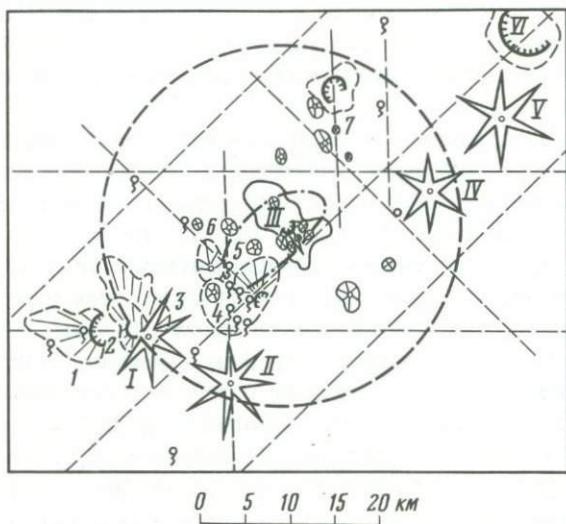
точного простирания. Северо-северо-восточные (С СВ 20-30°) разломы были активны в конце верхнечетвертичного времени и в голоцене. Разрывные нарушения северо-западного простирания, по-видимому, были активны на всех этапах развития структуры.

Обсуждение результатов и выводы о структурном контроле современной гидротермальной деятельности в районе

Описанные выше основные этапы развития структуры в Паужетском районе очень близки к выделенным Р. Смитом и Р. Бейли этапам формирования возрожденных кальдер [164]. Отличие заключается лишь в том, что перед формированием депрессии в нашем районе извергались не туфы, а лавы базальтового и андезито-базальтового состава, а туфы и игнимбри-ты образовались позже. Преимущественно базальтовый состав лав, характерный для многочисленных вулканов этого периода, особенности их пространственного расположения заставляют предполагать, что в недрах района в это время существовал единый обширный очаг базальтовой магмы. Вулканическая деятельность этого времени продолжалась, по-видимому, в течение всего плиоцена и захватила начало нижнечетвертичного времени [54, 55].

К среднечетвертичному времени относится массовое образование туфов и игнимбри-тов кислого состава. Вслед за этим следует этап вулканизма, захватившего конец среднечетвертичного-верхнечетвертичное время и распространенного в основном в полосе северо-восточного простирания, пересекающей район в центре (вулканы Кошелевского массива, вулканы Медвежий и Разваленный в Паужетской депрессии и вулкан на Голыгинских горах (рис. 9). Состав лав этих вулканов менялся от андезито-базальтового, андезитового до дацитового. Их деятельность завершилась **экструзиями андезито-дацитов, дацитов и риолитов. Магма внедрялась по ослабленным зонам, которыми служили зоны разломов широтного, меридионального и северо-восточного простирания. Очаг, расположенный в центре Паужетской структуры, был образован наиболее кислой по составу магмой (дацитами, риолитами) и, по-видимому, был наиболее приближен к поверхности. Просадка на границе верхнечетвертичного времени и голоцена, охватившая центр Паужетской депрессии, позволяет предположительно очертить в плане верхнюю кромку этой части магматического очага. Мы предполагаем, что здесь очаг имел вид овального тела, вытянутого в северо-восточном направлении. Верхняя кромка его полого погружалась к северо-северо-востоку, а наиболее близкая к поверхности часть располагалась в районе высоты 1331 м, на глубине 4-5 км.**

Обособленное магматическое тело, по составу отвечающее андезитам - андезито-дацитам, существовало, по-видимому, в этот период также в недрах Кошелевского массива, где оно было вытянуто вдоль зоны широтных разломов [108].



Р и с. 9. Схема расположения средне-верхнечет-
вертичных вулканов и экструзий Паужетского рай-
она и их соотношения с основными структурными
элементами района

Условные обозначения см. на рис. 3, 4

В голоцене в районе образовались вулканы Камбальный, Ильинский, Желтовский, экструзия Дикий Гребень, продолжали действовать вулканы Кошелевского массива [96]. Хотя в целом эти вулканы образовали ряд северо-восточного простирания, смещенный к юго-востоку относительно вулканов средне-верхнечетвертичного времени (см. рис. 9), часть вулканов наследовала местоположение вулканизма предыдущего этапа (Дикий Гребень и вулканы Кошелевского массива). Изучение голоценовых пемзо-пирокластических покровов показало, что в районе можно выделить три главных центра пемзообразования: Дикий Гребень, вулканы Желтовский и Ильинский [63]. На вулкане Камбальном и на Кошелевском массиве в голоцене изливались лавы базальтового состава [96]. Эти данные позволяют заключить, что в голоцене близповерхностные очаги кислой магмы в юго-западной части района перестали действовать и возникли новые очаги, расположенные на северо-востоке. Лишь экструзия Дикий Гребень, по-видимому, образовалась над коровым очагом, возникшим в центре Паужетской структуры еще в среднечетвертичное время. Для нее характерен наиболее кислый состав лав — до дацитов и риолито-дацитов [95].

Выводы. I. В конце верхнего миоцена-начале плиоцена, около 12 млн лет назад, в недрах района сформировалась, по-видимому, линза базальтовой магмы диаметром около 40 км.

2. К концу среднечетвертичного и в верхнечетвертичное время в районе обособляется ряд очагов кислого состава, приближенных к поверхности до 4-5 км и локализованных в полосе северо-восточного простирания.

3. В голоцене образуется новый ряд андезито-базальтовых вулканов северо-восточного простирания, смещенный к юго-востоку относительно вулканов средне-верхнечетвертичного времени. При этом в центре района возобновляется деятельность очага кислой магмы.

Структурный контроль гидротермальной деятельности в районе определяется, как это видно на рисунке, областями развития пород средне-верхнечетвертичного времени и крупными зонами разломов. Наиболее высокотемпературные термопроявления связаны, вероятно, с близповерхностными очагами кислой магмы, возникшими в районе в средне-верхнечетвертичное время; в удалении от очагов (предполагаемых областей нагрева) встречаются лишь низкотемпературные термопроявления, расположение которых контролируют зоны разломов. На северо-востоке определяющими являются меридиональные разломы, на юго-западе - широтный разлом, а в центре структуры - разломы северо-западного простирания. Голоценовый вулканизм заметного влияния на гидротермальную деятельность в районе, по-видимому, не оказал.

Г л а в а II. ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МУТНОВСКОГО ГЕОТЕРМАЛЬНОГО РАЙОНА

Район расположен в 150 км к северо-востоку от описанного выше Паужетского района и в 70 км к югу от г. Петропавловска-Камчатского (см. рис. I). Он приурочен к стыку крупнейших структур Южной Камчатки: Начикинской складчато-глыбовой зоны и Южно-Камчатского антиклинория [11, 38, 40]. В районе выделяются две гидротермальные системы - Северо-Мутновская и Жировская - и ряд термальных источников: Перевальные, Войновские, Пиратовские, Западно-Мутновские [32, 33].

Геологическое строение района

Первые подробные сведения о геологическом строении района приводятся в работах А.Е. Святловского [106] и Т.Ю. Марениной [81]. В конце 1950-х г. обширные геологические исследования на смежной территории были проведены группой сотрудников ИГЕМ АН СССР [79], детально были изучены третичные гранитоиды [105]. В начале 1960-х гг. район был охвачен среднemasштабной геологической съемкой, проведенной под руководством Ю.М. Слепова. В результате были выделены основные стратиграфические единицы, охарактеризован их возраст, составлена геологическая карта [12, 13]. С 1960-х гг. в районе началось детальное изучение термопроявлений [30, 34]. Уточнялись отдельные стороны геологического строения [35, 47, 51, 61, 109, 131, 158]. Под руководством

Е.А. Лоншакова в центре района была проведена геологическая съемка в м-бе 1:50000 [78]. На основе большого количества определений абсолютного возраста пород была существенно уточнена стратиграфия отложений. С начала 1980-х гг. в районе ведутся детальные геологические работы на площади Мутновского геотермального месторождения. На рис. 10 приведено сопоставление стратиграфических подразделений, принятых в работах различных авторов. Можно видеть, что все исследователи едины в разделении дочетвертичных пород в районе на два комплекса - доверхнемиоценовый и верхнемиоцен-плиоценовый. Более детальные подразделения пород в работе даются по Е.А. Лоншакову. Описание геологического строения района мы приводим по участкам, которые детально изучались нами маршрутными исследованиями в различные годы.

Отдел	Подотдел	Возраст, млн лет	А.Е. Святловский [106]	М.А. Фаворская и др.	С.Е. Апрельков и др. [13]	Е.А. Лоншаков [78]			
Плиоцен	Верхний	12	Толща агломератовых туфов горы Вачкажец и морские слои р. Вачкажец (N_2^1)	Алнейский осадочно-вулканогенный комплекс ($N_1^1-N_2$)	Алнейская серия ($N_1^1-N_2$)	Контрастная базальт-риолитовая формация ($N_1^3-N_2$)			
		17	Свита р. Поперечной (N_2^1) (N_1^3)			Андезит-базальтовая формация (N_4^3)			
Миоцен	Средний	17	Начикинская свита (N_1^2)	Нижне-среднемиоценовый вулканогенно-осадочный комплекс (N_1^{1-2})	13 18 Березовская свита (N_1^2)	Риолито-дацитовая (игнимбритовая) формация (N_1^2)	18	20	18,4
		21	Палсотинская свита ($N_1^1-N_2^1$)				20,5-27	21-25	19,0
Олигоцен	Верхний	26	Верхнеолигоцен-нижнемиоценовый вулканогенно-осадочный комплекс ($P_3^3-N_1^1$)	Паратунская свита (N_1^1)	Вилочинская свита ($P_3^3-N_1^1$)	Раннемиоценовая андезит-дацитовая формация (N_1^1)	28,6-30,1	30-40	II фаза
		30					40,0-41,0		

Р и с. 10. Сопоставление разрезов палеоген-неогеновых отложений Мутновского геотермального района в представлениях различных авторов

Условные обозначения см. на рис. 2

Участок Северный (р. Жировая)

Все породы на участке были разделены нами ранее [51] на два комплекса (рис. II). В составе первого комплекса выделены пять пачек: нижняя порфирировая (400 м), песчаная (100 м), средняя вулканогенно-осадочная (180 м), песчано-аргиллитовая (400 м) и верхняя осадочно-вулканогенная (350 м). Характерными признаками этого комплекса являются резкая фациальная изменчивость всех пачек по простиранию, палеотипный облик изверженных пород и регионально проявленные зеленокаменные изменения. Общая мощность комплекса на участке оценивается в 1800–2000 м. Описанные отложения прорваны небольшими (до 1,5 км) телами и штоками диоритов и диоритовых порфиритов, а также многочисленными дайками андезитов и базальтов. Возраст отложений определяется как ниже-среднемиоценовый. Условия залегания пород комплекса (см. рис. II) позволяют выделять у восточной границы участка антиклинальную структуру. Последнюю выделял также Ю.М. Слепов, который обратил внимание на ее брахиантиклинальный характер. По описанию Ю.М. Слепова, центр структуры приурочен к бассейну р. Мутновской, где вскрывается интрузия диоритов. Углы падения пород на крыльях составляют 15–20°. Размеры структуры в поперечном сечении составляют 20–25 км. Рассматриваемый участок расположен на ее северо-восточном крыле.

Второй комплекс, выделенный на участке, объединяет разнообразные по составу и генезису образования, залегающие резко несогласно на нижележащих отложениях. По составу комплекс разделяется на три толщи: дацит-риолитовую (500 м), глинисто-конгломератовую (до 380 м) и лаво-пирокластическую (более 1000 м). Первая толща выполняет впадину в древнем рельефе. Она имеет сложное строение и отличается контрастным составом. Наряду с преобладающими отложениями (туфами, игнимбритами, туфопесчаниками), по составу отвечающими дацитам и риолитам, в ней присутствуют потоки лав андезито-базальтового и базальтового состава [51]. Глинисто-конгломератовая толща представлена разномасштабными конгломератами, гравелитами, пачками тонкослоистых глин с плитчатой отдельностью и суглинков. Лаво-пирокластическая толща имеет широкое распространение на западе участка. Она представляет собой уцелевшую от эрозии часть крупного вулканического сооружения [12]. Слагают толщу грубослоистые туфы, туфобрекчи и лавы андезитового и андезито-базальтового состава. В центре участка прослеживается меридиональная полоса их даек. Относительно возраста описываемых отложений существуют разные точки зрения. В последние годы Е.А. Лоншаков [78] обосновал верхнемиоцен-плиоценовый возраст дацит-риолитовых туфов в бассейне р. Жировой.

Залегание всех отложений описываемого комплекса – горизонтальное. Лишь для лаво-пирокластической толщи вблизи центров извержения фиксируются наклонные залегания пластов с углами падения до 15°. Кроме опи-

саных отложений на западе участка нами изучены также экструзии дацит-риолитового состава - Камень и Вилоча [61]. Они прорывают лаво-пирокластическую толщу и образуют потоки небольшого размера, залегающие согласно на подстилающих их базальтах. Возраст экструзий нами предположительно определяется как среднечетвертичный.

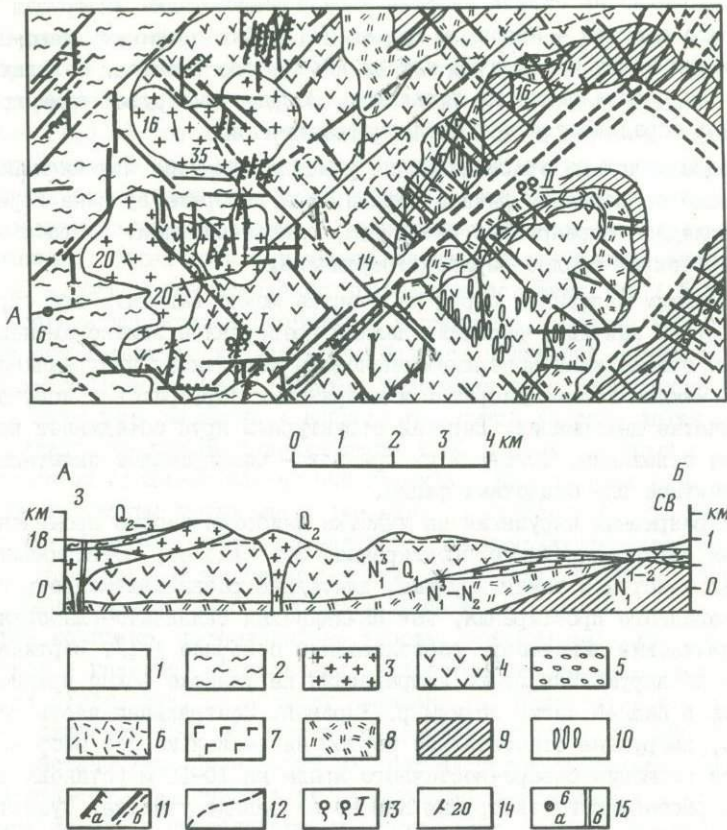
Наиболее молодыми отложениями на участке являются аллювиальные, заполняющие современные речные долины, и игнимбриты вулкана Горелого [61]. Последние перекрывают экструзии, описанные выше. Возраст их предположительно средне-верхнечетвертичный.

По условиям залегания пород на участке можно выделить два структурных яруса: нижний и верхний. Нижний представлен зеленокаменноизмененными отложениями доверхнемиоценового комплекса, прорванными многочисленными телами диоритов и диоритовых порфиритов и испытавшими складчатые деформации. Верхний структурный ярус объединяет все остальные отложения. Основной их признак - ненарушенное залегание, горизонтальное для осадочных фаций.

Среди разрывных нарушений на участке наиболее широко проявлены нарушения северо-западного простирания. Это связано, по-видимому, с близостью участка к таким крупным, длительно развивавшимся структурам северо-западного простирания, как Начикинская складчато-глыбовая зона и Вилочинский линеймент, расположенным севернее [11]. Вертикальные смещения по нарушениям этого направления на участке можно предполагать лишь в нижней части долины р. Жировой. Центральная часть долины, вероятно, погружена относительно бортов на несколько сот метров. Вертикальное смещение северо-восточного крыла на 10-15 м установлено у разлома, пересекающего экструзию Камень на западе участка. Существенную роль здесь играют также разрывные нарушения северо-восточного простирания. Большая их часть является сбросами с опущенным юго-восточным крылом.

Кроме описанных, на участке также выявлены разрывные нарушения широтного, меридионального и северо-северо-восточного (ССВ 10-20°) простираний. Меридиональные нарушения представлены в основном небольшими трещинами, с которыми в центре участка связаны многочисленные дайки базальтов и андезитов-базальтов (субэффузивная фация Жировского вулкана). Северо-северо-восточные (ССВ 10-20°) нарушения группируются в виде узкой полосы на западе участка. Большинство из них являются сбросами с опущенным восточным крылом. Широтные нарушения представлены трещинами и проявлены слабо.

Выводы. I. На участке вскрыты породы неоген-четвертичного возраста. При широтном пересечении наблюдается смена пород от нижнесреднемиоценовых, вскрытых на востоке, до средне-верхнечетвертичных, вскрытых на западе.



Р и с. II. Схематическая геологическая карта участка Северный (р. Жирвая)

Составлена с использованием материалов Н.А. Храмова, И.В. Флоренского, Е.Н. Гриб, Ю.М. Слепова, Б.П. Чумака
 I - нерасчлененные рыхлые четвертичные отложения - Q₁; 2 - игнимбриты дацитового, андезито-дацитового состава вулкана Горелого - Q₂₋₃; 3 - риолиты, дациты экструзивных куполов и связанных с ними лавовых потоков - Q₂; 4-8 - отложения верхнего осадочно-вулканогенного комплекса (4 - туфоагломераты, лавобрекчии, лавы андезитового, андезито-базальтового состава Жировского вулкана - N₂-Q₁; 5 - слоистые крупновалунные конгломераты, гравелиты, прослой глины - N₁; 6 - роговообманковые туфы и игнимбриты дацитового состава (пачка Б) - N₁-N₂; 7 - черные скорлуповатые базальты, андезито-базальты - N₃-N₂; 8 - кварц-сцититовые кристаллолитокластические туфы риолитового состава (пачка А) - N₁-N₂); 9 - нерасчлененные отложения нижнего вулканогенно-осадочного комплекса: туфоспесчанники, туфоаргиллиты, прослой лав базальтов, интрузивные тела и силлы диоритов - N₁-2; 10 - дайки; II - тектонические нарушения: а - сбросы, б - трещины; 12 - внутрифациальные геологические границы; 13 - термальные источники: I - Верхнежировские; II - Нижнежировские; 14 - элементы залегания пород; 15 - скважины: а - на плане, б - на разрезе

2. По условиям залегания выделяются два структурных яруса: нижний, доверхнемиоценовый, для которого характерны складчатые дислокации, и верхний послесреднемиоценовый, осадочные отложения которого залегают горизонтально. Основной структурой нижнего структурного яруса является брахиантиклинальная складка, центр которой приурочен к бассейну р. Мутновской.

3. На участке выделены разрывные нарушения северо-западного, северо-восточного, широтного, меридионального и северо-северо-восточного (ССВ 10-20°) простираний. Все они относятся либо к трещинам, либо к малоамплитудным сбросам. Вертикальные смещения в сотни метров можно предполагать лишь по разломам северо-западного простирания, ограничивающим грабен р. Жировой в ее нижнем течении.

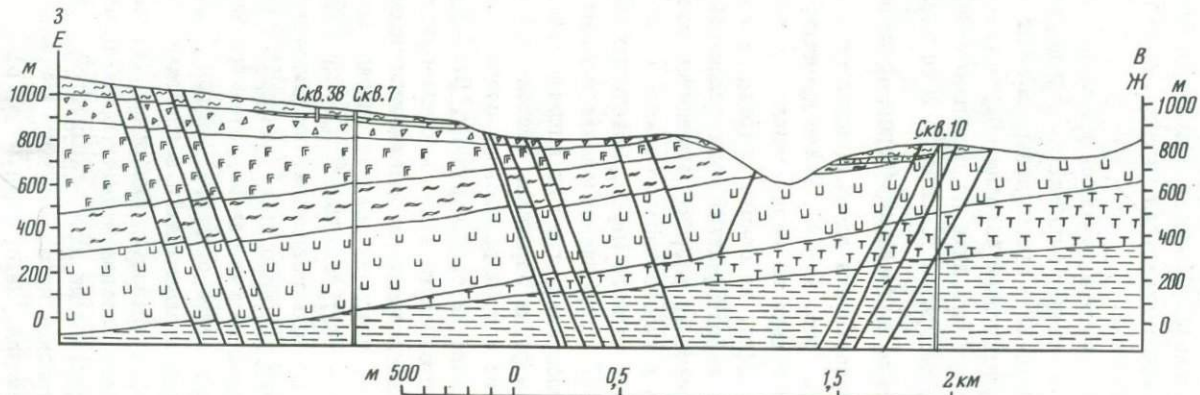
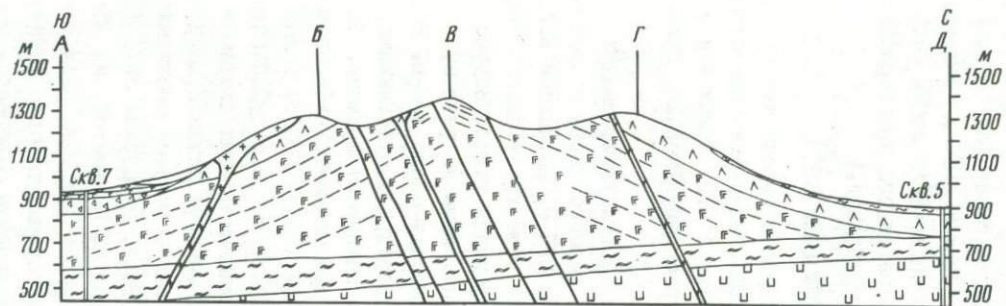
Участок Центральный (Северо-Мутновская зона)

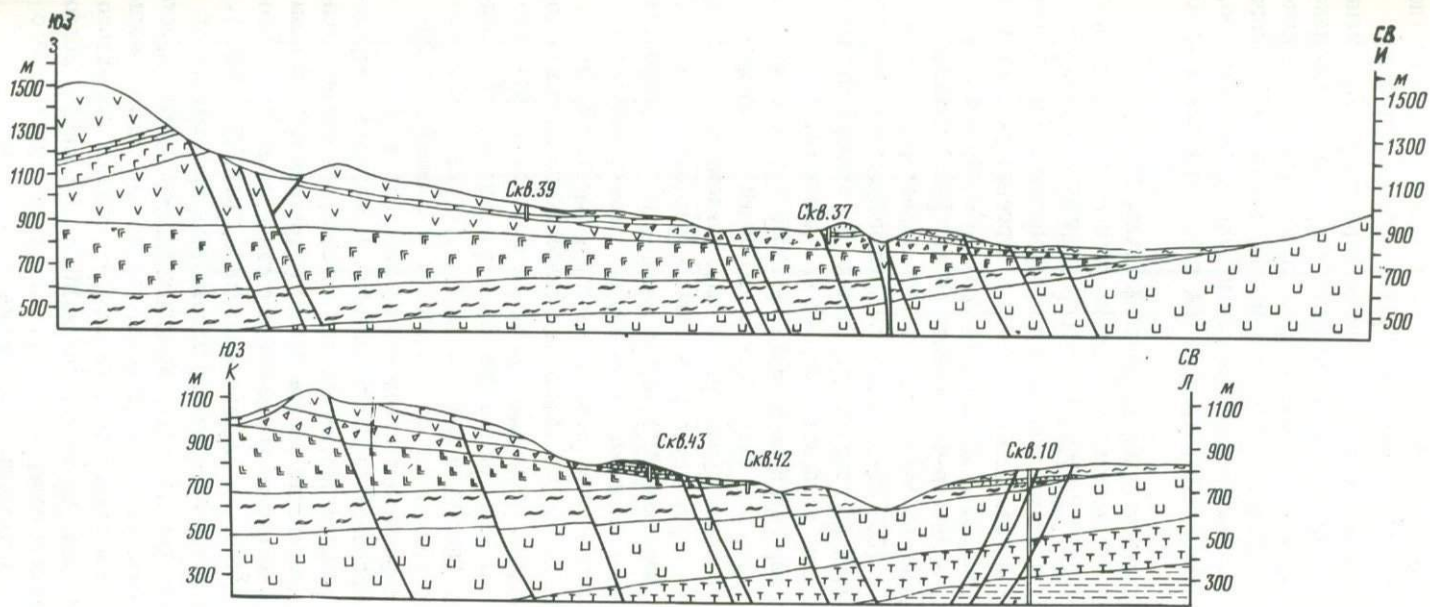
На поверхности здесь обнажаются в основном породы четвертичного возраста (рис. 12-14). Более древние, палеоген-неогеновые отложения изучены только по керну скважин (совместно с Б.П. Чумаком и О.Н. Егоровым). Ниже, на основе разреза, вскрытого скважиной 10, приводится краткая характеристика этих отложений.

В основании разреза выделяется толща пропилитизированных туфоалевролитов и туфопесчаников темно-серого и черного цвета с прослоями туфобрекчий черного цвета, мощностью около 250 м. По данным В.А. Лоншакова [78], подобные отложения выходят на поверхность вдоль Тихоокеанского побережья, где они описаны как Жировская толща. Возраст ее по остаткам фауны определен как олигоценый. Выше по разрезу вскрываются лавы и туфы дацитового состава мощностью около 220 м. Возраст этих отложений проблематичен. Выше они перекрыты отложениями, относящимися предположительно к ниже-среднемиоценовому времени. На основании этого возраст их оценивается также как ниже-среднемиоценовый.

Далее, вверх по разрезу описана мощная (около 500 м) толща туфов и туфобрекчий, содержащих прослой туфоалевролитов и туфопесчаников. Породы пропилитизированы, прорваны небольшими телами диоритов. Эти отложения уверенно сопоставляются с отложениями нижнего комплекса, описанными на участке Северном (р. Жировая). Возраст последних определен как ниже-среднемиоценовый [51]. Выше, в разрезе скв. 10, а также в других скважинах и в глубоких врезях р. Фальшивой, на востоке участка, вскрываются однородные кварц-биотитовые туфы риолитового и дацитового состава мощностью 200 м. Эти породы уверенно сопоставляются с отложениями дацит-риолитовой толщи участка Северного, что позволяет относить их по возрасту к границе верхнего миоцена и плиоцена.

Отложения, залегающие выше, относятся к четвертичному возрасту. Они слагают большую часть площади рассматриваемого участка. Наиболее детально они были изучены нами в скважинах и в естественных обнажениях в районе Дачных терм (рис. 12 см. вкл.) О.Н. Егоровым в основании этого разреза были отобраны образцы пород, в которых удалось выделить





Р и с. 13. Геологические разрезы района Мутновского месторождения парогидротерм

Условные обозначения см. на рис. 12

спорово-пыльцевые спектры, характерные для четвертичного времени (по заключению И.А. Егоровой). Выделяются следующие отложения (снизу вверх): лаво-пирокластический комплекс вулкана Жировского [12]; игнимбриты вулкана Горелого (первая фаза); лаво-пирокластические комплексы вулканов Скалистого, Двугорбого и Пальчик; пемзовые туфы района Дачных терм; игнимбриты ареальных трещинных излияний и вулкана Горелого (вторая фаза); лаво-пирокластические комплексы вулканов Мутновского, Горелого, Плоского и дайковой серии; пемзовые туфы перевалов и обвально-осыпные отложения.

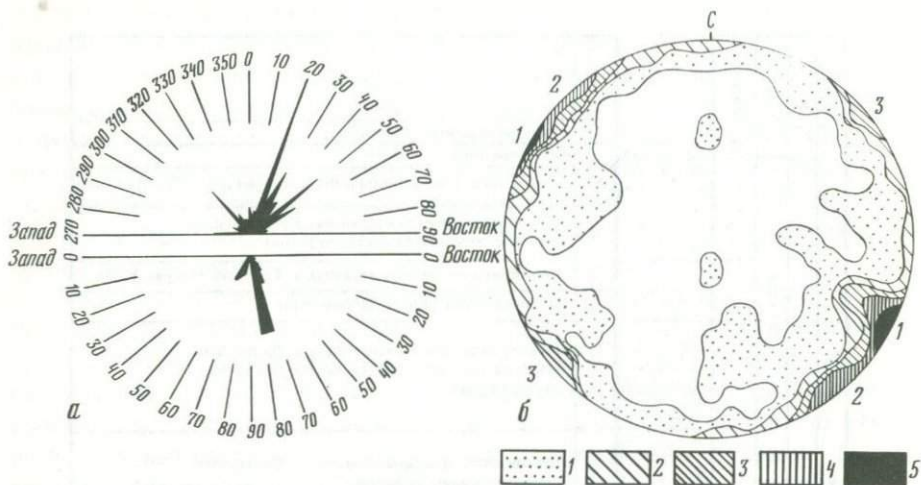
Лаво-пирокластические комплексы вулканов Пальчик, Двугорбый и Скалистый представлены в основном породами кислого состава (андезитами, дацитами, риолитами, их туфами и туфобрекчиями) и знаменуют собой эпоху кислого вулканизма, начавшуюся с образования игнимбритов вулкана Горелого (первой фазы). Особое место в строении участка занимает дайковая серия (рис. 12). Она представлена разнообразными по составу (базальтовыми, андезито-дацитовыми, риолитовыми) дайками, особенно широко развитыми на северо-востоке. Большинство даек имеет северо-северо-восточное (ССВ 20-30°) простирание и прорывает все отложения на участке вплоть до позднечетвертичных лав вулкана Мутновского. Перекрываются они лишь наиболее молодыми его потоками.

Изучение разрывных нарушений на участке наиболее детально проводилось в районе Дачных терм, где было обследовано более 400 трещин и разломов. Морфокинематические параметры их представлены на диаграммах (рис. 15). Было выделено пять групп нарушений: северо-восточные (50°), северо-западные (320°), широтные (90°), меридиональные (0°) и северо-северо-восточные (20-30°). Основная часть изученных разломов относится к сбросам. Сместитель обычно имеет наклон к востоку под углом 70-80°, иногда **выполаживается** до 50-60°. Амплитуда смещения по разломам колеблется от нескольких сантиметров до первых метров, достигая в отдельных случаях 10-15 м. Большинство трещин, изученных в поле, являются трещинами отрыва. Многие из них заполнены туфогенным материалом, мощность которого колеблется от нескольких миллиметров до 20-30 см, а в отдельных случаях достигает нескольких метров.

Крупный разлом северо-восточного простирания пересекает в вершинной части вулкан Двугорбый и прослеживается до северо-восточных границ участка. На всем протяжении разлом является сбросом с опущенным юго-восточным крылом. Амплитуда вертикального смещения на поверхности составляет первые метры, на глубине - до 800 м (по Б.П. Чумаку). Крупная зона разломов северо-восточного простирания прослеживается также через вершину вулкана Пальчик. Разломы северо-западного простирания образуют на участке две зоны сгущения, проходящие через вершины вулканов Мутновского и Скалистого. На склонах вулкана Скалистого выделено около 15 разломов. Почти все они являются сбросами с наклоном плоскости сместителя к северо-востоку. Амплитуда вертикального смещения колеблется от нескольких сантиметров до 10-15 м.

Система		Четвертичная		Неоэоценовая		Палеоген		Литология	Мощность	Описание
Отдел	Подотдел	Плейстоцен		Миоцен		Оligоцен				
		Верхний		Средний		Верхний				
		Q ₄	Q ₃ ³⁻⁴	Q ₃ ²⁻³	Q ₂ -Q ₃	Q ₁	N ₁ ¹⁻²	N ₁ ¹⁻²	N ₁ ¹⁻²	N ₁ ¹⁻²
									10-10	Обвальнo-осыпные отложения
									60	Пемзовые туфы перевалов
									200	Лаво-пирокластический комплекс в Мутновского. Базальты, андезито-базальты, андезиты
									60	Игнимбриты трещинных излияний в Горелого (вторая фаза)
									60	Пемзовые туфы района Дачных терм
									300-400	Лаво-пирокластический комплекс в Двугорбого. Базальты, андезиты, дациты, риолиты их туфы и туфобрекчи
									300-400	Лаво-пирокластический комплекс в Скалистого. Андезиты, дациты, риолиты. Базальты, андезито-базальты, их туфы и туфобрекчи
									200-300	Лаво-пирокластический комплекс в Пальчик. Базальты, андезиты, дациты их туфы и туфобрекчи
									10	Туфоконгломераты, туфы, туфобрекчи.
									50-200	Игнимбриты в Горелого (первая фаза)
									250-650	Лаво-пирокластический комплекс в Жировского. Базальты, андезито-базальты, их туфобрекчи. Слоистые пепловые туфы, андезиты
									200-400	Туфы, спекшиеся туфы, туфобрекчи риолито-дацитового состава
									500	Туфобрекчи, туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты, лавы, лавобрекчи базальтового состава, рвущие тела диоритов
									220	Лавы, туфы, туфобрекчи риолито-дацитового состава
									> 200	Туфоалевролиты, туфопесчаники, туфобрекчи (жировская толща), рвущие тела диоритов

Р и с. 14. Стратиграфическая колонка отложений, вскрытых в районе Мутновского месторождения парогидротерм



Р и с. 15. Мутновское месторождение парогидротерм, диаграммы простираний (а), падений трещин (б) (нанесено 400 замеров) и круговая диаграмма трещиноватости (в); на диаграмме трещиноватости (в изолиниях) нанесено 400 замеров. Видны три ряда субвертикальных трещин: 1) — простирание $20-30^{\circ}$, 2) $50-60^{\circ}$, 3) 140° ; процентный состав: 1 — 0-1; 2-1-2; 3 — 2-5; 4 — 5-10; 5 — 10-15 %

Разломы широтного простирания распространены на участке равномерно и не образуют зон сгущения. Во всех случаях они являются сбросами с опущенным северным крылом. Амплитуда вертикального смещения не превышает 1-2 м.

Разломы меридионального простирания пересекают участок в виде узкой (около 2 км) полосы в его центральной части, рассекая постройки вулканов Двугорбого и Пальчик. Южнее и севернее на площадях развития позднеплейстоценовых лав вулканов Мутновского и Скалистого и на площадях, сложенных игнимбритами вулкана Горелого (второй фазы), меридиональные разломы проявлены значительно хуже. Большая часть этих разломов относится к сбросам с наклоном плоскости сместителя к востоку. Они формируют ярко выраженный в рельефе уступ высотой от 50 до 200 м. Протяженный разлом меридионального простирания фиксируется также в 1 км восточнее. Он также является сбросом с наклоном плоскости сместителя к востоку.

Разломы северо-северо-восточного простирания ($20-30^{\circ}$) особенно широко распространены в районе Дачных терм (см. рис. 12). Выделяются три зоны сгущения этих разломов: западная, центральная и восточная. Западная зона прослеживается через вершину горы Скалистой. Длина ее в пределах участка составляет 4-5 км, ширина — 1 км. В нее входит 10 разломов, большинство из которых являются сбросами с опущенным восточным крылом. Амплитуда вертикального перемещения обычно не превышает

ет 1-2 м. Центральная зона протягивается от вершины горы Пальчик на юге до верховьев р. Хировой на севере. Длина ее на участке - 8 км, ширина - 1,5 км. В зону входит не менее 15 разломов. Все они представляют собой сбросы с опущенным восточным крылом. Углы наклона сместителя меняются от 70-80 до 45-50°, амплитуда вертикального перемещения - от 0,5 до 15 м. Восточная зона пересекает участок, проходя через кратер Мутновского вулкана. Длина ее более 15 км, ширина - 1 км. Зона содержит 6-7 разломов. Все они являются сбросами, но наклон сместителя, в отличие от предыдущих зон, имеют в основном к западу. Углы наклона составляют 70-80°. Амплитуда вертикального перемещения - от нескольких сантиметров до первых метров. Вдоль разломов во всех трех зонах фиксируются многочисленные дайки (дайковая серия). Северо-северо-восточные разломы смещают разломы других направлений, с ними на участке связан наиболее молодой магматизм, поэтому можно заключить, что они являются наиболее молодыми и по времени образования относятся к концу верхнего плейстоцена. Сеть этих разломов формирует в пределах участка широкую грабенообразную структуру, ось которой прослеживается от района Дачных терм к кратеру Мутновского вулкана (см. рис. 12). Осевая часть структуры погружена относительно бортов на 40-50 м. Величина горизонтального растяжения (раздвига) по разломам, формирующим грабен, составляет 20-30 м.

Выводы. 1. Все породы на участке, вплоть до среднечетвертичных, полого падают к западу. Породы средне-верхнечетвертичного возраста слагают ряд вулканических построек, расположенных в виде меридиональной полосы в центре участка.

2. На участке выделены нарушения северо-западного, северо-восточного, широтного, меридионального и северо-северо-восточного (ССВ 20-30°) простираний. Последние являются наиболее молодыми, имеют позднеплейстоценовый возраст и формируют на поверхности широкую грабенообразную структуру.

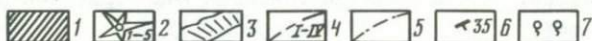
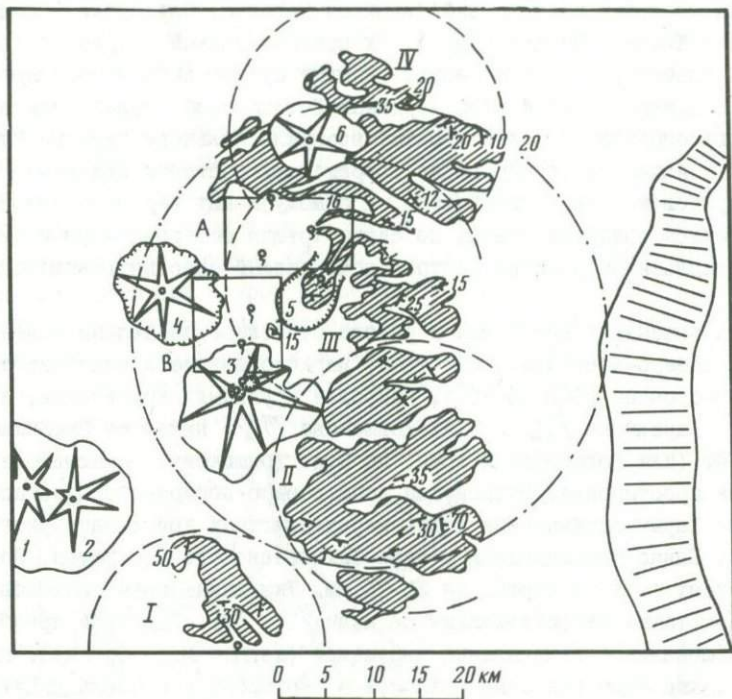
Основные этапы развития структуры Мутновского геотермального района

В последние годы многие исследователи, занимающиеся изучением геологического строения района, стали выделять здесь в качестве основной структуры крупную (диаметром около 55 км) кольцевую вулканотектоническую структуру, центр которой приурочен к бассейну р. Мутновской, а восточная часть оборвана Тихоокеанским побережьем [14, 78, 109, 131]. По данным этих исследователей, структура четко дешифрируется на космических снимках и читается на мелкомасштабных топопланшетах. Она определяется как сложная кольцевая морфоструктура центрального типа с радиально-концентрическим рисунком гидросети и водораздельных линий [78]. Некоторые исследователи определяют ее как куполь-

но-кольцевую структуру, возникшую над крупным магматическим телом, расположенным на глубине 30-70 км [109]. Однако имеющиеся в настоящее время данные о геологическом строении района не позволяют рассматривать выделенную структуру как тектонический купол. Результаты наших исследований в бассейне р. Жировой (участок Северный) показывают, что складчатые дислокации характерны лишь для пород, имеющих возраст древнее верхнего миоцена и наиболее значительны вблизи интрузий, прорывающих породы ниже-среднемиоценового возраста. В связи с внедрением этих интрузий возникла серия небольших (диаметром 25-30 км) куполообразных структур. Ю.М. Слепов выделил две такие структуры: Мутновскую и Асачинскую [11]; Е.А. Лоншаков [78] - Ахотенскую структуру; по данным К.В. Прохорова [105] и М.А. Фаворской с соавторами [79], подобную структуру, вероятно, можно выделить также на севере района в бассейне рек Большая и Малая Саранная. На рис. 16, по данным, приведенным у предыдущих исследователей, и по собственным материалам показаны выходы пород, обнажающихся в пределах Мутновского геотермального района и имеющих возраст древнее верхнего миоцена. По элементам залегания этих пород проведены вероятные границы отмеченных выше структур. Наиболее древние породы здесь вскрываются в виде полосы меридионального простирания. Отмеченные выше куполовидные структуры диаметром 25-30 км лишь осложняют более крупную структуру, представляющую собой горст-антиклинорий, который является северным окончанием неоднократно описанного в литературе Южно-Камчатского антиклинория [11, 12, 14]. Таким образом, в качестве структуры первого порядка в районе необходимо выделять горст-антиклинорий меридионального простирания. Образование его захватывало, по-видимому, нижний-средний миоцен и сопровождалось внедрением интрузивных тел гранитов, диоритов и диоритовых порфиритов.

Осадочные отложения позднемиоцен-плиоценового и четвертичного времени, как отмечалось выше, залегают в районе в основном горизонтально. Главную роль в этом периоде играли дизъюнктивные дислокации. Формирование нижнечетвертичного Жировского вулкана связано с крупной меридиональной зоной трещин. По ним внедрилась магма, образовав серию даек.

Дальнейшая история геологического развития района связана с формированием крупных вулканов, располагавшихся на месте современной кальдеры вулкана Горелого и в основании Мутновского вулкана. Вулканизм этого этапа отличался разнообразным составом продуктов вулканической деятельности, среди которых преобладали андезиты, и завершился образованием крупных масс игнимбритов вулкана Горелого (первой фазы). Эти события произошли в конце нижнечетвертичного - начале среднечетвертичного времени.



Р и с. 16. Схема выходов на дневную поверхность палеоген-неогеновых отложений в Мутновском геотермальном районе

I - площади развития палеоген-неогеновых отложений; 2 - вулканы (I - Асача; 2 - Желтая; 3 - Мутновский; 4 - Горелый; 5 - Жировской; 6 - Вилочинский); 3 - границы шельфовой зоны; 4 - вероятные границы куполообразных структур диаметром 25-30 км, связанных с крупными интрузиями гранитов, диоритов и диоритовых порфиритов (I - Асачинская структура; II - Ахонтенская структура; III - Мутновская структура; IV - Вилочинская структура); 5 - границы предполагаемой кольцевой вулcano-тектонической структуры диаметром 55 км; 6 - элементы залегания палеоген-неогеновых отложений; 7 - термальные источники. Прямоугольниками показаны участки, в которых были проведены детали работы автором: А - Северный (р. Жировая); В - Центральный (Северо-Мутновская зона)

Следующим этапом в развитии района явилась серия небольших вулканических построек и экструзий (вулканы Пальчик, Двугорбый, Скалистый, экструзия Камень, Вилоча и др.). Их предполагаемый возраст — средний-верхний плейстоцен. Они образуют цепочку субмеридионального простирания. В заключительный этап верхнеплейстоценового вулканизма в районе вновь образовались игнимбриты, возникла кальдера вулкана Горелого [61] и началось формирование современных построек вулканов Горелого, Мутновского и Вилочинского. К самому концу верхнего плейстоцена относится внедрение магмы по серии трещин северо-северо-восточного простирания на участке Центральном, давшей описанную выше дайковую серию.

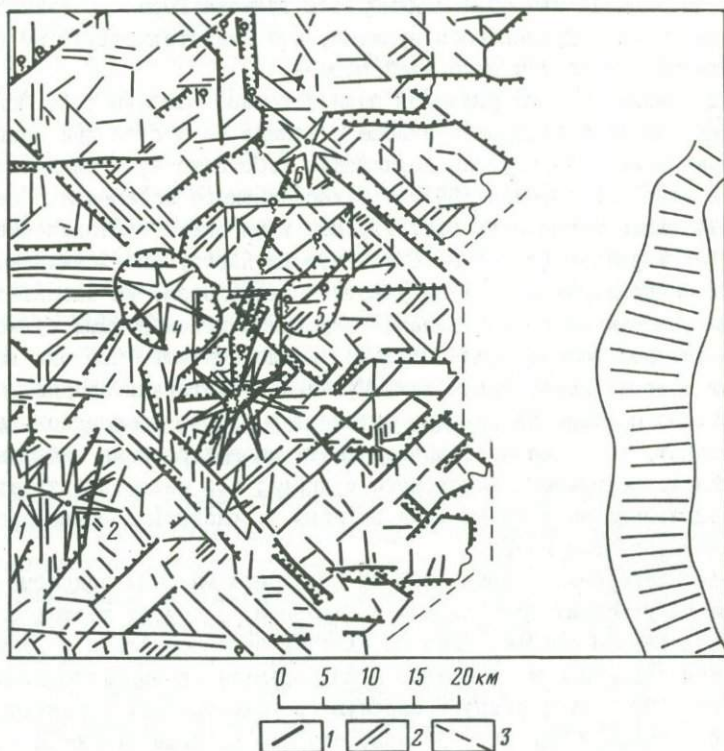
Среди разрывных нарушений в районе отчетливо проявлены северо-западные, северо-восточные, широтные, меридиональные и новейшие северо-северо-восточные (ССВ 20-30°). Наиболее крупными нарушениями, по данным С.Е. Апрелькова [11] и Е.А. Лоншакова [78], являются Вилочинский линеамент (или Гольцовская зона, по Е.А. Лоншакову), имеющий северо-западное простирание; Мутновская зона северо-восточного простирания; широтная Карымчинская зона и три меридиональных зоны: Паратунско-Асачинская, Банно-Карымчинская и зона Тихоокеанского побережья. Последние отстоят одна от другой на 25-30 км. Указанные зоны разломов подтверждены также геофизическими данными [56, 59]. При этом преобладает меридиональное направление нарушений (данные М.И. Зубина). Выделяются также широтная зона разломов в верховьях рек Опалы и Мутной (Опало-Асачинская) зона разломов северо-западного простирания [59]. На рис. 17 представлена составленная нами схема тектонической трещиноватости района. Остановимся на описании некоторых зон разломов, выделенных на ней.

Среди разрывных нарушений северо-западного простирания отчетливо выделяются три зоны, одна из которых соответствует Вилочинскому линеаменту [11]. Он представлен серией трещин и разломов, формирующих узкую, грабенообразную бухту и долину р. Вилоча, а далее к северо-западу — грабенообразное понижение южнее сопки Горячей в долине р. Паратунки. Большая часть разломов этой зоны представляет собой сбросы с опущенным северо-восточным крылом. По данным С.Е. Апрелькова [11], Вилочинский линеамент контролируется множеством даек диоритовых порфиритов, андезитов и альбитофиритов.

Другой крупной зоной сгущения тектонических нарушений северо-западного простирания является зона, трассируемая на значительном протяжении долиной р. Мутной (см. рис. 17); представляющая собой часть Опало-Асачинской зоны разломов, выделяемой по геофизическим данным [59]. Между Вилочинским линеаментом и зоной разломов р. Мутной расположена еще одна зона сгущения тектонической трещиноватости северо-западного простирания, детально описанная нами на участке Центральном.

Разломы этой зоны формируют грабен в верхнем течении р. Сальшивой и грабенообразную долину р. Левой Карымчины. Отдельные нарушения, входящие в эту зону, были описаны выше. На склонах вулкана Скалистого с трещинами этого направления связаны дайки андезитов и дицитов (см. рис. 12).

Среди северо-восточных разрывных нарушений обособляется, как уже отмечалось, Мутновская зона [78], которая протягивается от верховьев р. Ходутки через вулкан Мутновский к Тихоокеанскому побережью. Большинство разломов в этой зоне является сбросами с опущенным северо-западным крылом. Два крупных сброса с амплитудой вертикального смещения в несколько десятков метров пересекают склоны Мутновского вулкана. Большая амплитуда, равная нескольким сотням метров, отмечается по разломам этого направления в долине р. Мутновской [78]. Столь же значительна амплитуда вертикального перемещения, по-видимому, по разлому, проходящему у юго-восточного подножия соп. Желтой.



Р и с. 17. Схема тектонической трещиноватости Мутновского геотермального района

1 - разрывные нарушения типа сбросов; 2 - трещины без видимых смещений; 3 - предполагаемые разрывные нарушения. Остальные условные обозначения см. на рис. 16.

В 20 км к северо-западу от описанной зоны разломов выделяется еще одна зона, пересекающая вершины вулканов Горелого и Вилочинского. Среди разломов этой зоны основную роль играют сбросы с опущенным юго-восточным крылом, которые частично были описаны на участках Северном и Центральном. В целом северо-восточные разрывные нарушения формируют в рассматриваемом районе грабенообразную структуру шириной около 20 км. Осевая часть структуры протягивается от вулканов Асача - Желтая на северо-восток до междуручья Жировая-Мутновская. Она погружена относительно бортов на десятки - первые сотни метров.

Широтные разрывные нарушения образуют в районе несколько зон ступенчатости, которые соответствуют выделенным ранее Карымчинской [56, 78], Опало-Мутновской [59] и Асачинской [78] зонам разломов. Кроме того, густая сеть нарушений широтного простирания прослеживается через кальдеру вулкана Горелого. Большинство нарушений этого направления относится к трещинам без заметных вертикальных смещений. Они отлично проявлены на площади развития игнимбритов вулкана Горелого (второй фазы) и на склонах Мутновского вулкана, что свидетельствует об их активности вплоть до позднего плейстоцена.

Меридиональные зоны разломов были детально описаны Е.А. Лоншаковым [78], который выделил в районе с запада на восток три зоны: Банно-Карымчинскую, Паратунско-Асачинскую (соответствует Вилочинско-Мутновской зоне М.И. Зубина [59]) и Тихоокеанского побережья. Все эти зоны отчетливо видны и на составленной нами схеме тектонической трещиноватости района (см. рис. 17). Разломы Паратунско-Асачинской зоны были частично изучены нами на участке Центральном. На значительной площади разломы этого направления перекрыты игнимбритами вулкана Горелого (второй фазы), следовательно, можно считать, что они имеют возраст древнее 35-40 тысяч лет. Вулканы и экструзии средне-верхне-четвертичного возраста линейно вытянуты в районе в меридиональном направлении, такое же простирание имеют многочисленные дайки на склонах нижнечетвертичного Жировского вулкана; это свидетельствует о том, что меридиональные разломы были активны в основном в нижне-средне-верхнечетвертичное время.

Северо-северо-восточные (ССВ 20-30°) разломы были подробно описаны выше на участках Центральном и Северном. В других местах они выражены значительно слабее. Лишь на склонах вулканов Асача и Желтая разломы этого направления уверенно дешифрируются на аэрофотоснимках (см. рис. 17). Они формируют широкую грабенообразную структуру, ось которой смещена к востоку. По возрасту эти разломы являются наиболее молодыми и относятся к самому концу верхнего плейстоцена.

Выводы. I. Основной структурой в районе является горст-антиклинарий меридионального простирания. Он протягивается на расстояние более 70 км и имеет ширину около 30 км. Образование его происходило в нижнем-среднем миоцене и сопровождалось внедрением многочисленных интруз-

живных тел. Строение горст-антиклинория сложное, он состоит из серии куполообразных структур диаметром 25-30 км.

2. Осадочные отложения позднемiocен-плиоценового и четвертичного возраста в районе залегают в основном горизонтально. Главную роль в этот период играют дизъюнктивные дислокации. Основная магмоконтролирующая структура - меридиональная Паратунско-Асачинская зона разрывных нарушений.

3. В конце нижнечетвертичного - начале среднечетвертичного времени в районе начинают формироваться постройки вулканов Горелого и Мутновского, с концом их формирования связано появление игниобритов вулкана Горелого (первой фазы). На этом же этапе происходит заложение грабенообразной структуры северо-восточного простирания.

4. В средне-верхнечетвертичное время в узле пересечения меридиональной Паратунско-Асачинской зоны разломов и грабенообразной структуры северо-восточного простирания формируется меридиональный ряд наиболее дифференцированных вулканов и экстрюзий (Пальчик, Двугорбый, Скалистый, Камень, Вилоча и т.д.).

5. В конце верхнечетвертичного времени в районе образуются игниобриты вулкана Горелого (второй фазы), кальдера вулкана Горелого, начинается формирование современных построек вулканов Горелого, Мутновского, Вилочинского и дайковой серии.

6. В районе проявлены разрывные нарушения северо-западного, северо-восточного, меридионального, широтного и северо-северо-восточного (20-30°) простираний. Наиболее древние подвижки зафиксированы по разломам северо-западного простирания. Активность меридиональных разломов восстанавливается начиная с нижнечетвертичного времени, северо-восточных - с границ нижне-среднечетвертичного времени, субмеридиональных и широтных - с конца верхнечетвертичного периода.

Обсуждение результатов и выводы о структурном контроле современной гидротермальной деятельности в районе

Приведенные выше данные показывают, что в районе отмечается значительный стратиграфический перерыв между отложениями олигоцен-нижне-среднемиоценового возраста, для которых характерны складчатые деформации, региональная пропилитизация и многочисленные интрузии гранитов, диоритов и диоритовых порфиритов, и отложениями плиоцен-четвертичного возраста, которые отмеченными явлениями не сопровождаются. Для первых основной структурой является горст-антиклинорий, вытянутый в меридиональном направлении и осложненный серией куполообразных поднятий, для вторых - дизъюнктивные дислокации. Для понимания условий возникновения и развития гидротермальной деятельности в районе необходимо проанализировать развитие вулканизма и структуры на его последнем, плиоцен-четвертичном, этапе.

Первое проявление вулканизма на рассматриваемом этапе — формирование сложной постройки Жировского вулкана. Оно началось после значительного перерыва в вулканической деятельности, трансгрессии моря и отложения глинисто-конгломератовой толщи, описанной выше на участке Северном [51]. Вулкан изучался многими исследователями [12, 51, 78, 131], по-видимому, это ряд слившихся основаниями построек. В бассейне рек Мутновской и Жировой вскрыты корневые части вулкана, которые представляют собой густую сеть даже меридионального простирания. Состав его лав изменяется от базальтов и андезито-базальтов до андезитов и андезито-дацитов. Близкие по возрасту отложения вскрыты также в овраге Опасном. Деятельность вулканов на этом этапе завершилась образованием игнимбритов и формированием экструзий и небольших вулканических построек в средне-верхнечетвертичное время. При этом экструзии формировались в пределах Паратунско-Асачинской меридиональной зоны разломов в узле ее пересечения с зоной разломов северо-восточного простирания. Можно предположить, что в нижне-среднечетвертичное время в недрах района возникла серия промежуточных магматических очагов, поставляющих на поверхность продукты кислого состава.

По области развития средне-верхнечетвертичных кислых пород в районе можно примерно восстановить очертания магматических очагов в его недрах. По-видимому, они располагались наиболее близко к поверхности в восточной части района, в пределах Паратунско-Асачинской зоны разломов, и были вытянуты вдоль этой зоны, а к западу их верхняя кромка постепенно погружалась. Под кальдерой вулкана Горелого она была расположена, вероятно, на глубине 8-10 км. В самом конце верхнечетвертичного времени, когда район подвергся растяжению и по серии северо-северо-восточных (ССВ 20-30°) трещин произошло внедрение магматического материала, на склонах вулканов Скалистого, Двугорбого и Мутновского образовалась дайковая серия, сложенная риолитами, базальтами и дацитами. На вулкане Горелом с этим периодом связаны игнимбриты (второй фазы). С нашей точки зрения, это можно объяснить лишь тем, что в недрах каждого из этих вулканов существовал самостоятельный магматический очаг.

В голоцене вулканическая деятельность в районе продолжалась в полосе северо-восточного простирания, сдвинутой к северо-западу относительно центров вулканизма предыдущих этапов. Образовались современные постройки вулканов Горелый, Вилочинский, высота 1082,3 и др. [65]. Как и в Пужетском районе, в районе Мутновского вулкана предположительно к голоцену относится третья вспышка кислого вулканизма, в результате которой образовались пемзы перевалов на участке Центральном, а также пемзы Торбаганьих и Пемзовых горок на северо-западных склонах вулкана. Извержение пемз, по-видимому, было в районе последним проявлением жизнедеятельности коровых очагов. По составу они соответствуют андезитам — андезито-дацитам.

Таким образом, можно сделать следующие выводы.

1. Впервые устойчивый магматический очаг в недрах района был сформирован, по-видимому, в конце плицена – нижнечетвертичное время. Положение очага контролировалось меридиональной зоной разломов, по которым магма поступала на поверхность.

2. Состав продуктов вулканической деятельности постепенно изменялся от базальтов и андезито-базальтов до андезитов и андезито-дацитов; к среднечетвертичному времени в недрах района сформировалась серия близповерхностных очагов кислой магмы. На поверхности в этот период возник меридиональный ряд небольших вулканов, изливших лавы кислого состава.

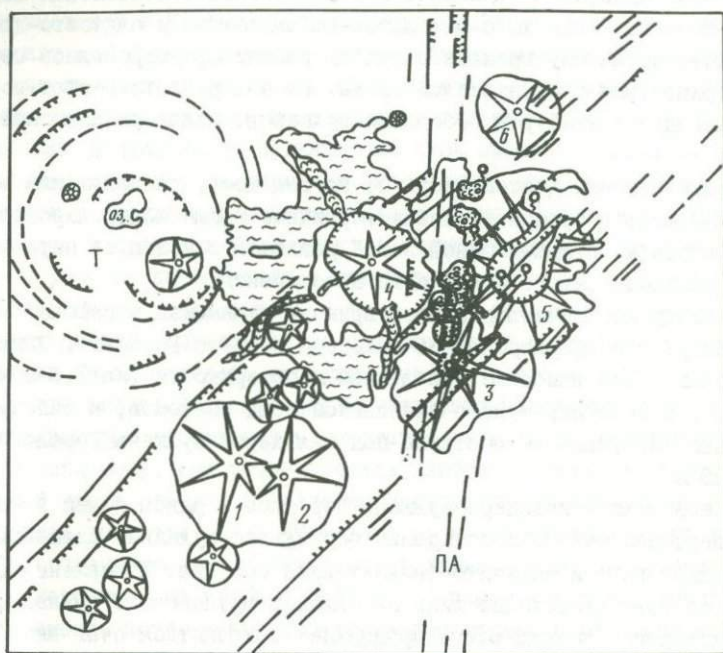
3. Вулканическая деятельность и, по-видимому, расположение магматических очагов в средне-верхнечетвертичное время контролировались главным образом меридиональной зоной разломов и узлом ее пересечения с зоной разломов северо-восточного простирания.

4. К концу верхнечетвертичного времени вулканизм в районе сместился к западу, где сформировалась кальдера вулкана Горелого. Магматические очаги были наиболее приближены к поверхности (на 1,5–2 км) на востоке, в районе Паратунско-Асачинской зоны разломов, к западу они постепенно погружались, достигая под кальдерой вулкана Горелого глубины 8–10 км.

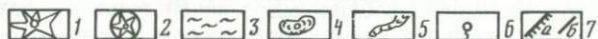
5. В голоцене в кальдере вулкана Горелого и рядом с ней в виде полосы северо-восточного простирания образуются вулканы, изливающие лавы базальтового и андезито-базальтового состава. Извержение пемз кислого состава происходит лишь на склонах Мутновского вулкана, в недрах которого, по-видимому, продолжает сохраняться очаг кислой магмы.

Структурный контроль гидротермальной деятельности в районе определяется (рис. 18) областью пересечения Паратунско-Асачинской зоны разломов меридионального простирания с зоной разломов северо-восточного простирания. Наиболее высокотемпературные термопроявления (в кратере Мутновского вулкана, Верхне-Жировские и т.д.) приурочены к постройкам средне-верхнечетвертичных вулканов с кислым составом лав и пирокластики, т.е. тяготеют к очагам кислой магмы, образовавшимся в средне-верхнечетвертичное время. При этом наиболее активные термопроявления связаны с постройками, на которых зафиксированы наиболее поздние проявления кислого вулканизма (вулканы Мутновский и Скалистый). На удалении от них высокотемпературные термопроявления вскрываются в зонах крупных разломов северо-восточного простирания в долинах рек Жировой и Мутновской (Нижне-Жировские и Войновские источники). Обе группы термальных источников приурочены к осевой зоне грабенообразной структуры, образованной разломами северо-восточного простирания (см. рис. 18).

Позднечетвертичные северо-северо-восточные (20–30°) разломы накладываются на структуры, отмеченные выше, и осложняют строение района. Являясь открытыми трещинами, они играют термовыводящую роль в поверхностной структуре Мутновского месторождения.



0 5 10 15 20 км



Р и с. 18. Структурные позиции средне-верхнечетвертичных вулканических построек в Мутновском геотермальном районе

1 – вулканы (1 – Асача; 2 – Желтая; 3 – Мутновский; 4 – Горелый; 5 – Жировской; 6 – Вилочинский); 2 – небольшие существенно-лавовые вулканические постройки; 3 – игнимбриты вулкана Горелого; 4 – экструзии и небольшие вулканические постройки, сложенные преимущественно дацитами и риолитами; 5 – голоценовые лавовые потоки вулкана Горелого; 6 – термальные источники; 7 – разрывные нарушения: а – сбросы; б – трещины.

ПА – Паратунско-Асачинская меридиональная зона разломов.
Т – Толмачовская кольцевая вулкано-тектоническая структура

Глава III. ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СЕМЯЧИКСКОГО ГЕОТЕРМАЛЬНОГО РАЙОНА

Район расположен на восточном побережье Камчатки между островами Кроноцким и Шипунским (см. рис. I). Он приурочен к Центральному участку грабен-синклинали Восточной Камчатки [139]. Впервые этот район выделил В.В. Аверьев, который предположил, что расположенные рядом термоявления Долины Гейзеров, кальдеры Узон и вулканического массива Большой Семячик могут быть связаны с единым источником теплового питания [6, 44]. В пределах района выделяются две крупные гидротермальные системы: Узон-Гейзерная и Семячическая. Существует и противоположное мнение: термоявления Долины Гейзеров и кальдеры Узон имеют разный возраст и их необходимо рассматривать как две самостоятельные гидротермальные системы [26].

Геологическое строение района

В районе наиболее изучена его центральная часть, где расположены широко известные кальдера Узон и Долина Гейзеров. Начало исследования геологии этого участка положил Б.И. Пийп [99, 101]. В 1940-х - 1950-х гг. здесь работала Т.И. Устинова, которая впервые открыла и описала термоявления в Долине Гейзеров и дала краткую геологическую характеристику прилегающих районов [119, 120]. В 1962 г. геологическое строение Долины Гейзеров изучали В.И. Белоусов и Б.В. Иванов [23, 149]. С 1965 г. в районе были начаты обширные работы по изучению кислого вулканизма и гидротермальной деятельности. В этих работах принял участие большой коллектив сотрудников Института вулканологии. В результате была выделена Узон-Гейзерная вулканотектоническая депрессия [88, 140] и впервые дано планомерное описание геологического строения обширного района, охватывающего кальдеру Узон, Долину Гейзеров и структуру Большого Семячика [6, 28, 29, 42, 135]. В 1972-1975 гг. описываемый район был охвачен геологосъемочными работами Узонской партии КТИУ (нач. партии А.Г. Цикунов). Была составлена геологическая карта м-ба 1:200000, собран большой материал по стратиграфии, тектонике, магматизму и полезным ископаемым района. В последние годы отдельные черты геологического строения района рассматривались В.И. Белоусовым [22], А.Е. Шанцером [127], Ю.М. Стефановым и Б.И. Широкиным [112], В.Н. Гриб [48, 49], В.Л. Леоновым [73, 74]. Были получены данные о наличии близповерхностного магматического очага в недрах Узон-Гейзерного района, дана оценка его размеров и истории развития в течение плейстоцена [26, 150, 151]. В недавней работе И.В. Флоренского [123] на основе радиоуглеродной датировки пемз и игнимбритов в районе Кроноцкого озера существенно изменен вероятный возраст образования кальдеры Узон.

Кроме указанных выше работ, проведенных в основном в Узон-Гейзерном районе, необходимо отметить также работы, посвященные описанию

смежных районов: вулканического массива Большой Семячик [4, 41], вулкана Тауншиц [125] и вулкана Крашенинникова [124].

Участок Центральный (Долина Гейзеров
и кальдера Узон)

Стратиграфические схемы различных авторов для описываемого участка приведены на рис. 19. Они значительно различаются между собой, что связано с недостаточной еще изученностью района. В нашей работе за основу принята схема И.В. Флоренского [123].

Наиболее древние отложения, вскрытые в районе, были изучены нами в каньоне р. Шумной, расположенном к югу от устья р. Гейзерной. Здесь было выделено несколько пачек, разделенных несогласиями.

Пачка древних лав представлена чередованием потоков лав андезитодацитового состава и пластов туфогенно-осадочных отложений общей мощностью 300 м. Пачка пещерных туфов сложена однородными псефитовыми и агломератовыми туфами мощностью 200-250 м. Песчано-лавовая пачка состоит из слоистых полимиктовых туфопесчаников, туфогравелитов и брекчий с прослоями лав базальтового и андезитобазальтового состава. Общая мощность отложений этой пачки 200 м.

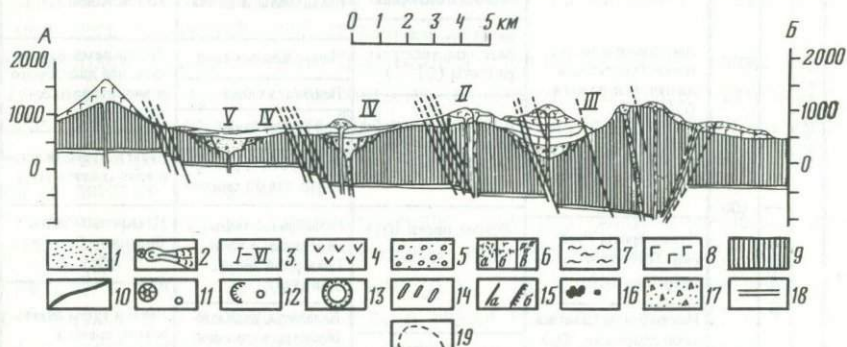
К наиболее древним отложениям района следует относить также выделенную нами в северной части каньона р. Шумной и в нижнем течении р. Гейзерной Устьевую пачку [73] (рис. 20). Она представлена чередованием агломератовых, псефитовых, псаммитовых и алевролитовых туфов общей мощностью около 600 м.

Вверх по разрезу залегают отложения, которые ранее считались синхронными главному кальдерообразующему этапу формирования структуры района [29]. К ним относятся игнимбриты, связанные со структурой Большого Семячика и с кальдерой Узон, а также кислые вулканиды, синхронные с образованием игнимбритов (лавы первого цикла четвертичного кислого вулканизма [26]). Наиболее древними из этих отложений являются семячкские игнимбриты. На них залегают сложный комплекс лав, туфов и экструзий, формирующих район Горного плато, восточные и северные борта Узон-Гейзерной депрессии (см. рис. 20). Состав продуктов вулканизма всего этапа изменяется от базальтов до риолитов, объем их составляет $1,67 \text{ км}^3$ [26]. Завершают эту часть разреза игнимбриты, связанные с кальдерой Узон и районом Долины Гейзеров (кранокии, по [101]). Разрезы этих отложений и описаны в работах [29, 123]. Объем их до настоящего времени не определен и оценивается различными исследователями по-разному (от 5-10 до 100 км^3). Возраст игнимбритов, по данным И.В. Флоренского [123], составляет около 40 тыс. лет.

Дальнейшее осадконакопление и вулканизм в районе связаны в основном с заполнением Узон-Гейзерной вулканотектонической депрессии, возникшей вслед за извержением узонских игнимбритов (посткальдерный этап развития, по [29]). Основную роль на этом этапе играют озерные отложе-

Отдел	Подотдел	Возраст, X 1000 лет	Плейстоцен			
			Голоцен	Верхний		
Плейстоцен	Верхний	10 35 50 70 100 400 690	О.А. Брайцева и др., [29]	А.Г. Цикунов	В.И. Белоусов и др., [26]	И.В. Флоренский [23]
			Базальтовые шлаковые конусы и их лавовые потоки (Q_4)	Базальты, андезитобазальты, андезиты и их туфы (Q_4)	Базальты, андезитобазальты, андезиты (Q_4)	Шлаковые конусы, лавовые потоки, (Q_{3-4})
			Пемзовые куполы (Q_3^4)	Ледниковые и водно-ледниковые II стадии	Пачка Колорадо	Пемзы и лавы сопок Открытая, Круглая и т.д. (Q_3^{3-4})
			Слоистые туфы — отложения Третьего озера ($Q_3^2-Q_3^3$)	Базальты, андезиты, их туфы, лахары (Q_3^2)	Слоистые туфы-отложения Третьего озера (Q_3^{2-3})	Озерные отложения
			Дацитовые и риолитовые экструзивные куполы и их лавовые потоки ($Q_3^1-Q_3^4$)	Пемзовые туфы, риолиты, озерные отложения (Q_3^3)	Дацитовые и игнибритовые лавы III цикла	Пемзы Крашенинникова (Q_3^3)
			Дацитовые и риолитовые экструзивные потоки ($Q_2^1-Q_3^1$)	Ледниковые и водно-ледниковые I стадии (Q_3^2)	Слоистые озерные отложения Второе озеро	Пемзовые отложения Платоигнибриты Узон-Гейзерной кальдеры (Q_3^3)
				Андезито-дациты, туфы, игнибриты, озерные отложения		
				Базальты, андезитобазальты, андезиты, риолиты (Q_3^{1-2})	Пачка Желтых скал	Толща пемзовых туфов, лав дацитового и риолитового состава (Q_3)
				Игнибриты и туфы (межледниковые) (Q_3^1)	Пемзовая пачка	
			Игнибриты Узонско-Гейзерной депрессии (Q_2^1)	Пемзы, пески (Q_2)	Гейзерная пачка	Лавы и туфы базальтового состава (Q_3)
					Дацитовые и риолитовые лавы I цикла	
			Игнибриты Семьячской депрессии (Q_2)	Базальты, андезитобазальты, андезиты (Q_1-2)	Дацитовые и риолитовые лавы II цикла	Платоигнибриты Большого Семьячика (Q_2)
Базальты стратовулканов, шлаковых и лавовых конусов и покровов (Q_2)	Устьевая пачка (Q_1-2)					
Плиоцен	Верхний	690	Тумрокский вулканогенный комплекс (N_2tm_1)	Игнибриты и туфы Малого Семьячика (Q_1)	Платоигнибритовая пачка	
				Сторожевская свита (N_2stz)		Пачка платобазальтов (Q_1)
						Пачка пещерных туфов
						Пачка древних лав

Р и с. 19. Сопоставление разрезов неоген-четвертичных отложений района Долины Гейзеров и кальдеры Узон в представлениях различных авторов



Р и с. 20. Схематическая геологическая карта района Узон-Гейзерной вулканотектонической депрессии (составлена с использованием материалов О.А. Брайцевой, Г.Б. Богоявленской, Э.Н. Эрлиха и А.Г. Цикунова)

I - аллювиальные, ледниковые и обвално-обсыпные отложения (Q_4); 2 - лавы и шлаки базальтового и андезито-базальтового состава (Q_4); 3 - озерные отложения (пачки: I - гейзерная, II - пемзовая, III - желтый скал, IV - Второго озера и Южной котловины, V - Третьего озера, VI - колорадо ($Q_3 - Q_4$)); 4 - лавы андезитового состава (Q_3); 5 - взрывные пемзовые отложения кальдеры Узон (Q_3); 6 - лавы первого (а), второго (б) и третьего (в) циклов четвертичного кислого вулканизма ($Q_3 - Q_4$); 7 - игнимбриты (Q_3); 8 - лавы базальтового состава (Q_3); 9 - нерасчлененные, предположительно ниже-среднечетвертичные отложения, пачки: а - древних лав, пещерных туфов, песчано-лавовая, туфо-игнимбритовая, плато-базатов; б - устьевая; 10 - границы эрозивных уступов, ограничивающих Узон-Гейзерную депрессию; II - 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°C на глубине 1 м); 17 - отложения, заполняющие предполагаемые кальдеры (на разрезе); 18 - условная граница в толще плиоцен-нижнечетвертичных отложений (на разрезе); 19 - границы отдельных слоев и потоков внутри выделенных пачек (маркирующие горизонты)

ния, заполнившие депрессию. Детальные работы в Долине Гейзеров позволили разделить эти отложения на ряд пачек.

Гейзерная пачка вскрывается в юго-восточной части депрессии (рис. 20). Разрез ее представлен чередующимися пемзовыми туфами различного гранулометрического состава, общей мощностью 310 м.

Пемзовая пачка широко распространена в центральной части депрессии. Ее слагают серые пемзовые туфы, по составу относящиеся к риолито-дацитам. Мощность отложений пемзовой пачки составляет 60–70 м.

Пачка желтых скал выходит в северо-восточной части депрессии (см. рис. 20). Она представлена светло-розовыми пемзовыми туфами, содержащими линзы туфоконгломератов и туфобрекчий. Мощность их 210 м. С пачкой желтых скал коррелируются взрывные пемзовые отложения, распространенные на бортах кальдеры Узон и на плато Широком [26].

Выше по разрезу, заполняя западную часть Узон-Гейзерной депрессии, залегают отложения Второго и Третьего озер, подробно описанные ранее [29]. Одновременно с этими отложениями в центре депрессии формировались многочисленные дацитовые и риолитовые экструзии и их лавовые потоки (лавы второго и третьего циклов кислого четвертичного вулканизма [26]).

Наиболее молодыми отложениями в районе являются псефитовые и псаммитовые шлаковые туфы пачки Колорадо, заполняющие северо-восточную часть депрессии и залегающие на ее северных склонах (их мощность достигает 150 м), а также лавы и шлаки андезитового и андезито-базальтового состава, слагающие голоценовые постройки конуса Савича, сопки Дуга и маара оз. Дальнего.

Рассмотрим основные особенности структуры участка. Ранее они описывались Э.Н. Эрлихом, О.А. Брайцевой, М.И. Зубиным [144], Н.А. Гусевым [52, 53] и нами [26, 74]. Основной структурой является Узон-Гейзерная вулкано-тектоническая депрессия. Она связана с узлом пересечения крупных разломов северо-восточного и субширотного простираения [70, 126]. Эти разрывные нарушения тщательно изучены нами в поле, оценен возраст подвижек по ним [74].

Северо-восточные разрывные нарушения ранее отмечались и описывались многими исследователями [70, 74, 144]. К ним относится сеть трещин, развитых в устье р. Гейзерной и в прилегающей части бассейна р. Шумной. По некоторым трещинам здесь внедрилась магма и образовались протяженные дайки. Последние прорывают отложения Устьевой пачки и имеют, по-видимому, среднеплейстоценовый возраст [74]. Отдельные нарушения северо-восточного простираения развиты также на бортах кальдеры Узон и на западных склонах вулкана Крашенинникова.

Широтные разрывные нарушения наиболее ярко проявлены вдоль северного края Узон-Гейзерной депрессии. Все изученные широтные нарушения представляют собой сбросы с опущенным южным крылом. Длина отдельных разломов достигает 3–4 км. Амплитуда вертикального смещения составляет первые метры, достигая в отдельных случаях 50–70 м. В районе сопки

Открытой общая амплитуда вертикального смещения по серии широтных сбросов достигает 200 м. В западной части депрессии разломы перекрыты отложениями Второго озера и фиксируются лишь геофизическими методами [144]. На этом основании можно предположить, что их возраст равен примерно 15–20 тыс. лет.

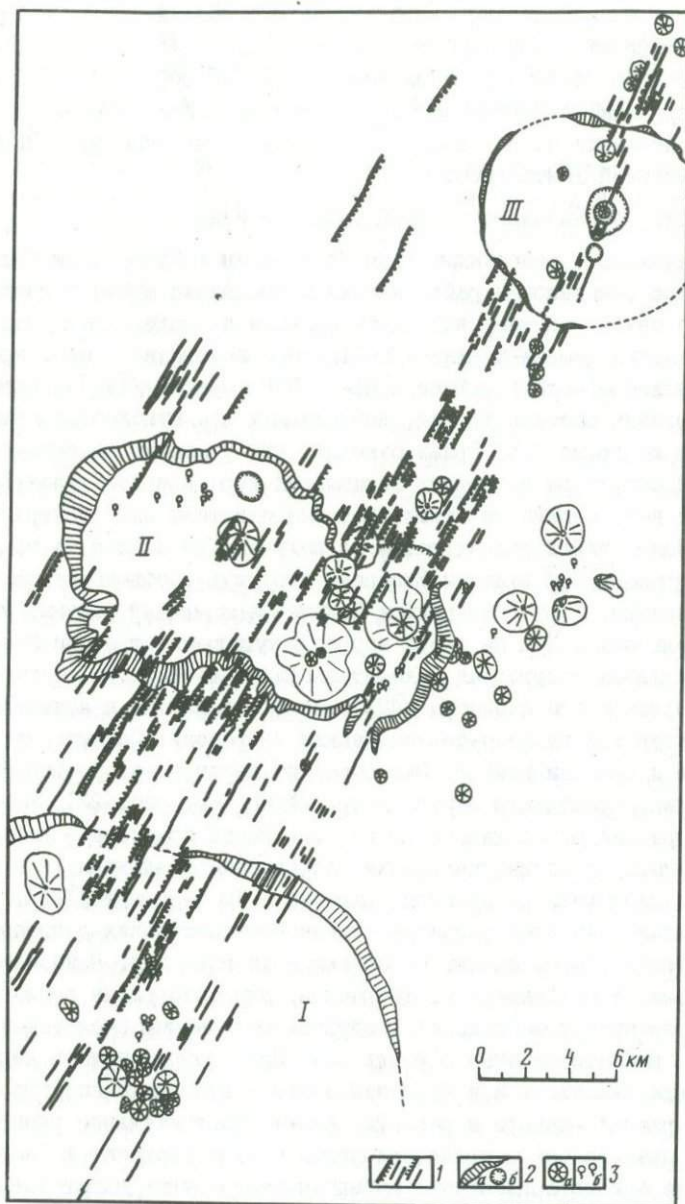
Разрывные нарушения, концентрические по отношению к Узон–Гейзерной депрессии, представлены системой трещин и малоамплитудных сбросов, известных на бортах депрессии, а также системой кольцевых и конических даек, вскрывающихся в глубоких врезках р. Шумной. Крупный дуговой сброс фиксируется вдоль северных бортов депрессии на склонах сопки Открытой. В длину он превышает 3 км, опущено южное крыло, амплитуда вертикального смещения изменяется от 1–2 до 5–10 м. Система дуговых трещин фиксируется также на склонах Узон–Гейзерной депрессии на удалении 5–10 км и более от нее. Возраст заложения в районе дуговых трещин – конец среднего плейстоцена – начало верхнего плейстоцена [74].

Разрывные нарушения северо–северо–восточного простирания (ССВ 25–30°) составляют в районе новейшую систему (рис. 21). Они выражены в рельефе гораздо лучше, чем другие нарушения, часто создают клавишное строение поверхности, легко дешифрируются на аэрофотоснимках. Среди них преобладают сбросы с опущенным юго–восточным крылом. Длина отдельных нарушений колеблется от 100–200 м до 1 км и более. Амплитуда вертикальных перемещений – от нескольких до 50 м. С разрывами этого направления в районе связаны новейшие проявления вулканизма: серия даек андезито–базальтов на склонах плато Широкое и в руч. Безымянном, цепочки шлаковых конусов и лавовые потоки андезитового и дацитового состава на склонах вулкана Крашенинникова, с трещинами северо–северо–восточного простирания связаны также многие термопроявления в Долине Гейзеров. Возраст этих разломов, по-видимому, голоценовый.

Кроме описанных, выявлена также система субширотных (ЗСЗ 290–230°) нарушений. Они отчетливо проявлены в районе кальдеры Узон [74], на плато Широкое и в нижнем течении р. Шумной. Среди них большая часть является сбросами. По возрасту они относятся к голоцену и формировались, по-видимому, совместно с северо–северо–восточными нарушениями. В пределах кальдеры Узон субширотные разрывные нарушения контролируют размещение на поверхности современной гидротермальной деятельности [102, 137].

Выводы. 1. Согласно последней схеме стратиграфических подразделений [123], на участке вскрыты породы, имеющие возраст от среднего плейстоцена до голоцена.

2. Все породы имеют естественное залегание. Основной структурой является Узон–Гейзерная вулcano–тектоническая депрессия, образование которой связывается с внедрением магмы по системе дуговых трещин и с тектоническими просадками.



Р и с. 21. Структурная схема района Узон-Гейзерной депрессии

I - разрывные нарушения позднеплейстоцен-голоценового возраста, бергштрихи указывают направление смещения по сбросам; 2 - уступы, ограничивающие вулcano-тектонические депрессии (а), кратеры (б); 3 - шлаковые конусы и экструзивные куполы (а); термопроявления (б). Римскими цифрами обозначены: I - кальдера вулкана Большой Семейчик; II - Узон-Гейзерная вулcano-тектоническая депрессия; III - кальдера вулкана Крашенинникова

3. Среди разрывных нарушений на участке выделены нарушения следующих простираний: северо-восточные, широтные, дуговые, северо-северо-восточные (СВ 25–30°) и субширотные (СЗ 290–300°). Последние две группы нарушений являются наиболее молодыми (голоценовыми) и контролируют размещение на поверхности новейших проявлений вулканизма и гидротермальной деятельности.

Строение Семячикского геотермального района

По сравнению с описанными выше Паужетским и Мутновским геотермальными районами Семячикский район изучен в настоящее время значительно хуже. Это связано с тем, что здесь большие площади скрыты под молодыми отложениями средне-верхнечетвертичного возраста. В свое время изучение трещиноватости в районе привело Э.Н. Эрлиха [141] к выводу, что она аналогична системе трещин, возникающих при куполообразовании. Однако в то же время Э.Н. Эрлих отмечал, что указаний на существование купольной структуры в верхних горизонтах коры в районе Узон-Гейзерной депрессии нет. Нашими работами, которые охватили лишь центральную часть района, таких данных также не получено. В последние годы Ю.П. Масуренков [83] выделил Узонскую структуру, объединяющую вулкан Крашенинникова, Узон-Гейзерный и Больше-Семячикский районы, как купольно-кольцевую. Тем не менее вопрос о купольном строении Узонской структуры из-за отсутствия доказательств остается пока открытым.

Э.Н. Эрлих и его соавторы [42] выделили в районе в качестве основных структур три вулcano-тектонических депрессии: Семячикскую, Узон-Гейзерную и Крашенинникова. Они образуют цепочку северо-восточного простирания, проходящую через центр района (см. рис. 22). Время заложения депрессий определялось второй половиной среднего – верхним плейстоценом. По последним данным, образование кальдеры Узон и кальдеры Крашенинникова датируется примерно в 40 тыс. лет [123].

Посткальдерный этап развития вулcano-тектонических депрессий характеризуется существенными отличиями в их строении. Наиболее сложна центральная, Узон-Гейзерная, депрессия, для которой на посткальдерном этапе характерно преобладание продуктов вулканизма кислого состава (дацитов, риолито-дацитов и риолитов). При этом в смежных депрессиях – Больше-Семячикской и Крашенинникова – вулканы кислого состава, особенно риолито-дациты и риолиты, имеют незначительное распространение. Это связывалось с представлениями о существовании в Узон-Гейзерном районе близповерхностного магматического очага дацитового состава, дифференцирующегося до риолитов, а на Большом Семячике и в кальдере Крашенинникова – близповерхностных магматических очагов базальтового состава, которые дифференцируются до андезито-дацитов и дацитов [42].

В качестве еще одной особенности строения всех трех депрессий следует указать, что их западные и северо-западные борта обычно хорошо выражены в рельефе, в то время как восточные части структур не имеют

столь четкого морфологического выражения, а часто оно вообще отсутствует. Эти данные позволяют говорить об асимметрии строения депрессий, которая вызвана, по-видимому, особенностями строения их корневых частей — погружением кровли близповерхностных магматических очагов к западу-северо-западу.

Расположение депрессий в виде цепочки северо-восточного простирания (отмеченное еще Г.М. Власовым [39], писавшим о "кальдерной" линии Камчатки) необходимо рассматривать как отражение крупного раскола земной коры. А.Н. Заварицкий выделил в 1937 г. в пределах рассматриваемого района разлом северо-восточного простирания, к которому приурочены вулканы Крашенинникова, Кихпинч и Большой Семячик, и разлом широтного простирания, контролирующий расположение вулканов Кихпинч, Узон и Таунищ. С.И. Набоко [91] указывает также на разлом северо-северо-западного простирания, на котором расположены вулканы Унана, Таунищ и группа вулканов Большого Семячика. В дальнейшем выделение указанных разломов было подтверждено другими исследователями [52, 70, 83, 126, 141].

Разлом северо-восточного простирания, пересекающий район по диагонали, большинство исследователей рассматривают как глубинный магмо- и флюидопроводящий разлом типа раздвига [70, 83, 126]. Наиболее полно он (в пределах рассматриваемого района) описан В.А. Леглером [70]. В поверхностной структуре района разлом представлен многочисленными разрывными нарушениями, большинство из которых имеет характер сбросов. Возраст образования разломов колеблется от среднего плейстоцена до голоцена. В целом зона нарушений северо-восточного простирания — это структура растяжения, раздвиг, выраженный на поверхности широким (до 20 км), плохо выраженным в рельефе грабенном асимметричном строении (с более ярко проявленным северо-западным бортом), контролирующим расположение описанных выше вулканотектонических депрессий.

Субширотный разлом, к которому приурочены вулканы Кихпинч, Узон, Таунищ, вслед за А.Н. Заварицким был отмечен также Э.Н. Эрлихом [141], который предполагал, что разлом является глубинным сдвигом. Описавший его в последние годы А.Е. Шанцер [126], назвал его Узонско-Валагинским разломом. Часть нарушений, входящих в зону разлома, формируют уступ северного ограничения Узон-Гейзерной депрессии и обуславливают ее вытянутую в субширотном направлении форму. Они были детально описаны выше. А.Е. Шанцер отмечает, что по возрасту широтные разломы Восточной Камчатки, возможно, относятся к верхнему миоцену, но движения по ним возобновились в четвертичное время. В целом, как и разлом северо-восточного простирания, субширотный Узонско-Валагинский разлом в четвертичное время выступает как структура растяжения, представленная на поверхности серией сбросов, трещин и трассируемая цепочкой вулканических построек.

Разлом северо-северо-западного простирания, на котором расположены вулканы Унана, Тауншиц и группа вулканов **Большого Семячика** (Кулакова, Западный и Восточный Бараний, Попкова, **Проблематичный**), был выделен С.И. Набоко [91] и Н.А. Гусевым [52]. Он выражен и изучен хуже, чем описанные выше разломы. Общая ширина зоны, в которой проявлены нарушения этого направления, составляет около 10 км. Так же как и предыдущие зоны разломов, эту зону можно представить как широкий грабен, т.е. структуру растяжения, которая почти на всем протяжении трассируется цепочкой вулканических аппаратов. По возрасту описанные нарушения ССЗ направления относятся к позднему плейстоцену-голоцену.

Кроме отмеченных разрывных нарушений, в районе выделяются также нарушения других направлений. У северо-западных границ района, по геофизическим данным выделен разлом северо-восточного простирания [116]. В пределах описанного района он перекрыт молодыми верхнеплейстоцен-голоценовыми отложениями и фиксируется лишь серией небольших трещин (рис. 22). Многочисленные трещины северо-западного простирания рассекают склоны вулкана Крашенинникова. Они хорошо дешифрируются на космических фотоснимках [52, 53]. Обособляется разлом, проходящий вдоль северо-восточного края района по р. Кроноцкой. По данным М.Л. Фроловой [124], разлом относится по типу к сбросам, причем северо-восточное крыло его погружено на 500 м (по кровле раннечетвертичных плато-базальтов) и на 30 м (по данным бурения на участке Нижнекроноцкой ГЭС). В позднеплейстоцен-голоценовых вулканитах разлом не проявляется.

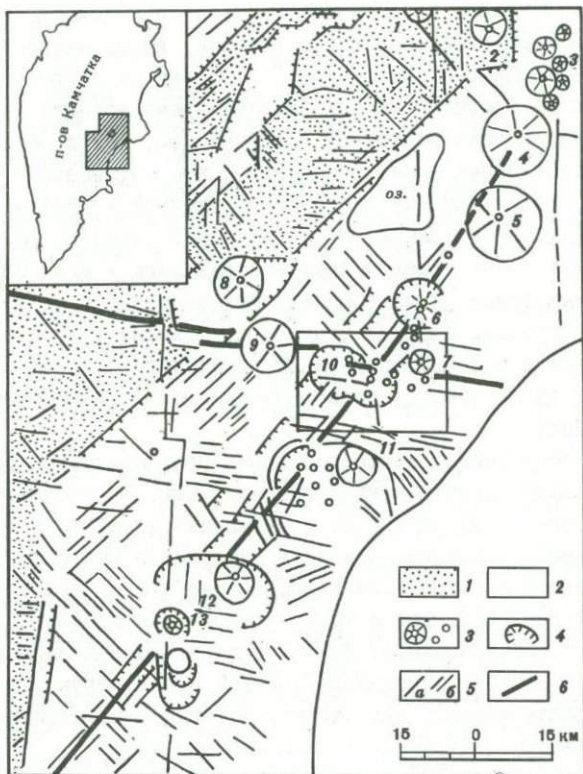
В районе выделяется также система новейших разломов северо-северо-восточного простирания (ССВ 25-30°) и субширотных (ССЗ 290-300°). Они детально были описаны выше.

Выводы. 1. Почти вся площадь района покрыта молодыми отложениями (не древнее среднего плейстоцена, по И.В. Флоренскому), среди которых преобладают немозовые и игнимбритовые покровы, имеющие пологий наклон от центра района к его периферии.

2. В центре района, пересекая его цепочкой северо-восточного простирания, расположены три вулканотектонические депрессии: Большесемячическая, Узон-Гейзерная и Крашенинникова. Все они имеют асимметричное строение с более ярко выраженным западным бортом. Время их образования - средний-верхний плейстоцен.

3. На посткальдерном этапе развития в конце верхнего плейстоцена-голоцене, в центре района (на Узон-Гейзерном участке) характерны извержения риолитов, риолито-дацитов и дацитов, в то время как по краям (в кальдере Большого Семячика и Крашенинникова и на вулканах Тауншиц и Унана) извергались в основном андезитобазальты, андезиты и андезитодациты.

4. Район пересекают крупные зоны растяжения, раздвиги северо-восточного, субширотного и северо-северо-западного простирания, которые контролируют размещение вулканических аппаратов и гидротермальной деятельности. Наиболее крупная из этих зон растяжения имеет северо-вос-



Р и с. 22. Структурная схема Центрального участка Восточной Камчатки (составлена на основе дешифрирования космических фотоснимков м-ба 1:1 000 000)

1 - горстантиклиналь Восточного хребта Камчатки; 2 - грабенсинклиналь Восточной Камчатки; 3 - вулканы (1 - Кизимен; 2 - Конради; 3 - Гамченский ряд; 4 - Шмидта; 5 - Кроноцкий; 6 - Крашенинникова; 7 - Кихлинч; 8 - Унана; 9 - Тауншиц; 10 - Узон; 11 - Большой Семячик; 12 - Малый Семячик; 13 - Карымский); 4 - кальдеры и вулcano-тектонические депрессии; 5 - разрывные нарушения: а - сбросы; б - трещины; 6 - осевые линии зон региональных разломов северо-восточного и субширотного простирания, пересекающих Узон-Гейзерный район. Прямоугольник - район, изображенный на рис 20

точное простирание (вулканический раздвиг, по В.А. Леглеру). Она контролирует размещение вулкано-тектонических депрессий в районе.

Обсуждение результатов и выводы о структурном контроле современной гидротермальной деятельности в районе

Достоверные данные о геологическом строении района мы имеем, лишь начиная со среднего плейстоцена, со времени, когда началось образование вулкано-тектонических депрессий. Расположение депрессий цепочкой северо-восточного простирания, их близкое время возникновения, распространение вдоль всей Восточной Камчатки [88, 89] и общие черты в их строении, отмеченные выше, показывают, что образование их связано, по-видимому, с более крупной линейной структурой — глубинным разломом северо-восточного простирания. В период образования депрессий в среднем-верхнем плейстоцене разлом имел вид раздвига — его сопровождали серии продольных трещин и малоамплитудных сбросов, а на поверхности сформировалась грабенообразная структура. Вулкано-тектонические депрессии возникли в местах пересечения глубинного разлома с поперечными разломами субширотного, северо-западного и северо-северо-западного простирания.

Для многих депрессий в настоящее время предполагается связь с близповерхностными магматическими очагами. Так, по геофизическим данным [60], вероятно наличие корового магматического очага в недрах структуры Большого Семячика. Наиболее детально в настоящее время изучен геологическими и петрологическими методами очаг под Узон-Гейзерной структурой [26, 50]. Его историю удалось восстановить, начиная со среднечетвертичного времени. Тщательное изучение вулканических продуктов кислого состава в пределах Узон-Гейзерной структуры позволило выделить три цикла кислого вулканизма, которые рассматриваются как периоды активизации деятельности корового очага.

По данным Е.Н. Гриб [50], наличие в кислых лавах вкрапленников плагиоклазов, резко отличающихся по составу, с широким проявлением в них осцилярной и обратной зональности коррозионные соотношения между зонами свидетельствуют о неравновесных условиях кристаллизации расплава и большой скорости его остывания. В продуктах кислого вулканизма в описываемом районе обычны также включения лав базальтового состава, которые многие авторы рассматривают, как частично смешавшиеся фрагменты основного расплава. 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.

В связи с этим, история развития корового магматического очага в недрах Узон-Гейзерной структуры восстанавливается в следующем виде. В среднем плейстоцене вследствие растяжения, связанного с развитием глубинного разлома северо-восточного простирания, в коровый очаг кислой магмы, существовавший, по-видимому, с нижнечетвертичного времени

и имевший температуру, близкую к солидусу, внедрилась магма базальтового состава с температурой 1340–1300 °С. На поверхность в это время (в начале первого цикла) поступили лавы смешанного состава. Поокисление последних порций лав связано с увеличением количества кислого расплава. Наибольшей степени расплавления коровый очаг достиг к концу первого цикла, о чем свидетельствует незначительное количество вкрапленников (3–6 %) в риолитах этого периода [50]. По структурным данным, в это время верхняя кромка очага была расположена на глубине 7–8 км, а диаметр его составлял около 10 км [74].

Во втором цикле, время развития которого по последней стратиграфической шкале [123] должно относиться к концу верхнего плейстоцена (около 35 тыс. лет назад), из сформировавшегося очага произошло массовое излияние риолитов. Температура расплава непосредственно перед извержением составляла не менее 1000 °С [50].

В третьем цикле, относящемся ко времени, по-видимому, 15–20 тыс. лет назад и к голоцену, почти в центре депрессии (экструзия Гейзерная) стал возможен прорыв основной магмы. 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 (см. рис. 21) и было связано с заложением в этот период системы широтных сбросов. Снижение объема продуктов кислого вулканизма от цикла к циклу и увеличение степени кристалличности лав вызваны постепенной закристаллизацией очага.

Образовавшаяся в районе в голоцене серия разломов северо-северо-восточного (ССВ 25–30°) и субширотного (ССЗ 290–300°) простираний вывела на поверхность в разных частях района магму различного состава. На массиве Большого Семячика в этот период образовалась группа небольших куполов переменного состава от андезито-базальтов до андезито-дацитов, описанных В.И. Влодавцем [41]. Такой же состав имеют голоценовые лавовые потоки в кальдере Крашенинникова и на вулкане Таушниц [125]. В центре района, вблизи границ Узон-Гейзерной депрессии, в голоцене сформировались шлаковые конусы и дайки андезитового и андезито-базальтового состава. Наиболее кислые продукты вулканизма этого периода приурочены к экструзии Гейзерной. Здесь были сформированы короткие лавовые потоки и дайки, имеющие состав от андезито-дацитов до риолитов [50].

Таким образом, можно сделать следующие выводы.

1. Особенности геологического строения позволяют получить данные о состоянии магматических очагов в районе лишь начиная со среднего плейстоцена. Предполагаемые магматические очаги этого периода в районе связаны с зоной глубинного разлома северо-восточного простирания и контролируются ею, располагаясь в узлах ее пересечения с поперечными разломами субширотного и северо-западного простираний.

2. Для наиболее детально изученного в настоящее время корового магматического очага, существующего в недрах Узон-Гейзерной структуры, предполагается, что в среднем-верхнем плейстоцене его верхняя кромка была расположена на глубине 7-8 км, а диаметр составлял около 10 км. Установлены три цикла кислого вулканизма, которые рассматриваются как периоды активизации деятельности корового очага. В течение верхнего плейстоцена отмечается постепенная закристаллизация очага.

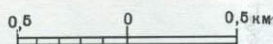
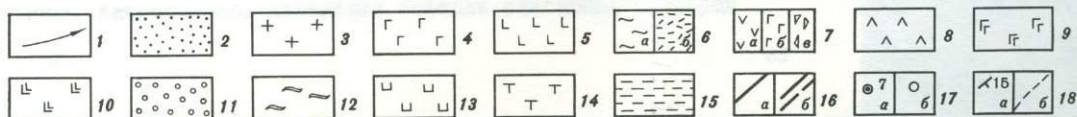
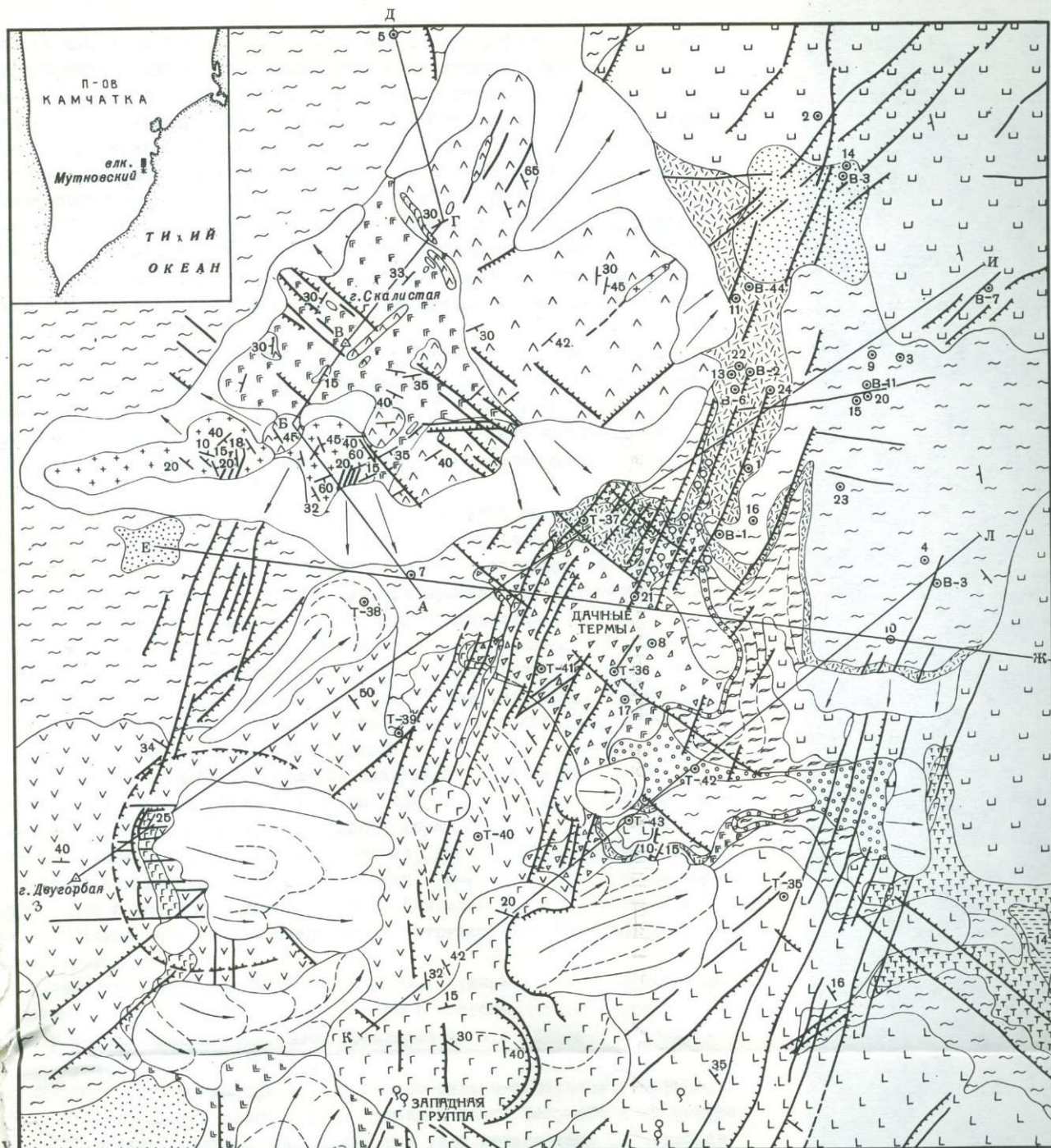
3. В голоцене, в недрах Узон-Гейзерной структуры, по-видимому, сохраняется близповерхностный магматический очаг кислого состава, о чем свидетельствует внедрение здесь в это время лав дацитового и рiolитового состава. В недрах структур Большого Семячика и Крашенинникова в голоцене действуют, вероятно, магматические очаги основного и среднего состава.

Структурный контроль гидротермальной деятельности в районе определяется узлами пересечения глубинного разлома северо-восточного простирания с поперечными разломами субширотного и северо-северо-западного простираний. Поскольку эти же места определяют положение вероятных близповерхностных магматических очагов в районе, то можно говорить и о прямой связи современной гидротермальной деятельности с коровыми магматическими очагами, возникшими в районе, по-видимому, в среднем плейстоцене и активно развивавшимися в течение верхнеплейстоценового времени. Голоценовые разломы северо-северо-восточного и субширотного простираний накладываются на уже сформированные к этому времени структуры и лишь частично затрагивают область развития современных термопроявлений. Так, они участвуют в поверхностном контроле гидротермальной деятельности на вулкане Бурлящем и в кальдере Узон и в то же время на вулкане Кихпиньч, где гидротермальная деятельность очень активна, они почти совсем не проявлены.

Г л а в а IV. ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ РАЙОНОВ

Как показано выше для Паужетского и Мутновского районов, новейший этап их развития, отделенный от предыдущих этапов значительным стратиграфическим перерывом, начался в позднем миоцене-плиоцене (10-15 млн лет назад). Общие черты в строении трех описанных районов начинают проявляться наиболее отчетливо в среднем плейстоцене. В этот период в Паужетском районе формируется толща голягинских игнимбритов, в Мутновском районе - игнимбриты вулкана Горелого (первой фазы), в Семячикском районе - Семячикские игнимбриты. Устанавливается как-бы вспышка эксплозивного кислого вулканизма, отчетливо проявившаяся во всех районах. По данным Э.Н. Эрлиха и И.В. Мелекесцева [142], активизация кислого вулканизма в среднем плейстоцене имела глобальный характер. Это подтверждают и другие исследователи [157, 169].

В то же время в среднем плейстоцене для всех описанных районов отмечается активизация движений по разломам северо-восточного про-



Р и с. 12. Схематическая геологическая карта района Мутновского месторождения парогидротерм (составлена с использованием материалов О.Н. Егорова, Е.Н. Гриб, Б.П. Чумака и данных буровых работ).

I - обвално-осыпные отложения (Q₄); 2 - пемзовые туфы перевалов (Q₄); 3 - риолиты поздней фазы кислого вулканизма вулкана Скалистого (Q₃); 4 - базальты Дайковой серии и вулкана Плоского (Q₃₋₄); 5 - базальты, андезито-базальты, андезиты вулкана Мутновского (Q₃₋₄); 6 - игнимбриты трещинных аркальных извержений и вулкана Горелого (второй фазы) (а) и пемзовые туфы района Дачных терм (б) (Q₃₋₃); 7 - андезиты, дациты, риолиты, (а), базальты (б), их туфы и туфобрекчи (в) вулкана Двугорбого (Q₂₋₃); 8 - андезиты, дациты, риолиты ранней фазы кислого вулканизма вулкана Скалистого (Q₂₋₃); 9 - базальты; андезито-базальты, их туфы и туфобрекчи вулкана Скалистого (Q₂₋₃); 10 - базальты, их туфы и туфобрекчи вулкана Пальчик (Q₂₋₃); 11 - промежуточный комплекс туфоконгломератов, туфов и туфобрекчий (Q₂₋₃); 12 - игнимбриты вулкана Горелого (первая фаза (Q₂₋₃); 13 - базальты, андезито-базальты, андезиты, их туфы и туфобрекчи вулкана Жировского (Q₁); 14 - туфы, спелкшиеся туфы, туфобрекчи риолито-дацитового состава (N₁³ - N₂); 15 - туфобрекчи, туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты с прослоями лав базальтового состава (N₁¹⁻²); 16 - разрывные нарушения с установленным вертикальным смещением (а), трещины (б); 17 - разведочные скважины (а), термопроявления (б); 18 - элементы залегания пород (а), маркирующие границы внутри стратиграфических подразделений (б)

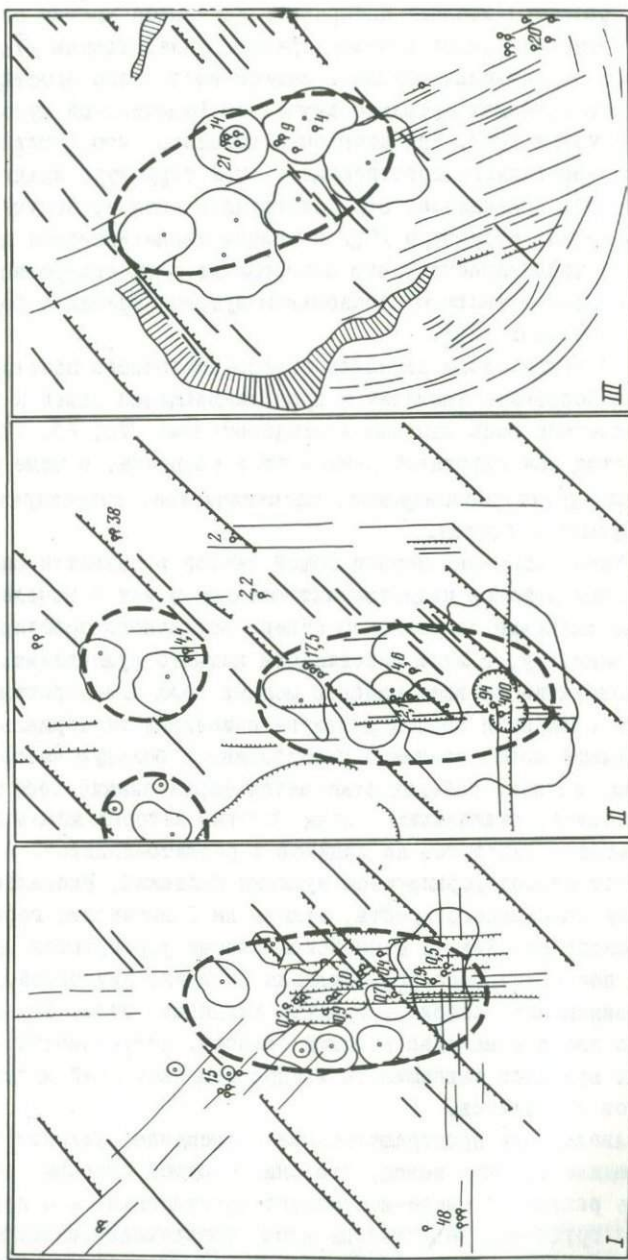
стирания. Имеющиеся данные о возрасте даек в районе Узон-Гейзерной депрессии позволяют датировать раскрытие трещин северо-восточного простирания здесь началом среднего плейстоцена [74]. Такой же возраст образования разломов северо-восточного простирания был установлен в пределах детально изученной Налачевской купольно-кольцевой структуры [86]. При этом было показано, что активизация разломов северо-восточного простирания в этой структуре предвляла активизацию кислого вулканизма. Это подтвердили данные, полученные при изучении Карымской структуры [83] и района Узон-Гейзерной депрессии, где также устанавливается, что образование даек северо-восточного простирания предшествовало образованию дуговых трещин и формированию толщ игнибритов [26].

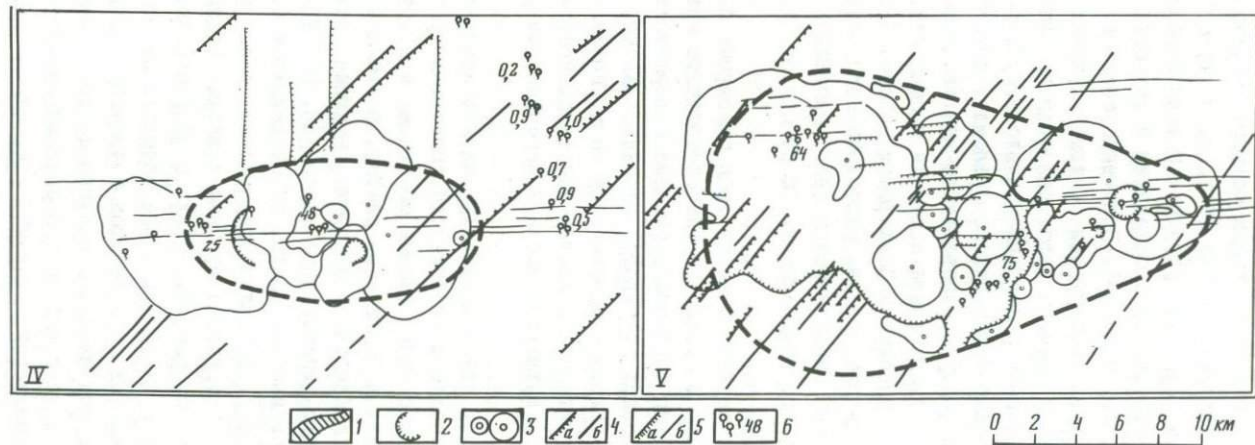
В целом, зона разломов северо-восточного простирания, пересекающая Восточную Камчатку и прослеживающаяся далее к югу, выделяется в последние годы многими исследователями [70, 83, 126]. Она рассматривается как глубинный разлом типа раздвиг, в зоне которого локализируются структурообразующие, магматические, гидротермальные и рудогенерирующие процессы.

Таким образом, первой общей чертой в развитии описанных геотермальных районов является активизация в них в начале среднего плейстоцена движений по разломам северо-восточного простирания и связанная, по-видимому, с этим активизация кислого вулканизма, выразившаяся в образовании во всех районах мощных толщ игнибритов.

В следующий период развития описанных геотермальных районов, охватывающий конец среднего плейстоцена и большую часть верхнего плейстоцена, во всех районах отмечается формирование небольших вулканических аппаратов, изливавших лавы, состав которых менялся от андезито-базальтов и андезитов до дацитов и риолито-дацитов. В Паужетском районе в этот период формируются вулканы Медвежий, Разваленный и серия экстрюзий Камбального хребта, вулкан на Голыгинских горах и вулканы Кошевского массива. В Мутновском районе формируются вулканы докальдерной постройки Горелого, вулканы Пальчик, Двугорбый, Скалистый Камень. В Семьячском районе - вулканы Кихпинич, Узон, Таушиц, вулканы Горного плато и массива Большой Семьяч. Деятельность большинства из этих вулканов завершилась внедрением экстрюзий андезито-дацитов, дацитов и риолитов.

Анализируя пространственное размещение вулканов этого периода, необходимо сделать вывод, что они, с одной стороны, сформировались в зоне разломов северо-восточного простирания, а с другой - располагаются группами, вытягиваясь вдоль поперечных разломов широтного, меридионального, северо-западного или северо-северо-западного простираний (рис. 23). Групповое расположение вулканов этого возраста и их приуроченность к таким ослабленным зонам, как узлы пересечения разнонаправленных разломов, закономерное изменение состава слагающих их пород





Р и с. 23. Структурные позиции высокотемпературных гидротермальных систем Камчатки: I - Паужетской, II - Северо-Мутновской и Жировской; III - Семьячикской; IV - Косшелёвской; V - Узон-Гейзерной

I - уступы ограничения вулканотектонических депрессий; 2 - границы кальдер, кратеров и крупных эрозийных цирков; 3 - вулканы и экструзии средне-верхнечетвертичного возраста; 4 - разрывные нарушения, ограничивающие грабенообразную структуру северо-восточного простирания: а - сбросы; б - трещины; 5 - прочие разрывные нарушения: а - сбросы; б - трещины; 6 - термальные источники, парогазовые струи и их тепловая мощность, ккал/с·10³ (по: [27, 31, 34, 35, 114]). Жирной пунктирной линией очерчены вероятные области развития коровых магматических очагов в недрах рассмотренных гидротермальных систем

от основных и средних до кислых позволяют предполагать, что их образование было связано со становлением в этот период в земной коре в недрах описываемых районов магматических очагов кислого состава.

Наиболее детально изучен в настоящее время очаг, существующий в недрах Узон-Гейзерной структуры [26]. Он приурочен к узлу пересечения глубинного разлома северо-восточного простирания и секущего разлома субширотного простирания (см. рис. 19). Положение очага в конце средне-верхнечетвертичного времени фиксируется системой дуговых даек [74]. К концу верхнечетвертичного времени вероятная область развития корового магматического очага как-бы растягивается вдоль субширотного направления (вдоль зоны Узонско-Валагинского разлома), обуславливая соответствующую удлинненную форму образовавшейся над ним Узон-Гейзерной депрессии (см. рис. 23). Аналогичная ситуация происходит, по-видимому, в недрах Кошелевского массива в Паужетском районе. В то же время вулкан и экструзии Камбального хребта, расположенного рядом с Кошелевским массивом, и вероятный магматический очаг, питающий их, вытягиваются вдоль меридионального направления. То же происходит и в Мутновском районе (см. рис. 23).

Таким образом, второй общей чертой развития трех описанных геотермальных районов является то, что в средне-верхнечетвертичное время в этих районах, в узлах пересечения глубинного разлома северо-восточного простирания с секущими разломами широтного, меридионального, северо-западного и северо-северо-западного простираний были, по-видимому, сформированы коровые магматические очаги кислого состава, которые имели удлинненную в плане форму, вытянутую вдоль поперечных зон разломов.

Обращает на себя внимание то, что в одних случаях над предполагаемыми магматическими очагами средне-верхнеплейстоценового возраста развиваются вулканы и экструзии с более кислым составом, а в других случаях — с более основным. Так, в Паужетском районе, в его центре формируются вулканы и экструзии Камбального хребта, имеющие состав от андезитов до дацитов, риолито-дацитов и риолитов [46, 55, 96]. На расположенном рядом Кошелевском массиве состав пород меняется от базальтов до андезито-дацитов [106]. В Семячикском районе, в его центре формируются многочисленные экструзии и вулканы с кислым составом продуктов (дациты, риолито-дациты, риолиты) [26], а на расположенном рядом Большом Семячке вулканы и экструзии этого возраста имеют состав от базальтов-андезито-базальтов до андезитов и андезито-дацитов [41]. В Мутновском районе продукты наиболее кислого состава имеют вулканы, расположенные в осевой зоне глубинного разлома северо-восточного простирания (Двугорбый, Скалистый, Длинный) [35, 47].

Подобная концентричность строения описанных геотермальных районов с развитием наиболее кислых продуктов вулканизма в их центре связана, по-видимому, с закономерностями развития подобных районов, и ее можно выделить в качестве третьей их общей особенности.

В позднеплейстоцен-голоценовое время все три описанных района были рассечены системой разломов северо-северо-восточного (ССВ 20-30°) и субширотного (ЗСЗ 280-300°) простирания. Имея характер раздвигов, эти разломы фиксируют новейший этап растяжения земной коры. В рассмотренных районах на этом этапе сформировались грабенообразные структуры, новейшие области проседания. Кое-где по трещинам северо-северо-восточного и субширотного простирания внедрилась магма и сформировались системы даек, цепочки шлаковых конусов или небольшие вулканические постройки. Они описаны выше, при рассмотрении детально изученных нами участков. Представляется возможность оценить по вулканической деятельности, связанной с этими системами разломов, состояние магматических очагов в районах на позднеплейстоцен-голоценовом этапе, что также в основном было сделано выше.

Размеры предполагаемых коровых магматических очагов в этих районах в позднеплейстоцен-голоценовое время значительно сократились — они сохранились лишь в недрах некоторых относительно небольших вулканических построек (Скалистая, Гейзерная, Центральный Семячик). Наиболее кислый состав продуктов характерен для построек, расположенных в центре районов.

Таким образом, в настоящее время можно выделить следующие общие черты в строении рассмотренных геотермальных районов.

1. В начале среднего плейстоцена во всех трех районах активизировались движения вдоль глубинных разломов северо-восточного простирания. Сформировались раздвиги, выразившиеся на поверхности в образовании грабенообразных структур шириной около 20 км. Вслед за началом развития раздвигов во всех районах произошла активизация взрывного кислого вулканизма. Образовались мощные толщи игнимбритов.

2. В узлах пересечения раздвигов северо-восточного простирания с секущими разломами широтного, меридионального, северо-западного и северо-северо-западного простираний к верхнечетвертичному времени сформировались, по-видимому, коровые магматические очаги кислого состава, вытянутые вдоль поперечных зон разломов.

3. Для всех трех районов обнаруживается концентричность строения, выраженная в том, что в их центрах на поверхность поступают наиболее кислые по составу продукты вулканизма.

4. В позднеплейстоцен-голоценовое время во всех районах происходит формирование новейшей сети разломов северо-северо-восточного (ССВ 20-30°) и менее выраженного субширотного (ЗСЗ 280-300°) простираний. Так же как среднеплейстоценовые разломы северо-восточного простирания, эти разломы формируют раздвиги, выраженные на поверхности грабенообразными структурами. Они активизируют деятельность коровых магматических очагов в рассмотренных районах.

Г л а в а У. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНОЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ В ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ РАЙОНАХ И ЕЕ СВЯЗЬ С МАГМАТИЗМОМ

Первую оценку возраста гидротермальной деятельности в Долине Гейзеров дал В.В. Аверьев [27]. Основываясь на изучении отложений горячих источников, он оценил ее минимальный возраст в 10 тыс. лет. Дальнейшее изучение этого района и определение возраста структур, в пределах которых вскрываются термоявления, позволили оценить возраст гидротермальной системы Долины Гейзеров в 250-300 тыс. лет [26]. Для гидротермальной системы Большого Семячика на основе сопоставления времени ее образования с временем становления в ее недрах магматического очага кислого состава также сделан вывод о ее среднечетвертичном возрасте [31]. Тесная временная связь с полями развития среднечетвертичных кислых пород установлена также для гидротермальной деятельности в Северо-Мутновской зоне [35, 130]. Менее определенные данные имеются о возрасте гидротермальной деятельности в районе Кошелёвского массива и на Камбальном хребте. В первом случае считается, что гидротермальная деятельность протекала в течение всего четвертичного времени [34]. Во втором случае возраст гидротермальной деятельности оценен моложе 8 тыс. лет [27]. Однако, его, по-видимому, нельзя относить к гидротермальной системе в целом, так как в осевой зоне Камбального хребта имеются гидротермально измененные породы среднечетвертичного возраста, перекрытые неизменными позднечетвертичными лавами. Это заставляет предполагать, что гидротермальная деятельность здесь была активной не только в голоцене, но и в верхнем плейстоцене, а, возможно, и раньше.

Возраст высокотемпературной Больше-Банной гидротермальной системы, по данным Ю.П. Трухина [116], оценивается средним плейстоценом, или в 160-350 тыс. лет [67].

Таким образом, имеющиеся оценки возраста высокотемпературных гидротермальных систем Камчатки показывают, что большинство из них имеют среднеплейстоценовый возраст. Однако все имеющиеся оценки основаны на косвенных данных. Абсолютных датировок гидротермально измененных пород для Камчатки в настоящее время не имеется. Японские исследователи провели датирование гидротермально измененных пород с помощью углеродного, трекового [165] и термолюминисцентного [166] методов. Для восьми типичных геотермальных полей Японии было показано, что гидротермальная деятельность в них связана по времени с эпохами вулканизма и они могут быть разделены на три типа А, В и С [165].

Геотермальные поля типа А связаны с плиоцен-раннечетвертичным вулканизмом. Для них отмечается тенденция к длительной и устойчивой гидротермальной деятельности. Характерно, что зоны гидротермально измененных пород на таких полях почти всегда совпадают с современными гидротермами, а перекрытие относительно более древних гидротермально

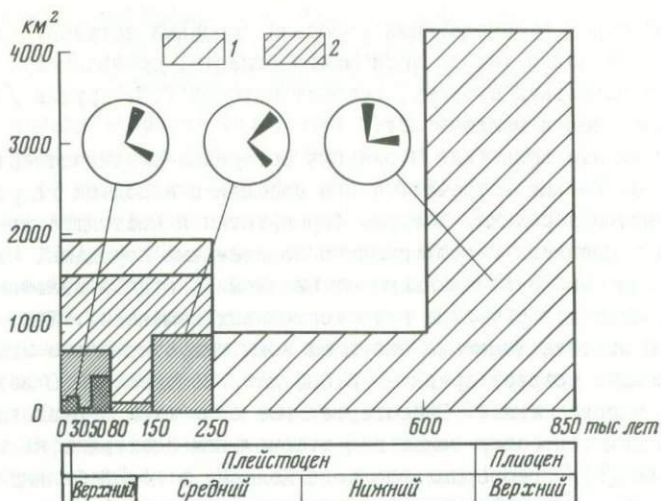
измененных пород неизмененными молодыми породами встречается редко. На Камчатке к полям такого типа можно отнести, по-видимому, Паратунскую гидротермальную систему, возраст которой Ю.П. Трухин [117] оценивает более чем в миллион лет.

Геотермальные поля типа В связаны со средне-верхнечетвертичным вулканизмом. На них встречаются как площади с молодыми гидротермально измененными породами, которые формируются в настоящее время, так и площади с древними гидротермально измененными породами, перекрытыми более молодыми неизмененными отложениями. Устанавливается обычно несколько периодов развития гидротермальных изменений. Так, в гидротермальной системе Тамагава выявлены зоны гидротермально измененных пород, имеющие возраст древнее 40.000 лет, моложе 27.000 лет, древнее 5.000 лет и современные. Гидротермальные поля типа В развиты очень широко. К ним относится также гидротермальная система в кальдере вулкана Хаконе [97], геотермальное поле Каверау в Новой Зеландии [153] и все рассмотренные выше высокотемпературные гидротермальные системы Камчатки.

Геотермальные поля типа С связаны с позднечетвертичным вулканизмом. Основной период формирования гидротермально измененных пород на них имеет возраст около 10.000 лет. Встречаются и современные высокотемпературные проявления. В целом японские исследователи делают вывод об очень небольшой продолжительности гидротермальной активности на них [165].

Из приведенных данных следуют два вывода. Это, во-первых, то, что высокотемпературные гидротермальные системы Камчатки, связаны, по-видимому, со средне-верхнечетвертичным вулканизмом и для них в большинстве случаев необходимо предполагать несколько периодов развития гидротермальных изменений. И, во-вторых, то, что гидротермальная деятельность проявляется ритмически и связана с эпохами активизации вулканической деятельности.

На Камчатке, как и в целом в Западной части Тихоокеанского кольца, наиболее крупные активизации вулканической деятельности в четвертичное время (особенно, кислого вулканизма) отмечаются в среднем плейстоцене (150-250 тыс. лет назад), в верхнем плейстоцене (50-80 тыс. лет назад) и в позднем плейстоцене - голоцене [142, 143]. В интервале 250-600 тыс. лет отмечается значительное ослабление вулканической активности [103] (рис. 24). Эти данные согласуются с выводом японских исследователей о трех этапах вулканизма - плиоцен-раннечетвертичном (по-видимому, проявившемся ранее 600 тыс. лет назад), средне-верхнечетвертичном (с обособленными активизациями 150-250 и 50-80 тыс. лет назад) и позднечетвертичном-голоценовом. Для последнего этапа в настоящее время имеются детальные данные, что позволило В.Д. Пампуре [98] сопоставить периоды активизации гидротермальных систем Японии (данные К. Суми и И. Такашима [165]) с диаграммой распределения во времени датированных вулканических пород в интервале 0-45 000 лет для



Р и с. 24. Диаграмма "время-объем" четвертичных основных (1) и кислых (2) вулканических пород Камчатки. Составлена по материалам Э.Н. Эрлиха, И.В. Мелекесцева [143], Б.Г. Поляка, И.В. Мелекесцева [103] и др. Наибольшая густота штриховки соответствует наиболее кислым породам внутри временных интервалов. На круговых диаграммах показаны направления разрывных нарушений, активных в разные промежутки времени.

северо-западной части Тихоокеанского кольца (данные Э.Н. Эрлиха и И.В. Мелекесцева [142, 143]). Было сделано заключение, что эпохи активизации гидротермальной деятельности за этот период также совпадают с крупнейшими вспышками кислого и среднего по составу вулканизма [93].

Таким образом, вывод, сделанный ранее многими исследователями о том, что гидротермальная деятельность и проявления кислого вулканизма тесно связаны в пространстве [2, 30, 99], может быть в настоящее время дополнен тем, что эти два явления связаны также во времени и проявляются синхронно.

На основании данных, полученных К. Суми и И. Такашимои [165], следует считать, что отдельные ритмы гидротермальной активности имеют продолжительность всего около 3-5 тыс. лет. В то же время, как было показано выше, жизнь высокотемпературных гидротермальных систем продолжается сотни тысяч лет, т.е. эти системы должны представлять собой такие структуры, которые, возникнув, сохраняют длительное время устойчивое положение в пространстве и развиваются, испытывая многократные активизации. В.И. Белоусов [22] выделил эти структуры в особый тип и описал их как долгоживущие вулканические центры. К таким структурам он отнес Кошелевский массив, Камбальный хребет, Северо-Мутновскую вулкано-тектоническую зону, массивы Большой Семячик и Кихпинич и т.д. Выше было показано, что главной особенностью этих структур является

то, что они сложены в основном породами средне-верхнечетвертичного возраста, среди которых большую роль играют породы кислого состава. Следовательно, эти структуры были сформированы, по-видимому, в период среднечетвертичной активизации вулканической деятельности и представляли собой в это время устойчивые в пространстве проницаемые структуры земной коры, по которым магматический материал из недр поступал на поверхность земли. Устойчивость в пространстве и широкое развитие пород кислого состава позволяют предполагать, что в недрах таких структур расположены коровые магматические очаги кислого состава. Наличие таких очагов в районе Камбального хребта, в недрах Большого Семьячика и в ряде других мест предполагается и по геофизическим данным [19, 20, 60]. В то же время отмечается, что выделение коровых магматических очагов, по геофизическим данным, на Камчатке в настоящее время остается проблематичным [18].

Детальное изучение геолого-структурных и петрографических данных в ряде случаев позволяет достаточно уверенно выделить коровые магматические очаги, существовавшие в прошлом в тех или иных районах. Нами был детально изучен подобный очаг в недрах Узон-Гейзерной структуры и восстановлена его эволюция в средне-верхнечетвертичное время [26, 50]. Она была подробно рассмотрена выше, при описании Семьячического района. В целом полученный материал показывает, что в средне-верхнечетвертичное время очаг в районе испытал три эпохи активизации, каждая из которых начиналась с раскрытия трещин и внедрения в область развития корового магматического очага высокотемпературных базальтовых магм. На поверхность каждый раз поступали сначала лавы или пирокластика смешанного состава, а затем наблюдалось последовательное поступление лав, изменяющихся по составу от основных и средних до кислых. Со временем, с периода среднечетвертичной активизации происходит постепенное увеличение степени кристалличности лав, свидетельствующее о постепенной закристаллизации очага. Об этом же свидетельствует резкое уменьшение объема лав, излившихся в связи с последним периодом позднеплейстоцен-голоценовой активности.

Изложенные данные показывают, что за последние 100 тыс. лет очаг два раза испытывал разогрев от температур, близких к солидусу, до 1000 °C и выше. При этом трижды в очаг внедрялись базальтовые магмы с температурой около 1300 °C и каждый раз состав магмы в очаге изменялся от среднего до кислого [50]. Эти данные согласуются с данными Э.Н. Эрлиха и И.В. Мелекесцева [142, 143] о ритмичности проявлений кислого вулканизма на Камчатке и о том, что петрологические процессы в магматических очагах могут происходить с большой скоростью. Процессы, подобные вышеописанным, изучены в настоящее время также на вулканических центрах Италии [160].

Таким образом, мы должны признать, что коровые магматические очаги, расположенные или располагавшиеся в недавнем прошлом в недрах,

по-видимому, большинства высокотемпературных систем Камчатки, не являются долгоживущими, а вместе с гидротермальной деятельностью, связанной с ними, испытывают многократные периоды остывания и разогрева продолжительностью в тысячи и десятки тысяч лет.

В то же время длительное и устойчивое положение магматических очагов в пространстве и многократное возобновление их деятельности свидетельствуют о том, что они связаны с какими-то более мощными и более продолжительными процессами, протекающими на больших глубинах. В.В. Аверьев [27] считал, что к таким процессам может относиться внедрение в верхние горизонты земной коры горячего водного флюида, который рассматривался им как главный агент особой формы вулканизма, в рамках которой явления кислого вулканизма и гидротермальная деятельность предстают как ассоциация различных проявлений этого единого процесса. Появление водного флюида В.В. Аверьев считал реакцией земных недр на тепловой импульс, связанный с адезито-базальтовым вулканизмом, предвещающим обычно явления кислого вулканизма и гидротермальную деятельность.

Сравнение оценок тепловой мощности различных типов вулканизма и гидротермальной деятельности позволило В.И. Белоусову [22] поддержать точку зрения В.В. Аверьева о том, что гидротермы и кислый вулканизм возникают под действием такого энергетически более мощного (в 6-7 раз) и более глубинного процесса, каким является базальтовый вулканизм. Полученные нами в последние годы данные о механизме периодов активизации в деятельности корового магматического очага в недрах Узон-Гейзерной структуры и соответственно о механизме теплового питания гидротермальных систем в этом районе [26, 50, 150, 151] показывают, что наиболее активную роль на всех этапах развития структуры играли базальтовые магмы. Они являлись переносчиком тепла, активизировавшим кислую вулканическую и гидротермальную деятельность. Это согласуется с данными [161, 162] о том, что высокие температуры плавления, высокая теплоемкость и низкая вязкость базальтов делают их наиболее эффективным переносчиком тепла для коровых магматических процессов.

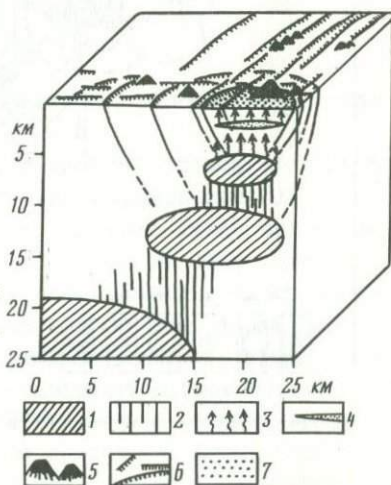
Приведенные соображения позволяют рассматривать коронные магматические очаги в основном как аккумуляторы тепла, поступающего с более глубоких уровней с базальтовыми магмами. Сами эти очаги могут быть источником тепла для гидротерм, как это было показано выше, лишь тысячи и десятки тысяч лет и при отсутствии поступления тепла извне сравнительно быстро застывают. Таким образом, длительность существования гидротермальных систем всецело зависит от поступающих из глубоких недр базальтовых магм.

Геофизические данные показывают, что основные магматические очаги под вулканами располагаются в переходном от коры к мантии слое, в сравнительно небольшом интервале глубин - от 20-30 до 50-60 км [18]. При этом они представляют собой места скопления выплесков вещества

мантии, перемещающихся на эти уровни с еще больших глубин (не менее 250–300 км). С.А. Федотов [122] назвал такие очаги промежуточными, в отличие от коровых (распологающихся в толще коры) и периферических (распологающихся на небольшой глубине под вулканами).

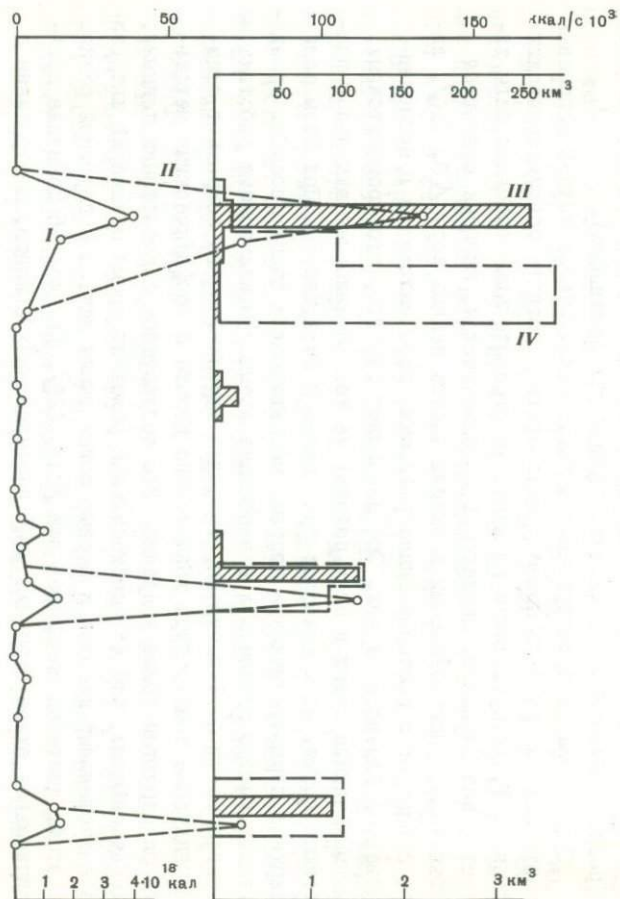
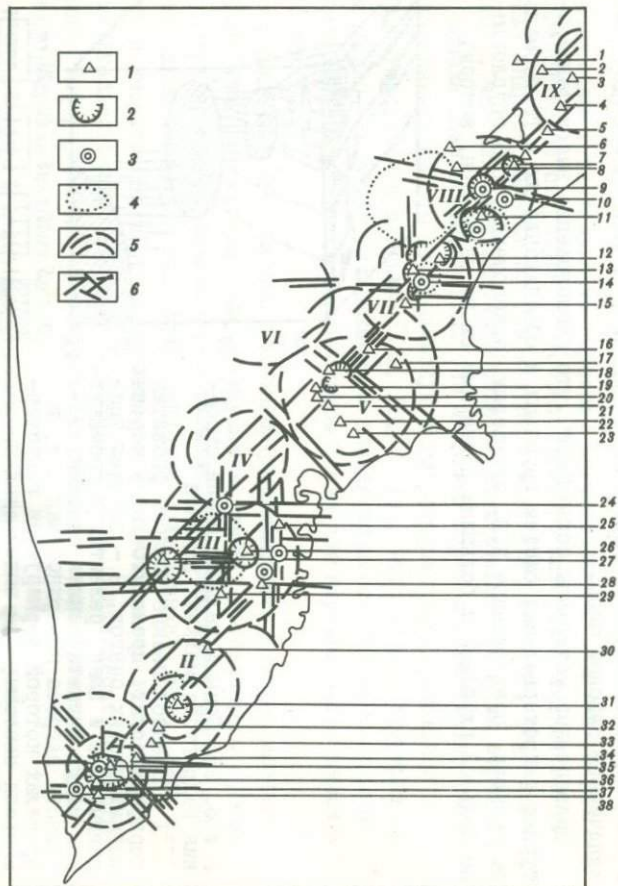
Существование промежуточных магматических очагов вблизи описанных геотермальных районов можно предполагать на основе гравиметрических данных. Такие крупнейшие на Камчатке отрицательные аномалии силы тяжести, как Узонская, Паужетская и Толмачевская, которые создаются объектами, расположенными в нижних частях земной коры [60, 116], либо совпадают с геотермальными районами, либо находятся в непосредственной близости от них. Это позволяет считать, что промежуточные магматические очаги в этих районах не только наиболее активны в настоящее время, но и наиболее приближены к поверхности. При этом если верхние периферические и коровые магматические очаги способны сравнительно быстро остывать и в настоящее время геофизическими работами не всегда могут быть выявлены, то более глубокие очаги сохраняют близкие к литосферным температуры значительно дольше и геофизическими методами фиксируются более уверенно. Это согласуется с расчетными данными, показывающими, что в габиссальных условиях время остывания интрузивов составляет десятки и первые сотни тысяч лет, а с глубиной резко растет, достигая миллионов лет [128, 129]. На рис. 25 показана принципиальная схема строения недр геотермальных районов, построенная с учетом данных, изложенных выше, а также с учетом других работ по вулканическим районам мира.

Приведенные материалы показывают, что расположение высокотемпературных гидротермальных систем группами и объединение их в геотермальные районы, предложенное В.В. Аверьевым, закономерно. Оно обусловлено большой глубиной и большими размерами их корневых зон, которые



Р и с. 25. Принципиальная схема строения недр геотермальных районов

1 — предполагаемые области развития периферических, промежуточных и коровых магматических очагов; 2 — системы трещинных зон и даек, развитых в промежутках между магматическими очагами; 3 — область нагрева поверхностных вод, в пределах которой формируется гидротермальная система; 4 — водоносный горизонт; 5 — вулканические постройки; 6 — сбросы, фиксированные на поверхности; 7 — кальдеры



Р и с. 26. Региональные геолого-структурные позиции высокотемпературных гидротермальных систем Восточно-Камчатского вулканического пояса

I - вулканы (I - Кизимен; 2 - Конради; 3 - Гамчен; 4 - Шмидта; 5 - Кроноцкий; 6 - Унана; 7 - Крашенинникова; 8 - Таушица; II - Большой Семячик; I2 - Малый Семячик; I3 - Карымский; I5 - Литмара; I6 - Дзендзур; I7 - Лупановский; I8 - Купол; I9 - Аар; 20 - Арик; 2I - Коряковский; 22 - Авачинский; 23 - Козельский; 25 - Вилучинский; 26 - Горелый; 27 - Опала; 28 - Мутновский; 29 - Асача; 30 - Холутка; 3I - Ксудач; 32 - кальдера Призрак; 33 - Желтовский; 34 - Ильинский; 35 - Дикий Гребень; 36 - экструзия Плоская; 37 - Кошелевский; 38 - Камбальный); 2 - кальдеры; 3 - высокотемпературные гидротермальные системы, по В.И. Сугробову [II47] (9 - кальдера Узон; I0 - Долины Гейзеров; II - Семячковская; I4 - Академии наук; 24 - Больше-Банная; 26 - Жировская; 28 - Северо-Мутновская; 35 - Паужетская; 37 - Кошелевская); 4 - зоны отрицательных аномалий силы тяжести, по М.И. Зобину и др. [60]; 5 - центры эндогенной активности по О.Н. Егорову [55]; I - Паужетский; II - Ксудачский; III - Мутновский; IV - Корякско-Быстринский; У - Налачевский; VI - Авачинский; VII - Карымско-Семячковский; VIII - Узон-Гейзерный; IX - Сторожевский; 6 - основные системы новейших разломов

На графиках в правой части рисунка показаны: I - тепловая энергия, аккумулированная горными породами, 10^{18} кал, по В.И. Сугробову [II47]; II - вынос тепла высокотемпературными гидротермальными системами, $\text{ккал/с} \cdot 10^3$, по Е.А. Вакину, В.И. Сугробову [33]; Е.А. Вакину, Г.Ф. Филипенко [32]; III - объем средне-верхнечетвертичных экструзий дацитового и риолитового состава, по данным Е.Н. Гриб [47, 50] и автора; IV - объем средне-верхнечетвертичных пирокластических отложений дацитового и риолитового состава, км^3 , по данным И.В. Мелекесцева и др. [90]; Н.Н. Кожемяки, Н.Е. Литасова [63]; Л.И. Базановой, Ю.П. Масуренкова [15] и автора

играют главную роль в объединении на поверхности высокотемпературных гидротермальных систем в геотермальные районы.

Соотношение геотермальных районов и центров эндогенной активности, выделенных в последние годы на Камчатке Ю.П. Масуренковым, О.Н. Егоровым и др. [55, 82, 84, 85], сложнее. Формирование таких центров может происходить в течение 20-30 млн лет [55, 87]. За этот период в их развитии прослеживается ряд состояний (стадий), смена которых, вероятно, подчиняется региональным этапам структурных перестроек [55]. Современные высокотемпературные гидротермальные системы, сформировавшиеся, как было показано выше, в средне-верхнечетвертичное время, связаны соответственно со средне-четвертичным этапом структурных преобразований [I45]. Они наложены на центры эндогенной активности и проявляются в них лишь в тех местах, где эти структуры пересекаются глубинными разломами северо-восточного простирания и где имеются раз-

ломы поперечных направлений. Со многими центрами эндогенной активности (например, Корякско-Быстринским, Налачевским, Авачинским, Сторожевским) современная высокотемпературная гидротермальная деятельность вообще не связана.

На рис. 26 видно, что геотермальные районы, выделенные вдоль Восточного вулканического пояса Камчатки (Паужетский, Мутновский и Семячковский), теснейшим образом связаны с крупнейшими на Камчатке отрицательными аномалиями силы тяжести. Они не только являются наиболее прогретыми участками земной коры, но также характеризуются наибольшими объемами кислого материала, извергнутого в средне-верхнечетвертичное время. Границы Мутновского и Семячковского геотермальных районов должны быть расширены. Выше показана необходимость включения в понятие геотермального района глубоких корневых зон, фиксируемых, по-видимому, в настоящее время крупнейшими на Камчатке отрицательными аномалиями силы тяжести. Это заставляет предполагать, что такие высокотемпературные гидротермальные системы, как Больше-Банная, Северо-Мутновская и Ёировская, расположенные вблизи Толмачевской аномалии силы тяжести, должны быть объединены в единый геотермальный район. Исходя из тех же соображений, границы Семячковского геотермального района также следует расширить, и в него, кроме гидротермальных систем кальдеры Узон, Долины Гейзеров и Семячковой, должна быть включена еще гидротермальная система Академии наук.

Выводы. I. Современные высокотемпературные гидротермальные системы Камчатки имеют средне-верхнеплейстоценовый возраст и тесно связаны в пространстве с коровыми магматическими очагами кислого состава, располагающимися (или располагавшимися в недавнем прошлом) в их недрах. Развитие как тех, так и других происходит ритмически и синхронно, они испытывают многократные периоды остывания и разогрева продолжительностью в тысячи и десятки тысяч лет.

2. Устанавливающаяся реально большая длительность существования высокотемпературных гидротермальных систем Камчатки (сотни тысяч лет) обусловлена связью этих систем (и коровых магматических очагов, расположенных в их недрах) с более глубокими магматическими очагами, находящимися на уровне нижней коры и верхней мантии. Базальтовые расплавы, периодически поступаая из этих уровней в верхние этажи земной коры, активизируют деятельность коровых магматических очагов и связанную с ними гидротермальную деятельность и поддерживают их существование.

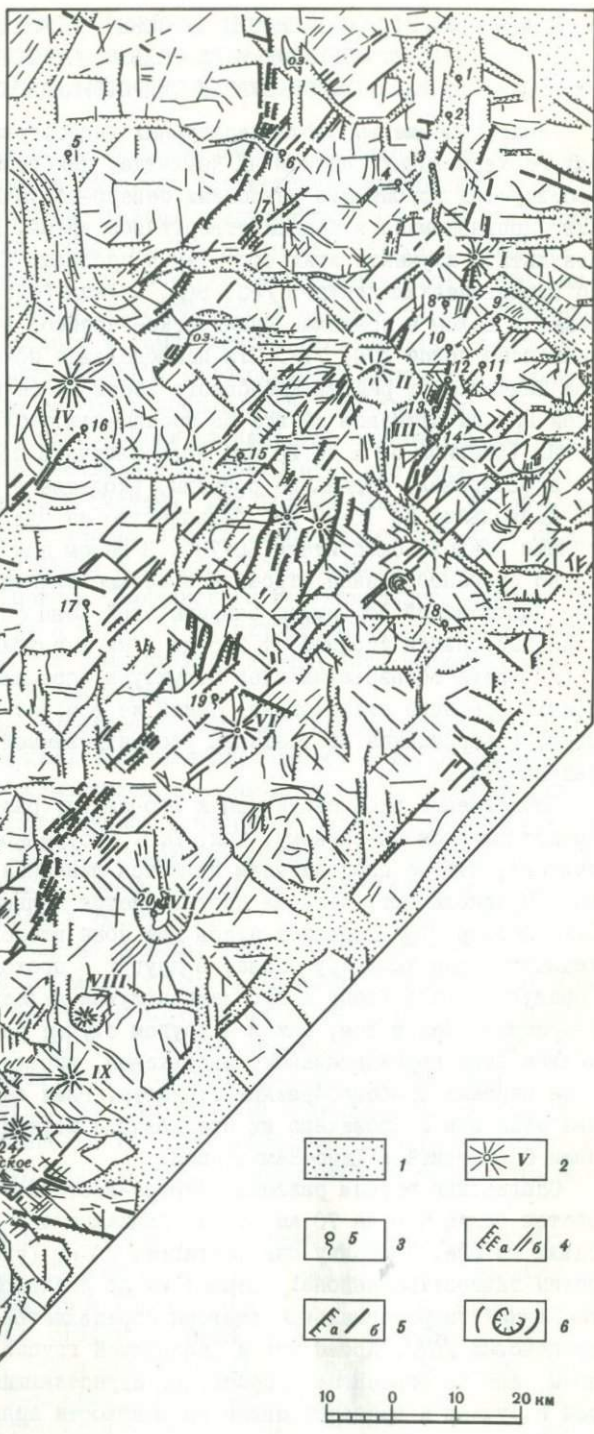
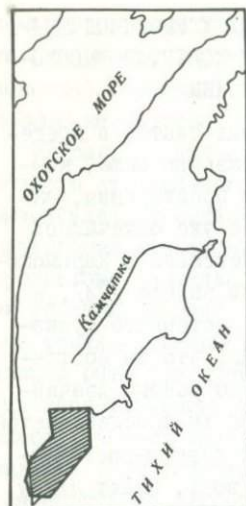
3. Выделение на Камчатке геотермальных районов, объединяющих близрасположенные высокотемпературные гидротермальные системы, закономерно и обусловлено существованием здесь устойчивых в пространстве, длительно живущих пронизаемых структур земной коры, в пределах которых существуют магматические очаги (магматические колонны) уходящие своими корнями в мантию. В пределах Восточного вулканического пояса Камчатки выделяются три геотермальных района, выделявшиеся и ранее, но с расширенными границами.

Глава VI. ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ РЕГИОНАЛЬНЫХ ТЕРМОВЫВОДЯЩИХ СТРУКТУР И ИХ РОЛЬ В СТРУКТУРНОМ КОНТРОЛЕ ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ

Распределение высокотемпературных гидротермальных систем в пределах геотермальных районов на Камчатке, как было показано выше, контролируется глубинными разломами северо-восточного простирания, активизировавшимися в среднечетвертичное время. Ранее уже отмечались результаты изучения этих структур в пределах Налачевского и Карымского вулканических центров [83, 86], в Узон-Гейзерном районе [74], а также в целом в пределах Шупановско-Узонской зоны Восточного вулканического пояса [70, 71]. Эти исследования показали, что на Восточной Камчатке от района Кроноцкого озера на севере до района Авачинской группы вулканов на юге на протяжении около 200 км прослеживается узкая (шириной от 5 до 20 км) зона разрывов общего северо-восточного простирания. Отдельные разрывы, входящие в эту зону, имеют длину от нескольких до 15-20 км, большинство из них являются сбросами с углами наклона сместителя 60-70°. В целом для зоны разрывов характерно грабенообразное строение и асимметричный профиль [74]. В районе Налачевской структуры разрывы этой зоны формируют отчетливо выраженный грабен шириной от 2,5 до 8 км и глубиной от 200 до 700 м [86]. Время образования этой структуры определено как начало или середина среднего плейстоцена. Такой же возраст установлен нами для джек, внедрившихся по трещинам рассматриваемой зоны в Узон-Гейзерном районе [74].

Продолжение этой структуры к юго-западу разным исследователям представляется по-разному. Так, Ю.П. Масуренков и Л.А. Комкова [86] считают, что ее продолжением является линейная депрессия р. Паратунки и предполагают, что она протягивается дальше к вулкану Горелому. В.А. Леглер [70] выделяет здесь две зоны второго порядка. Одну, проходящую через кальдеру Опала, а другую - проходящую через кальдеру Горелую, вулкан Асачу и прослеживающуюся далее в центр Паужетской депрессии. Как в том, так и в другом случае разломы формируют протяженные зоны горизонтального растяжения, выраженные на поверхности в виде широких грабенообразных структур. Нами было подтверждено выделение этих зон и проведено их специальное изучение. Они были названы нами Опалинской и Южно-Камчатской.

Опалинская группа разломов северо-восточного простирания протягивается более чем на 70 км от оз. Начикинского на севере до вулкана Опала на юге. В ширину она достигает 20 км (рис. 27). Эти разломы освоены гидросетью района. Возраст их по дайковой серии в районе Больше-Банной гидротермальной системы определяется как средне-верхнеплейстоценовый [67]. Кроме них в Опалинской группе выделяются также разломы, еще не освоены гидросетью, пересекающие современные долины рек и ручьев и представленные на местности прямолинейными уступами,



Р и с. 27. Схема тектонической трещиноватости Южной Камчатки

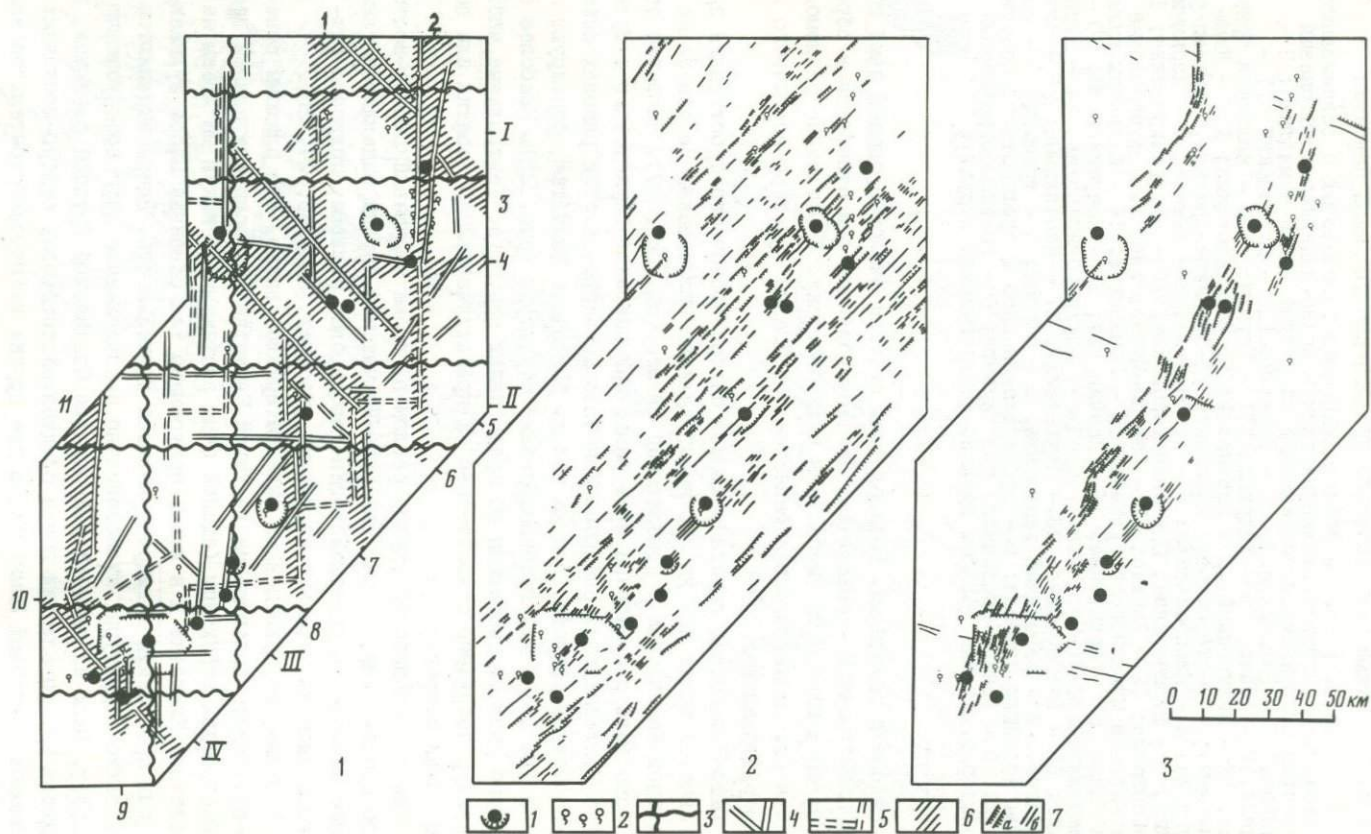
I - области развития позднеплейстоцен-голоценовых и современных аллювиальных, пемзопрокластических и водно-ледниковых отложений (участки погружения в современной структуре Южной Камчатки); 2 - вулканы (I - Вилочинский; II - Горелый; III - Мутновский; IV - Опаля; V - Асача; VI - Ходутка; VII - Ксудач; VIII - кальдера Призрак; IX - Желтовский; X - Ильинский; XI - Кошелевский; XII - Камбальный); 3 - термальные источники (1-3: Нижне-Средне-, Верхнепаратунские; 4 - Карымчинские; 5 - Алачинские; 6 - Банные; 7 - Карымчинские; 8 - Вилочинские; 9 - Нижнежировские; 10 - Верхнежировские; II-Войновские; 12 - Дачные; 13 - Северо-Мутновские; 14 - фумарольные поля кратера Мутновского вулкана; 15 - Опальские; 16 - кальдеры вулкана Опаля; 17 - Саванские; 18 - Асачинские; 19 - Ходуткинские; 20 - Штубелевские; 21-23: Нижне-, Средне-, Верхнегольгинские; 24 - Курильские; 25 - Озерновские; 26 - Паужетские; 27 - Камбальные; 28 - Кошелевские); 4 - разрывные нарушения: а - сбросы; б - трещины; 5 - системы новейших сбросов: а - субмеридионального и субширотного простирания; б - северо-восточного простирания; 6 - границы ограничения кальдер и дуговые разломы вулканотектонических структур

бороздами и рывтинами. Возраст этой системы разломов оценен нами поздним плейстоценом - голоценом. По типу подвижек они относятся к сбросам с наклоном плоскости сместителя к юго-востоку. Простирание разломов вблизи оз. Начикинского изменяется постепенно с северо-восточного на субмеридиональное.

Южно-Камчатская группа разломов северо-восточного простирания протягивается более чем на 200 км от вулкана Вилочинский на севере до вулканов Камбальный и Кошелевский на юге (см. рис. 27). Частично эти разломы были рассмотрены нами ранее при описании Паужетского и Мутновского геотермальных районов. Как было показано, в этих районах северо-восточные разломы, так же как на Восточной Камчатке, формируют широкие (до 20-30 км) грабенообразные структуры (рис. 28). Наиболее отчетливо разломы проявлены по краям таких структур. Центральные части структур погружены относительно их краевых частей на десятки или первые сотни метров.

Как и в Опалинской группе разломов, кроме нарушений северо-восточного простирания, в пределах Южно-Камчатской группы выделяются также более молодые, верхнеплейстоцен-голоценовые разломы, подробно описанные выше на детально изученных участках (см. рис. 27, 28).

В целом, из приведенных выше материалов видно, что разломы северо-восточного простирания на Южной Камчатке не формируют единой грабенообразной структуры (единой зоны растяжения), какую мы имеем на Восточной Камчатке и к какой приурочены там основная масса вулканических проявлений и гидротермальная деятельность. Здесь выделяются три такие структуры, кулисообразно расположенные друг по отношению к другу. Одна из них, сформированная Опалинской группой разломов, находится на продолжении пояса среднеплейстоценовых северо-восточных разломов Восточной Камчатки, а две другие имеют самостоятельное значение. Как и на Восточной Камчатке, наиболее крупные вулканические



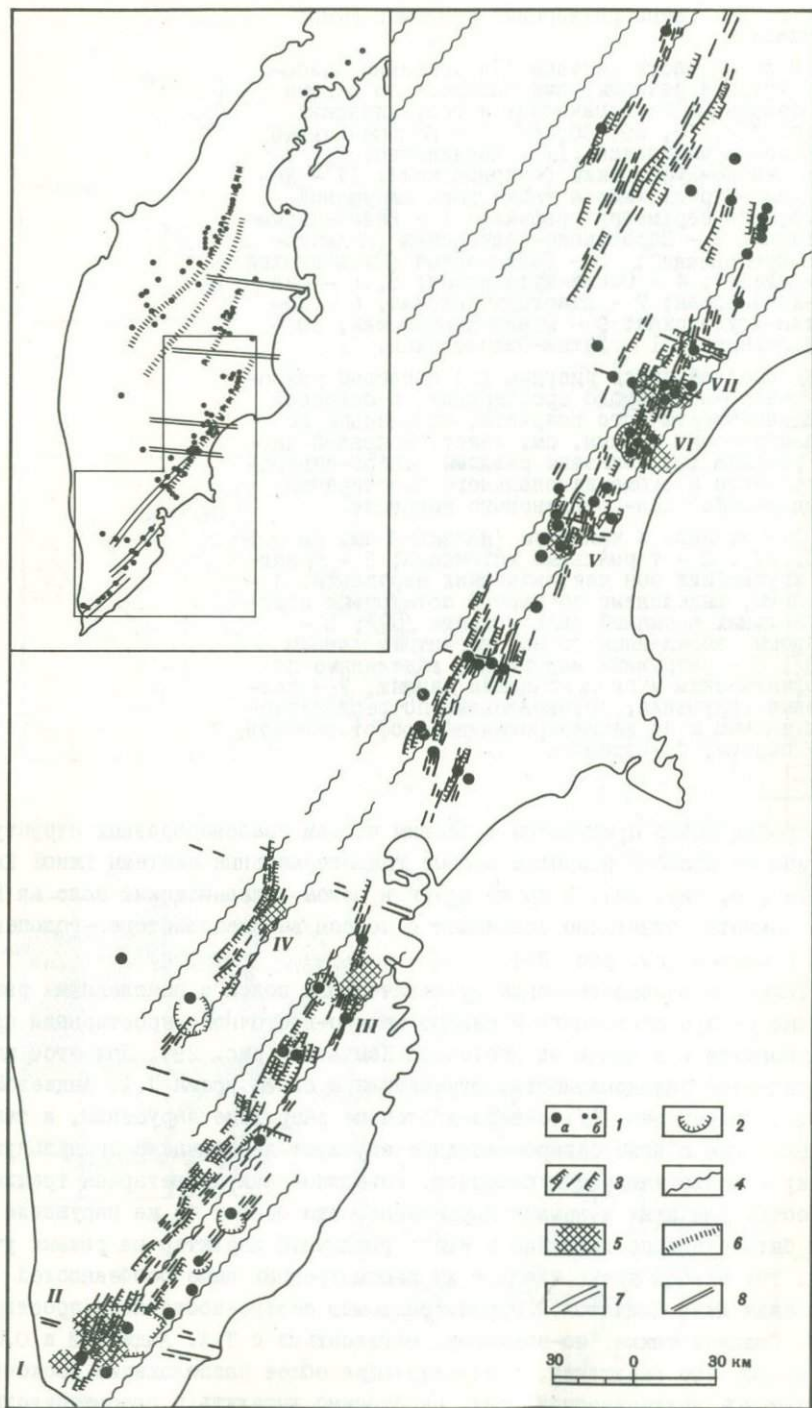
В левой части рисунка (1) показаны наиболее крупные разломы, выделяющиеся по данным региональных геологических и геофизических работ [14, 56, 59, 68, 78]; I - Больше-Банний (Банно-Карымчинский); II - Асачинский; III - Кошелевско-Курильский (Озерновский); IV - Тигильско-Курильский; а также зоны нарушений (цифры по периметру графика): I - Банно-Карымчинская; 2 - Паратунско-Асачинская (Вилочинско-Мутновская); 3 - Гольповская (Вилочинский линеамент); 4 - Опала-Мутновская; 5, 6 - Опала-Асачинская; 7 - Лавоходуткинская; 8 - Ходутка-Ксудачская; 9 - Право-Кажковская; 10 - Кошелевская; II - Хетик-Озерновская.

В средней части рисунка (2) показаны разломы северо-восточного простирания, в основном среднечетвертичного возраста, выделенные по геологическим данным, см. текст. В правой части рисунка (3) показаны разломы северо-северо-восточного и субмеридионального простирания, позднеплейстоцен-голоценового возраста.

I - вулканы и кальдеры (названия см. на рис. 27); 2 - термальные источники; 3 - границы крупнейших зон тектонических нарушений; 4 - разломы, выделенные по картам остаточных и региональных аномалий силы тяжести [59]; 5 - разломы, выделенные по аэромагнитным данным [59]; 6 - разрывные нарушения, выделенные по геофизическим и геологическим данным; 7 - разрывные нарушения, установленные по геологическим данным и по дешифрированию аэрофотоснимков: а - сбросы, б - трещины

постройки здесь приурочены к осевым частям грабенообразных структур. С ними же связаны наиболее мощные гидротермальные системы Южной Камчатки (см. рис. 27). В то же время в целом вулканический пояс на Южной Камчатке отчетливо совпадает с поясом верхнеплейстоцен-голоценовых разломов (см. рис. 28).

Такие же взаимоотношения вулканического пояса с выявленными разломами северо-восточного и северо-северо-восточного простирания прослеживаются и в целом на Восточной Камчатке (рис. 29). При этом подтверждается закономерность, отмеченная в свое время Т.А. Андиевой и О.И. Супруненко [9]: северо-восточные разрывные нарушения, а также сопряженные с ними северо-западные образуют на Камчатке правильную сетку и аналогичны сети разрывов, известной как планетарная трещиноватость. Для этих разрывов характерно, что одно и то же нарушение может быть различно выражено и иметь различный характер на разных участках. Эти выводы прямо следуют из рассмотренных выше особенностей строения Южно-Камчатской группы разломов северо-восточного простирания. Следует также, по-видимому, согласиться с Т.А. Андиевой и О.И. Супруненко, что нарушения, контролирующие общее расположение Восточно-Камчатской вулканической зоны, необходимо выделять и рассматривать



Р и с. 29. Схема соотношения разрывных нарушений северо-восточного простирания и сети субмеридиональных и северо-северо-восточных позднеплейстоцен-голоценовых разрывных нарушений, трассирующих положение Восточно-Камчатского глубинного разлома. На врезке в верхнем левом углу показано положение зон долгоживущих магмоподводящих разломов северо-восточного простирания на Камчатке, по А.Б. Шанцеру

[126]

I - вулканы (а - на основной схеме, б - на врезке); 2 - кальдеры; 3 - позднеплейстоцен-голоценовые разрывные нарушения, трассирующие положение Восточно-Камчатского глубинного разлома; 4 - границы зон разрывных нарушений северо-восточного простирания; 5 - области проявления высокотемпературных гидротермальных систем: I - Кошелёвской; II - Паужетской, III - Мутновско-Жировской, IV - Больше-Банной; V - Академии наук; VI - Семячичской; VII - Узон-Гейзерной; 6 - зоны долгоживущих магмоподводящих разломов типа раздвигов по [126]; 7 - установленное продолжение долгоживущих магмоподводящих разломов на Южной Камчатке (см. текст); 8 - зоны широтных разломов Восточной Камчатки, по [126]

особо, так как они отличаются от нарушений планетарной сети как по геологическим, так и по геофизическим характеристикам.

Здесь необходимо остановиться на выводах В.А. Леглера [70], который также выделял на Южной и на Восточной Камчатке обширные области новейшего растяжения, проходящие вдоль оси Восточного вулканического пояса. Однако основные выводы им были получены в результате работ на Восточной Камчатке, где ему не удалось разделить разломы северо-восточного простирания, более древние (как было показано выше, в основном среднечетвертичные) и разломы субмеридионального - северо-северо-восточного простирания, которые имеют верхнеплейстоцен-голоценовый возраст и образуют собственно зону растяжения, проходящую вдоль оси Восточного вулканического пояса.

В целом, необходимо сделать вывод, что основной структурной линией в пределах Южной и Восточной Камчатки является глубинный разлом, называемый обычно Восточно-Камчатским [9, 68, 117]. Разлом трассируется поясом вулканов и сетью описанных выше верхнеплейстоцен-голоценовых нарушений. Он имеет изменчивое простирание, отклоняясь от основного направления ($ССВ 20-30^{\circ}$) вблизи более древних нарушений, относящихся, по-видимому, к сети планетарных трещин. Среди последних основную роль играют нарушения северо-восточного простирания ($СВ 40-50^{\circ}$), вдоль которых, в местах их пересечения с зоной Восточно-Камчатского глубинного разлома, в среднем плейстоцене сформировался кулисообразно расположенный ряд грабенообразных структур. Роль этих структур в локализации вулканической и гидротермальной деятельности, как отмечалось выше, огромна. Именно в пределах таких структур сформировались наиболее высокотемпературные гидротермальные системы.

Следующими элементами, которые играют важную роль в локализации высокотемпературных гидротермальных систем Камчатки, являются структуры, имеющие поперечное или секущее положение по отношению к Восточному вулканическому поясу. Часть таких структур была рассмотрена вы-

ше при описании геотермальных районов. В Семячикском районе основную роль среди них играют разломы субширотного и северо-северо-западного простирания. В Мутновском и Паужетском районах — разломы меридионального и широтного простираний. Кроме того, в Паужетском районе выделяется широкая зона разрывных нарушений северо-западного простирания [72]. Среди разрывов во всех зонах преобладают сбросы, формирующие гребенообразные структуры.

Кроме секущих разломов, описанных выше, необходимо отметить также такие структуры, как серия разломов северо-западного простирания в районе Авачинской бухты и Налачевского купола [56, 66], крупный широтный разлом, проходящий в районе Карымского вулкана [56, 126], и меридиональный разлом, трассируемый вулканами Соболиный, Двор, Карымский, Академии наук и другими [136, 140].

Как было показано выше, все высокотемпературные гидротермальные системы Камчатки приурочены к узлам пересечения разломов северо-восточного простирания и поперечных (секущих) разломов, вытягиваясь вдоль последних. Важность изучения структур, поперечных к вулканическим дугам, отметили недавно французские исследователи [154].

На примере изучения геотермальных площадей в Индонезии, в Центральной Америке и на Антильских островах они показали, что именно поперечные разломы в этих районах контролируют расположение поверхностных магматических камер, сложных вулканических структур и связанных с ними геотермальных полей. Этот вывод полностью согласуется с выводами, сделанными нами.

Наиболее мощная гидротермальная деятельность проявляется в тех частях гидротермальных систем, которые приурочены к осевым зонам гребенообразных структур северо-восточного простирания. Такую позицию занимают термопроявления в кратере Мутновского вулкана, Верхнекошелевское термальное поле, термальное поле вулкана Бурлящего и массива Кихпинич (включая Долину Гейзеров). Мощные термопроявления вскрываются также в зонах крупных разломов северо-восточного простирания, ограничивающих гребенообразные структуры. Такую позицию занимают Нижнекошелевское термальное поле, Паужетское месторождение, источники Дачные в Мутновском районе, а также термопроявления кальдеры Узон. При этом, как и в целом для гидротермальных систем, основную роль в распределении термопроявлений на поверхности играют секущие разломы.

Выводы. 1. Среди новейших разрывных структур, выявленных в пределах Южной и Восточной Камчатки, необходимо различать, с одной стороны, разломы северо-северо-восточного простирания, для которых устанавливается позднеплейстоцен-голоценовый возраст, а с другой — разломы северо-восточного простирания среднеплейстоценового возраста.

2. Разломы северо-северо-восточного простирания позднеплейстоцен-голоценового возраста формируют на поверхности широкие гребенообразные структуры. Их необходимо рассматривать как поверхностное проявление Восточно-Камчатского глубинного разлома, выделенного многими

авторами. В позднем плейстоцене—голоцене вдоль этого разлома произошел активизация, выразившаяся в образовании новейшей зоны растяжения.

3. В узлах пересечения этого разлома с более древними нарушениями северо-восточного простирания, относящимися, по-видимому, к сети планетарных трещин [9], в среднем плейстоцене сформировались грабенообразные структуры северо-восточного простирания, в пределах которых сконцентрировалась наиболее активная вулканическая и гидротермальная деятельность.

4. Высокотемпературные гидротермальные системы в пределах выделенных грабенообразных структур северо-восточного простирания связаны с узлами их пересечения с поперечными или секущими разломами и вскрываются вдоль последних. При этом такие разломы могут иметь разное простирание — широтное, меридиональное, северо-западное или северо-северо-западное.

5. Наиболее мощная гидротермальная деятельность в пределах гидротермальных систем приурочена к осевым зонам грабенообразных структур северо-восточного простирания. Она может быть связана также с зонами разломов северо-восточного простирания, ограничивающими грабенообразные структуры.

Г л а в а VII. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ СТРУКТУР ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ

На Паужетском месторождении основными термовыводящими разломами являются разломы северо-западного простирания [27, 72, 80]. В то же время в структуре Мутновско-Жировской гидротермальной системы термовыводящими считаются разломы северо-восточного простирания [32]. По существу в этом районе глубоким врезам северо-западного простирания термопроявления не вскрываются. Это заставляет предполагать, что проницаемость разломов в каждом конкретном случае может быть различной и определяется геодинамической обстановкой. Изучению последней в настоящее время уделяется большое внимание. При этом обычно используются тектонофизический, микроструктурный или петрофизический методы [11]. Однако они мало применимы в новейших вулканических областях, подобных рассмотренным выше геотермальным районам. Обширные площади в них покрыты молодыми, незначительно деформированными породами, а среди разрывных нарушений преобладают трещины отрыва, а не скальвания.

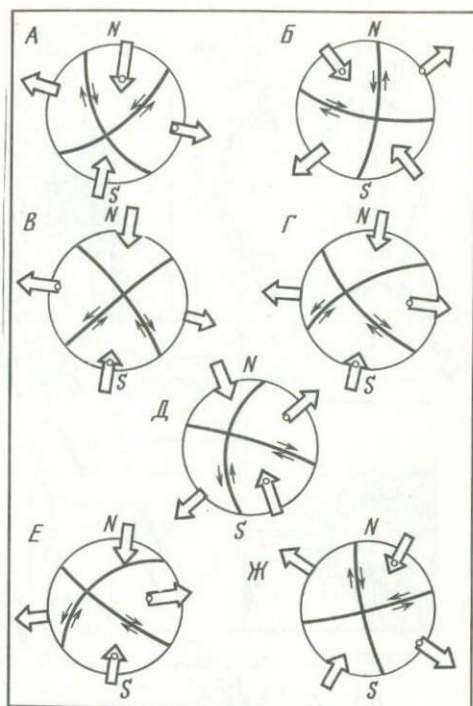
Для реконструкции напряженного состояния среды в сейсмически активных районах в последние годы широко используются сейсмологические данные, анализ сдвиговых перемещений в очагах землетрясений. В региональном плане сейсмологические данные показывают [7, 8, 16, 17], что поле напряжений в Курило-Камчатской области характеризуется преобладанием горизонтального сжатия, ориентированного в северо-западном — юго-юго-восточном направлении, т.е. субпараллельно простиранию северо-западных разломов на Камчатке. Благодаря этому последние можно считать открытыми и классифицировать их как трещины отрыва, благопри-

ятные для локализации в них термодisplayлений. Однако более детальный анализ сейсмичности и механизма очагов землетрясений в Курило-Камчатской области показал, что локальные поля напряжений вдоль нее отличаются большим непостоянством [110]. Так если на юге Камчатки, в районе вулканов Камбальный и Кошелевский, векторы подвижек в очагах землетрясений ориентированы в северо-западном и запад-северо-западном направлениях, что согласуется с региональным полем напряжений, то севернее, в районе вулканов Мутновский и Горелый, они ориентированы в юго-западном направлении. Соответственно в этом случае открытыми разломами, наиболее благоприятными для локализации в них термодisplayлений, следует считать разломы северо-северо-восточного и северо-восточного простираний. Еще далее на север, в Семьячичском районе векторы вновь имеют направление запад-северо-запад - восток-юго-восток, что приводит к активизации в этом районе разломов субширотного и северо-западного простирания [110].

Кроме того, в цитируемой работе отмечается, что для глубин 0-30 км, т.е. тех глубин, которые для наших целей представляют наибольший интерес, землетрясения связаны, по-видимому, большей частью не с глубинными процессами в фокальной зоне, а с блоковой тектоникой Камчатки. Восстанавливаемые для этих глубин локальные поля напряжений могут отличаться от регионального поля [110]. В последние годы опубликован ряд работ, в которых рассматривается механизм очагов землетрясений, происшедших на глубинах 0-10 км [45, 57, 58, 69]. Эти данные приведены на рис. 30. Видно, что большинство из описанных землетрясений происходило в поле напряжений, у которого ось напряжения сжатия была ориентирована в северо-северо-восточном направлении, а растяжения - в субширотном. При этом в основном преобладало действие напряжения растяжения. Иную ориентировку имеет лишь локальное поле напряжений, существовавшее в период извержения в районе новых Толбачинских вулканов. Оно характеризуется осью напряжения сжатия, ориентированной в северо-северо-западном направлении (см. рис. 30). В этой связи интересно отметить, что наши работы на Южном конусе в заключительный период его деятельности показали приуроченность центров извержения на самом конусе и всех основных проявлений вулканической деятельности у его подножия к линейной зоне, имевшей простирание ССЗ 335-340° [75]. Эти данные, во-первых, подтверждают выводы об ориентировке локального поля напряжений в районе извержения, а во-вторых, показывают, что наиболее благоприятными структурами для поступающих к поверхности земли растворов и магм являются трещины, образующиеся параллельно оси напряжения сжатия и соответственно вкрест простирания действующих здесь и, по-видимому, преобладающих напряжений растяжения. Обращаясь вновь к стереограммам, изображенным на рис. 30, мы должны сделать вывод, что в остальных охарактеризованных районах наиболее благоприятными для развития вдоль них вулканической и гидротермальной деятельности должны быть разломы и трещины субмеридионального или се-

Р и с. 30. Сводные стереограммы распределения осей напряжений в очагах землетрясений

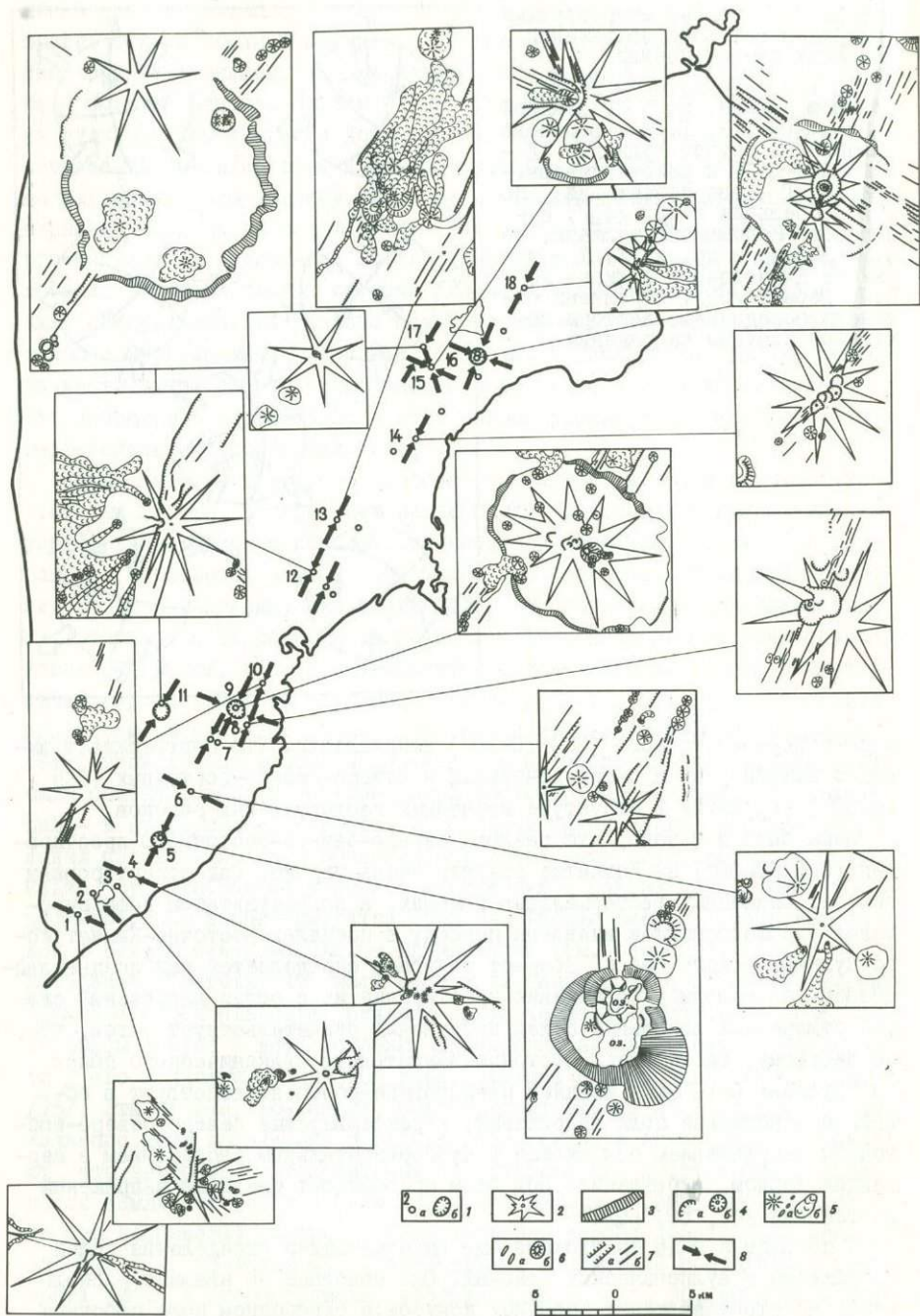
А, Б - в Паужетском геотермальном районе, по В.И. Левиной и др., /69/; В, Г, Д - в районе Ключевской группы вулканов (Д - в период БТТ в районе извержения, В, Г - вне извержения), по В.И. Горельчик и др. /45/; Е - в районе Карымского вулкана, по В.М. Зобину и др. /58/; Ж - в районе Ключевского вулкана по В.М. Зобину /57/. Стрелками отмечены осредненные векторы локальной системы напряжений



веро-северо-восточного (ССВ $10-20^{\circ}$) направлений. Это подтверждает вывод о важной роли субмеридиональных и северо-северо-восточных (ССВ $20-30^{\circ}$) нарушений в структуре изученных геотермальных районов.

Выше было показано, что разломы северо-северо-восточного простирания (ССВ $20-30^{\circ}$) на Камчатке развиты очень широко. Они откартированы во всех описанных геотермальных районах, а по результатам дешифрирования аэрофотоснимков выявлены повсюду в пределах Восточно-Камчатского вулканического пояса. Возраст разломов определяется как позднеплейстоцен-голоценовый. Совпадение простирания их с осями напряжений сжатия отмеченных локальных полей напряжений свидетельствует о том, что, по-видимому, вдоль всего Восточно-Камчатского вулканического пояса на глубинах 0-10 км в позднем плейстоцене-голоцене действуют в основном однотипные поля напряжений, характеризуемые северо-северо-восточным направлением оси сжатия и субгоризонтальным растяжением в перпендикулярном направлении. При этом преобладают действия напряжений растяжения /45, 58, 69/.

В последние годы предложена еще одна методика определения полей напряжений в вулканических районах. Она основана на анализе расположения на стратовулканах побочных конусов: в однородном поле побочные конусы распределяются равномерно на склонах стратовулканов, в неоднородном - группируются в полосы, проходящие через вершину вулкана и



Р и с. 31. Схема локальных полей напряжений Восточно-Камчатского вулканического пояса, восстановленных по методике К. Накамуры

1 - вулканы (а) (1 - Камбальный; 2 - Дикий Гребень; 3 - Ильинский; 4 - Желтовский; 5 - Ксудач; 6 - Холутка; 7 - Асача-Желтая; 8 - Мутновский; 9 - Горелый; 10 - Вилючинский; 11 - Опала; 12 - Корякский; 13 - Дзендзур; 14 - Малый Семячик; 15 - Тауниц; 16 - Крашенинникова; 17 - Унана; 18 - Комарова), кальдеры (б); 2 - вулканы на врезках; 3 - уступы ограничения кальдер на врезках; 4 - кратеры (а), шлаковые конусы и экструзии (б); 5 - центры излияния лавовых потоков и эксплозий (а), лавовые потоки (б); 6 - дайки (а), маары (б); 7 - разрывные нарушения: а - сбросы, б - трещины; 8 - главные оси максимального напряжения сжатия, восстанавливаемые по расположению паразитических конусов на стратовулканах. При составлении структурных схем стратовулканов использованы материалы сотрудников Института вулканологии ДВНЦ АН СССР, опубликованные в Бюллетене вулканологических станций за 1966-1978 гг. и личные материалы автора. Внизу указан масштаб, в котором выполнены структурные схемы

совпадающие по простиранию с осью максимального напряжения сжатия [93]. Мы воспользовались этой методикой для восстановления полей напряжений позднелайстоцен-голоценовых вулканов, что позволяет проверить выводы, сделанные выше. Как видно на рис. 31, при формировании рассмотренных вулканов в основном "работали" трещины северо-северо-восточного и перпендикулярного к ним запад-северо-западного простираний. При этом субширотные направления трещин играют заметную роль только на юге полуострова и в районе Узон-Гейзерной структуры. В отдельных случаях, как, например, на вулкане Крашенинникова, мы обнаруживаем почти одновременное (в геологическом масштабе времени) раскрытие трещин обоих направлений.

Оценивая структурную позицию вулканов, на которых "работают" субширотные трещины, необходимо отметить, что все они расположены либо непосредственно в зонах разрывов более древнего заложения, либо весьма близко от них. Такую позицию занимают вулканы южной части полуострова - Камбальный, Дикий Гребень, Ильинский, Кошелевский. Все они локализованы вблизи крупных разломов северо-западного и широтного простирания. В субширотном направлении вытягиваются многочисленные кратеры на вершине вулкана Горелый, который также сформировался в зоне крупного широтного разлома. Аналогичную ситуацию мы имеем в районе Узон-Гейзерной депрессии и вулкана Крашенинникова, которые находятся вблизи Узонско-Валагинского разлома [126]. Таким образом, мы должны сделать вывод, что крупные древние нарушения оказывают существенное влияние на позднелайстоцен-голоценовую и современную геодинамическую обстановку в верхних этажах земной коры и в отдельных случаях (как на Паужетке) могут полностью определять ее.

Используя методику К. Накамуры [93, 146], мы можем оценить также ориентировку полей напряжений для средне-верхнечетвертичного времени, когда в рассмотренных районах происходило формирование многочисленных экструзий и вулканов кислого состава (см. рис. 23). Расположение полевых свидетельствует о том, что в этот период на Узон-Гейзерном

участке ось напряжения сжатия была ориентирована в субширотном направлении, в Мутновском районе имела субмеридиональное простирание, а в Паужетском районе – широтное в районе Кошелевского массива и субмеридиональное в районе Камбального хребта. Как и в предыдущем случае, на распределение экстрезий и вулканов здесь также существенное влияние оказали, по-видимому, зоны древних разломов. Региональное поле напряжений вблизи них трансформировалось и приводило к активизации этих разломов. Отсюда следует важное заключение о том, что, рассматривая современные поля напряжений на геотермальных месторождениях и определяя по ним степень открытости или сжатости трещин различного простирания, мы должны учитывать роль крупных древних разломов, которые могут значительно изменять ориентировку осей напряжений в районе этих месторождений.

Выводы. I. Курило-Камчатская область в целом по сейсмологическим данным характеризуется региональным полем напряжений, в котором вектор максимального сжатия ориентирован в направлении ССЗ-ЮЮВ. В то же время для верхних этажей земной коры на Камчатке (для глубин 0-10 км) поля напряжений отличаются преобладающей ССВ ориентировкой вектора максимального сжатия и преобладанием растягивающих усилий, направленных перпендикулярно.

2. Современное поле напряжений, устанавливаемое по сейсмологическим данным на глубинах 0-10 км, согласуется с региональным расположением северо-северо-восточных структур растяжения на Камчатке, образование которых датируется поздним плейстоценом-голоценом.

3. Определение полей напряжений по методике К. Накамуры [93] подтверждают сейсмологические данные. Система напряжений, характеризующая верхние этажи земной коры на Камчатке, отличается преимущественно ССВ направлением вектора максимального сжатия.

4. Крупные древние (предположительно миоценовые) нарушения оказывают существенное влияние на позднплейстоцен-голоценовую и современную геодинамическую обстановку в верхних этажах земной коры на Камчатке и в отдельных случаях могут полностью определять ее.

Заключение

Проведенные исследования позволяют сделать вывод, что основную роль в формировании высокотемпературных гидротермальных систем и геотермальных районов на Камчатке играли события, связанные со среднеплейстоценовой активизацией Восточно-Камчатского глубинного разлома. Последний предстает перед нами как скрытая структура, трассируемая на поверхности поясом вулканов и сетью разрывных нарушений позднплейстоцен-голоценового возраста северо-северо-восточного (ССВ 20-30°) простирания. Заложение глубинного разлома произошло, по-видимому, в позднем миоцене-плиоцене в связи с мощным структурообразовательным процессом, проявившимся в это время на границе континент-океан [127]. В Паужетском и Мутновском районах в плиоцен-нижнечетвертичное время фиксируется

активизация разломов меридионального и, частично, широтного простирания и широкое развитие базальтового вулканизма. Далее в интервале от 600 до 250 тыс. лет устанавливаются значительное снижение вулканической активности [103] и затем, в среднем плейстоцене, новая мощная активизация. На основании данных, изложенных в главе V, мы можем заключить, что развитие коровых магматических очагов и гидротермальной деятельности в районах изученных высокотемпературных гидротермальных систем начиная со среднего плейстоцена происходит ритмически и синхронно. Они испытывают многократные периоды остывания и разогрева продолжительностью в тысячи и десятки тысяч лет. В период снижения вулканической активности в интервале от 600 до 250 тыс. лет высокотемпературные гидротермальные системы в пределах Восточно-Камчатского вулканического пояса, по-видимому, отсутствовали. Коровые магматические очаги, существовавшие здесь в предшествующую эпоху активизации (ранее 600 тыс. лет), за период в 350-400 тыс. лет должны были полностью остыть. Таким образом, современные высокотемпературные гидротермальные системы, связанные с коровыми магматическими очагами, сформировавшимися в период среднеплейстоценовой активизации, необходимо рассматривать как самостоятельный этап гидротермальной деятельности, связанной со своими, особыми структурами.

Поверхностный контроль размещения высокотемпературных гидротермальных систем в пределах Восточно-Камчатского вулканического пояса (или глубинного разлома) осуществляется узлами пересечения разломов северо-восточного простирания, активизировавшимися в среднечетвертичное время, с секущими разломами широтного, меридионального, северо-западного или северо-северо-западного простирания. В таких узлах в среднечетвертичное время возникли сложные вулканические постройки (долгоживущие вулканические центры) с преимущественно средним и кислым составом продуктов. Их формирование связано с активизацией в этот период коровых магматических очагов.

Важность разломов северо-восточного простирания как структур, контролирующих расположение вулканов и гидротермальных систем, начиная со среднего плейстоцена, отмечают также [83, 86, 126]. Активизация разломов северо-восточного простирания наиболее ярко проявилась в пределах осевой зоны Восточно-Камчатского глубинного разлома, где в среднечетвертичное время сформировались грабены шириной до 20 км.

Как показано в работе, высокотемпературные гидротермальные системы (и коровые магматические очаги, расположенные в их недрах) тесно связаны с более глубокими магматическими очагами, расположенными на уровне нижней коры и верхней мантии. Последние занимают, по-видимому, обширные площади и фиксируются в настоящее время в виде крупнейших из известных на Камчатке аномалий силы тяжести - Паужетской, Толмачевской и Узонской [60]. Длительное и устойчивое существование этих глубоких магматических очагов и обуславливает, с нашей точки зрения, существование геотермальных районов на Камчатке, а также способность

связанных с ними коровых магматических очагов и расположенных над ними высокотемпературных гидротермальных систем в течение длительного времени (порядка сотен тысяч лет) сохранять свою активность. Выводы о глубинном строении геотермальных районов и о наличии магматических очагов в их недрах все же остаются проблематичными [18].

Кроме отмеченной среднеплейстоценовой активизации, проявившейся в зоне Восточно-Камчатского глубинного разлома, нами в работе устанавливается также его позднеплейстоцен-голоценовая активизация. С ней связано формирование сети разрывных нарушений северо-северо-восточного (ССВ 20-30°) простирания, фиксирующихся вдоль всего Восточно-Камчатского вулканического пояса, совпадающих с ним по простиранию и формирующих на поверхности широкие (до 50-60 км) грабенообразные структуры. Выделение этой системы разрывов согласуется с полем напряжений, устанавливаемым для верхних этажей земной коры (0-10 км) на Камчатке [45, 58, 69]. Вектор максимального сжатия у этого поля напряжений ориентирован в направлении ССВ, а преобладающее растяжение - перпендикулярно к нему. Установлено также, что крупные более древние секущие разрывные нарушения могут оказывать существенное влияние на новейшую геодинамическую обстановку в верхних этажах земной коры и в отдельных случаях полностью определять ее. Их значение определяется региональным полем напряжений Курило-Камчатской области, для которого характерно преобладающее ССЗ-ЮЗВ направление оси максимального сжатия [110]. Следовательно, мы должны предполагать, по-видимому, разнотипность полей напряжений и деформаций на разных структурных уровнях земной коры с преобладающим растяжением в верхних этажах.

При анализе структурных условий локализации конкретных геотермальных месторождений необходимо учитывать данные, изложенные выше. При этом большую роль будет играть выявление древних секущих разломов, которые в отдельных случаях могут не проявляться на поверхности, а выступать как скрытые структуры, активные в нижних этажах земной коры. В то же время обычно ярко проявленные на поверхности разломы северо-северо-восточного (ССВ 20-30°) простирания (они на некоторых месторождениях выявляются как термовыводящие) характерны лишь для самых верхних этажей земной коры и при разведке глубоких частей месторождений будут, по-видимому, иметь меньшее значение.

В целом, изложенные данные позволяют наметить следующую последовательность активизации разрывных нарушений в зоне Восточно-Камчатского глубинного разлома. Возникнув в позднем миоцене-плиоцене, эта структура, согласно общей схеме развития глубинных разломов [113], в первую очередь воздействовала на наиболее глубоко проникающие разрывные нарушения земной коры. Ими, по-видимому, явились разломы меридионального и широтного простирания, по которым зафиксированы подвижки главным образом в плиоцен-четвертичное время. Дальнейшее развитие Восточно-Камчатского глубинного разлома привело к тому, что в среднем плейстоцене активизировались движения по глубинным разломам северо-восточно-

го простираения. Эти события сопровождались формированием коронных магматических очагов, глубина расположения которых, по-видимому, была близка к глубине проникновения северо-восточных разломов. В этот же период создаются условия для развития высокотемпературной гидротермальной деятельности на Камчатке. Наконец, в позднем плейстоцене-голоцене мы устанавливаем образование густой сети северо-северо-восточных (ССВ 20-30°) разрывов, которые совпадают по простиранию с Восточно-Камчатским глубинным разломом и фиксируют, по-видимому, выход его на поверхность земли.

Это, конечно, грубая схема, показывающая лишь самые общие черты развития Восточно-Камчатского глубинного разлома, но она увязывает все имеющиеся в нашем распоряжении данные в единую последовательность и позволяет лучше понять структурные условия локализации высокотемпературных гидротерм, характер их связи с многочисленными разрывными нарушениями Камчатки. Дальнейшие работы, по-видимому, смогут уточнить ее и еще более приблизить нас к пониманию места и роли современного гидротермального процесса в общем ряду сложных структурообразовательных процессов, происходящих в переходной зоне между континентом и океаном.

Литература

1. А в е р ь е в В.В. Условия разрузки Паужетских гидротерм на юге Камчатки // Гидротермальные процессы и минералообразование в областях активного вулканизма: Тр. симпозиума, посвящ. памяти акад. А.Н. Заварицкого, 23-26 марта 1960 г. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 80-97. (Тр. Лаб. вулканол. АН СССР; Вып. 19)
2. А в е р ь е в В.В. Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью // Современный вулканизм: Тр. II всесоюз. вулканол. совещ., 3-17 сент. 1964 г. М.: Наука, 1966. Т. I. С. 118-128.
3. А в е р ь е в В.В., Б е л о у с о в В.И. Геологический очерк района // Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965. С. 8-23.
4. А в е р ь е в В.В., В а к и н Е.А. Термальные поля вулканического массива Большой Семьячик // Бюл. вулканол. станций. М.: Наука, 1966. № 42. С. 3-13.
5. А в е р ь е в В.В., С в я т л о в с к и й А.Е. Вулкано-тектонические структуры Южной Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 6. С. 98-100.
6. А в е р ь е в В.В., Б о г о я в л е н с к а я Г.Е., Б р а й ц е в а О.А. и др. Вулканизм и гидротермы Узон-Семьячинского геотермального района на Камчатке // Вулканизм и глубины земли: Материалы III Всесоюз. вулканол. совещ., 28-31 мая 1969 г. М.: Наука, 1971. С. 207-211.
7. А в е р ь я н о в а В.Н. Детальная характеристика сейсмических очагов Дальнего Востока. М.: Наука, 1968. 192 с.
8. А в е р ь я н о в а В.Н. Сейсмический режим в условиях сжатия и растяжения // Региональные исследования сейсмического режима. Кишинев: Штинца, 1974. С. 65-79.
9. А н д и е в а Т.А., С у п р у н е н к о О.И. Разломная тектоника Камчатки и сопредельных акваторий // Строение, история развития и проблемы нефтегазоносности акваторий. Л., 1975. С. 100-114. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 367).

10. А пр е л к о в С.Е. Игнимбриты Гольгинских гор // Туфолавы и игнимбриты: Тр. симпозиума, посвящ. памяти акад. А.Н. Заварицкого, 12-14 апреля 1961 г. Изд-во АН СССР, 1961. (Тр. Лаб. вулканол. АН СССР; Вып. 20). С. 92-96.
11. А пр е л к о в С.Е. Тектоника и история вулканизма Южной Камчатки // Геотектоника. 1971. № 2. С. 105-111.
12. А пр е л к о в С.Е., Ш е й м о в и ч В.С. Древний вулкан Юго-Восточной Камчатки с современными гидротермальными проявлениями // Бюл. вулканол. станций. М.: Наука, 1964. № 36. С. 48-60.
13. А пр е л к о в С.Е., Б о н д а р е н к о В.Н., В л а с о в Г.М. Центральная Камчатка // Геология СССР. М.: Недра, 1964. Т. 31: Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч. 1. С. 154-177.
14. А пр е л к о в С.Е., Е ж о в Б.В., О т о ч к и н В.В. и др. Вулкано-тектоника Южной Камчатки // Бюл. вулканол. станций. М.: Наука, 1979. № 57. С. 72-78.
15. Б а з а н о в а Л.И., М а с у р е н к о в Ю.П. Средне-верхне-плейстоценовый (третий) ритм вулканизма // Вулканический центр: строение, динамика, вещество (Карымская структура). М.: Наука, 1980. С. 145-178.
16. Б а л а к и н а Л.М. Очаги землетрясений в поле напряжений в земной коре и верхней мантии окраинной зоны Тихого океана // Геофизика дна Тихого океана. М.: Наука, 1974. 56 с.
17. Б а л а к и н а Л.М., В в е д е н с к а я А.В., Г о л у б е в а Н.В. и др. Поле упругих напряжений Земли и механизмы очагов землетрясений // Сейсмология. 1972. Вып. 8. С. 192 с.
18. Б а л е с т а С.Т. Земная кора и магматические очаги областей современного вулканизма. М.: Наука, 1981. 134 с.
19. Б а л е с т а С.Т., З у б и н М.И., С м и р н о в В.С. Глубинное строение Паужетского гидротермального района по геофизическим данным // Всесоюз. симпоз. Изучение и использование глубинного тепла Земли в вулкан. областях: Тез. докл. Петропавловск-Камчатский. 1976. С. 31-32.
20. Б а л е с т а С.Т., З у б и н М.И., О г о р о д о в Н.В. Глубинное строение структуры по геофизическим данным // Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980. С. 95-105.
21. Б е л о у с о в В.И. К вопросу об образовании спекшихся туфов, расположенных в пределах гидротермальных систем // Вулканизм и глубины Земли: Материалы III Всес. совещ. 28-31 мая 1969 г. М.: Наука, 1971. С. 270-276.
22. Б е л о у с о в В.И. Геология геотермальных полей в областях современного вулканизма. М.: Наука, 1978. 176 с.
23. Б е л о у с о в В.И., В и н о г р а д о в В.Н. Долина Гейзеров // Путеводитель экскурсий II Всесоюз. вулканол. совещ. Петропавловск-Камчатский, 1964. С. 48-60.
24. Б е л о у с о в В.И., С у г р о б о в В.М. Геологические аспекты связи Паужетских гидротерм и термальных полей Камбального хребта на юге Камчатки // Вулканизм и глубины Земли: Материалы III Всесоюз. совещ., 28-31 мая 1969 г. М.: Наука, 1971. С. 225-229.
25. Б е л о у с о в В.И., С у г р о б о в В.М. Геологическая и гидротермическая остановка геотермальных районов и гидротермальных систем Камчатки // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 5-22.
26. Б е л о у с о в В.И., Г р и б Е.Н., Л е о н о в В.Л. Геологические позиции гидротермальных систем Долины Гейзеров и кальдеры Узон // Вулканология и сейсмология, 1983. № 1. С. 65-79.
27. Б е л о у с о в В.И., С у г р о б о в В.М., С у г р о б о в а Н.Г. Геологическое строение и гидрогеологические особенности

- Паужетской гидротермальной системы // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 23-57.
28. Брайцева О.А., Мелекесцев И.В. Связь строения и рельефа поверхности четвертичных пирокластических покровов (Восточная Камчатка) // Кислый вулканизм. Новосибирск: Наука, Сиб. отд. - ние, 1973. С. 120-135.
 29. Брайцева О.А., Богоявленская Г.Е., Эрлих Э.Н. Геологическое строение Узонско-Гейзерной депрессии // Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Недра, 1974. С. 10-32.
 30. Вакин Е.А. О пространственной и генетической связи терм юго-восточной Камчатки с действующими вулканами // Регион. геотермия и распространение терм. вод в СССР: Тр. II совещ. по геотерм. исследованиям в СССР. М.: Наука, 1967. С. 284-288.
 31. Вакин Е.А. Гидротермы вулканического массива Большой Семячик // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 212-236.
 32. Вакин Е.А., Пилипенко Г.Ф. Мутновский геотермальный район на Камчатке // Изучение и использование геотермальных ресурсов в вулканических областях. М.: Наука, 1979. С. 36-46.
 33. Вакин Е.А., Сугробов В.М. Гидрогеологические особенности вулканических структур и современные гидротермальные системы // Гидрогеология СССР. М.: Недра, 1972. Т. 29: Камчатка, Курильские и Командорские острова. С. 169-196.
 34. Вакин Е.А., Декусар З.Б., Сержников А.И. и др. Гидротермы Кошелевского вулканического массива // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 58-84.
 35. Вакин Е.А., Кирсанов И.Т., Кирсанова Т.П. Термальные поля и горячие источники Мутновского вулканического района // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 85-114.
 36. Вакин Е.А., Кирсанов И.Т., Пронин А.А. Активная воронка Мутновского вулкана // Бюл. вулканол. станций. М.: Наука, 1966. № 40. С. 25-35.
 37. Василевский М.М., Тарасенко Т.В., Харченко Ю.И. и др. Вулканы как индикаторы долгоживущих магматических и металлогенических центров (принципы металлогенического анализа и районирования) // Геодинамика, магнообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974. С. 167-175.
 38. Власов Г.М. Основные черты геологического строения территории и ее районирование // Геология СССР. М.: Недра, 1964. Т. 31: Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч. I. С. 46-55.
 39. Власов Г.М. Типы минеральных вод вулканических районов и их генезис // Геология СССР. М.: Недра, 1964. Т. 31: Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч. I. С. 352-358.
 40. Власов Г.М. Центральная Камчатка. Тектоника // Геология СССР. М.: Недра, 1964. Т. 31: Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч. I. С. 416-433.
 41. Влодавец В.И. Вулканы и вулканические образования Семячинского района // Тр. Лаб. вулканол. АН СССР. 1958. Вып. 15. 197 с.
 42. Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Недра, 1974. 264 с.
 43. Геология СССР. М.: Недра, 1964. Т. 31: Камчатка, Курильские и Командорские острова. 734 с.
 44. Гидрогеология СССР. М.: Недра, 1972. Т. 29: Камчатка, Курильские и Командорские острова. 364 с.

45. Горельчик В.И., Зобин В.М., Чубарова О.С. Сейсмичность и динамические характеристики очагов землетрясений в районе Большого трещинного Толбачинского извержения в 1975-1978 гг. // Вулканология и сейсмология. 1981. № 3. С. 73-98.
46. Гриб Е.Н. Структура и механизм становления экструзии Плоской // Бюл. вулканол. станций. М.: Наука, 1974. № 50. С. 136-145.
47. Гриб Е.Н. Состав и температурные условия кристаллизации минералов-вкрапленников в некоторых экструзиях Юго-Восточной Камчатки // Бюл. вулканол. станций. М.: Наука, 1978. № 54. С. 115-123.
48. Гриб Е.Н. Температурные условия кристаллизации кислых магм в недрах геотермальных систем (на примере Узон-Гейзерного района, Камчатка) // У Всесоюз. вулканол. совещ. Вулканизм и формирование полезных ископаемых в подвижных областях земли; II Симпозиум Современный вулканизм и геохимические явления: Тез. докл. Тбилиси: Мецниереба, 1980. 70 с.
49. Гриб Е.Н. Свидетельства смешивания магм разного состава на примере кислых лав Узон-Гейзерной депрессии // Петрология литосферы и рудоносность: Материалы У Всесоюз. петрогр. совещ. Л.: Наука, 1981. С. 115-116.
50. Гриб Е.Н. Четвертичный кислый экструзивно-эффузивный вулканизм Узон-Гейзерного района и его роль в тепловом питании гидротермальных систем: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1983. 22 с.
51. Гриб Е.Н., Леонцов В.Л., Флоренский И.В. и др. Геологические условия термопроявлений бассейна р. Жировой (Юго-Восточная Камчатка) // Бюл. вулканол. станций. М.: Наука, 1976. № 52. С. 85-92.
52. Гусев Н.А. Тектоническое строение центральной части Восточного вулканического пояса Камчатки по данным дешифрирования радиолокационных аэроснимков // Общая и региональная геология, геологическое картирование: Экспресс-информ. / ВИЭМС. 1973. С. 23-27.
53. Гусев Н.А. Изучение районов современного вулканизма и его связи с глубинной геологией по снимкам из космоса // Исследование природной среды космическими средствами. М.: Наука, 1976. Т. V. С. 80-94.
54. Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980. 172 с.
55. Егоров О.Н. Центры эндогенной активности (вулканические системы). М.: Наука, 1984. 166 с.
56. Ермаков В.А., Милановский Е.Е., Таракановский А.А. Значение рифтогенеза в формировании четвертичных вулканических зон Камчатки // Вестн. Моск. ун-та Сер. геол. 1974. № 3. С. 3-20.
57. Зобин В.М. Динамика очага вулканических землетрясений. М.: Наука, 1979. 92 с.
58. Зобин В.М., Фирстов П.П., Иванова Е.И. Рой землетрясений в районе вулкана Карымского в январе-феврале 1978 г. // Вулканология и сейсмология. 1983. № 5. С. 64-74.
59. Зубин М.И. Геофизические поля и глубинное строение по геофизическим данным // Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980. С. 10-19.
60. Зубин М.И., Мелекесцев И.В., Таракановский А.А. и др. Четвертичные кальдеры Камчатки // Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971. С. 55-66.
61. Кирсанов И.Т., Федоров М.В. Игнимбриты вулкана Горелого // Проблемы вулканизма: Материалы ко II Всесоюз. вулканол. совещ., 3-18 сентября 1964 г. Петропавловск-Камчатский, 1964 г. С. 45-47.

62. Кожемяка Н.Н. Долгоживущие вулканические центры в системе новейших вулканических зон Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1984. № 4. С. 4-14.
63. Кожемяка Н.Н., Литасов Н.Е. Четвертичные пемзовые, туфоинимбриотные поля и центры извержений // Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980. С. 116-128.
64. Кожемяка Н.Н., Огородов Н.В. Некоторые особенности вулканизма и генезиса Паужетской вулcano-тектонической структуры (Южная Камчатка) // Бюл. вулканол. станций. М.: Наука, 1977. № 53. С. 92-101.
65. Кожемяка Н.Н., Огородов Н.В., Литасов Н.Е. и др. Общая характеристика зоны четвертичного вулканизма // Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980. С. 28-33.
66. Кононов В.И. Геохимия термальных вод областей современного вулканизма (рифтовых зон и островных дуг). М.: Наука, 1983. 216 с.
67. Краевой Ю.А., Охачкин В.Г., Сережников А.И. Результаты гидрогеологических и геотермических исследований Больше-Банной и Карымчинской гидротермальных систем // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1955. С. 179-211.
68. Лебедев М.М., Апрельков С.Е., Ежов Б.В. и др. Системы островных дуг Корьякско-Камчатской складчатой области // Вулканология и сейсмология. 1979. № 5. С. 30-36.
69. Левина В.И., Фирстов П.П., Зобин В.М. Сейсмичность Паужетского геотермального района на Камчатке // Вулканология и сейсмология. 1980. № 2. С. 81-97.
70. Леглер В.А. Новейшие разломы и горизонтальные тектонические движения Восточной Камчатки: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Хабаровск, 1978. 24 с.
71. Леглер В.А., Парфенов Л.М. Системы разломов островных дуг // Тектоническое районирование и структурно-вещественная эволюция северо-востока Азии. М.: Наука, 1979. С. 134-155.
72. Леонов В.Л. Разрывные нарушения Паужетской вулcano-тектонической структуры // Вулканология и сейсмология. 1981. № 1. С. 24-36.
73. Леонов В.Л. Геологическое строение каньона р. Шумной и Узонско-Гейзерная депрессия на Камчатке // Вулканология и сейсмология. 1982. № 2. С. 100-103.
74. Леонов В.Л. Разрывные нарушения района Узонско-Гейзерной депрессии // Вулканология и сейсмология. 1982. № 4. С. 78-83.
75. Леонов В.Л., Храмов Н.А. Особенности заключительной стадии Большого трещинового Толбачинского извержения // Бюл. вулканол. станций. М.: Наука, 1979. № 56. С. 38-44.
76. Литасов Н.Е. Миоцен-плиоценовый вулканизм и история его развития. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения Паужетской депрессии // Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980. С. 79-85.
77. Литасов Н.Е., Огородов Н.В., Кожемяка Н.Н. и др. Паужетская вулcano-тектоническая структура // Вулканы и гидротермальные системы Камчатки: Материалы IV Всесоюз. вулканол. совещ. Петропавловск-Камчатский, 1974. С. 49-72.
78. Лоншаков Е.А. Ряды вулcano-тектонических структур и структурно-вещественные парагенезисы Южной Камчатки // Бюл. вулканол. станций. М.: Наука, 1979. № 57. С. 79-92.
79. Магматизм Юго-Восточной Камчатки и его связь с процессами тектонической активизации. М.: Наука, 1965. 152 с.

80. Мальцева К.И., Ямпольский В.А., Попов В.Н. Развитие геотермальных станций на базе Паужетского месторождения // Изучение и использование геотермальных ресурсов в вулканических областях. М.: Наука, 1979. С. 236-243.
81. Маренина Т.Ю. Геолого-петрографический очерк Мутновского вулкана // О вулканизме, геологии и гидротермах Камчатки. М.: Изд-во АН СССР, 1956. С. 3-52. (Тр. Лаб. вулканол. АН СССР, Вып.12).
82. Масуренков Ю.П. Вулканы над интрузиями. М.: Наука, 1979. 211 с.
83. Масуренков Ю.П. Структурная позиция Карымского вулканического центра // Вулканический центр: строение, динамика, вещество (Карымская структура). М.: Наука, 1980. С. III-116.
84. Масуренков Ю.П. Система вулкан-очаг-структура (геолого-петрологический аспект проблем) // Вулканология и сейсмология. 1980. № 4. С. 34-49.
85. Масуренков Ю.П. Закономерности распределения вулканов в зонах островных дуг // Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг. М.: Наука, 1982. С. 80-99.
86. Масуренков Ю.П., Комкова Л.А. Геодинамика и рудообразование в купольно-кольцевой структуре. М., Наука, 1978. 288 с.
87. Масуренков Ю.П., Егоров О.Н., Алиске - ров А.А. и др. Соотношение вулканизма, плутонизма и гидротермальной деятельности в ходе развития купольных структур // Проблемы в геологии и металлогении вулканических поясов. Владивосток, 1968. С. 110-111.
88. Мелекесцев И.В. Масштаб и возраст последней крупнейшей вспышки кислого вулканизма на Камчатке // Вулканизм и геохимия его продуктов. М.: Наука, 1967. С. 82-92. (Тр. Ин-та вулканол. АН СССР; Вып. 24).
89. Мелекесцев И.В. Основные этапы формирования современного рельефа Курило-Камчатской области // Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука, 1974. С. 337-345. (История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока).
90. Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Эрлих Э.Н. и др. Вулканические горы и равнины // Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука, 1974. С. 162-234. (История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока).
91. Набоко С.И. Современные вулканы и газо-гидротермальная деятельность // Геология СССР. М.: Недра, 1964. Т. 31: Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч. 1. С. 303-372.
92. Набоко С.И. Химические типы вулканических вод // Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1974. С. 8-14.
93. Накамура К. Вулкан как возможный индикатор поля тектонических напряжений // Вулканизм островных дуг. М.: Наука, 1977. С. 27-34.
94. Нехорошев А.С. Гидротермальная деятельность района хребта Камбального на Южной Камчатке // Бюл. вулканол. станций. М.: Наука, 1959. № 28. С. 21-23.
95. Огородов Н.В., Волынец О.Н., Колосков А.В. и др. Дикий Гребень // Бюл. вулканол. станций. М.: Наука, 1977. № 54. С. 75-88.
96. Огородов Н.В., Кожемяка Н.Н., Литасов Н.Е. Четвертичные вулканы // Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980. С. 105-116.
97. Оки Я., Хирано Т., Хирага С. Геотермальная активность вулкана Хаконе // Вулканизм островных дуг. М.: Наука, 1977. С. 137-147.

98. П а м п у р а В.Д. Гидротермы долгоживущих вулканических центров. М.: Наука, 1981. 180 с.
99. П и й п Б.И. Термальные ключи Камчатки. М.: Изд-во АН СССР, 1937. 268 с.
100. П и й п Б.И. Маршрутные геологические наблюдения на юге Камчатки // Тр. Камчат. вулканол. станции. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1947. Вып. 3. С. 89-134.
101. П и й п Б.И. Кроноцкие игнимбриты на Камчатке // Туфолавы и игнимбриты: Тр. симпози., посвящ. памяти акад. А.Н. Заварицкого, 12-14 апреля 1961 г. М.: Изд-во АН СССР. 1961. С. 90-91. (Тр. Лаб. вулканол. АН СССР; Вып. 20).
102. П и л и п е н к о Г.Ф. Современная гидротермальная деятельность в Кальдере Узон // Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Недра, 1974. С. 72-83.
103. П о л я к Б.Г., М е л е к е с ц е в И.В. К оценке геознергетического эффекта новейшего вулканизма островных дуг // Геотектоника. 1979. № II. С. 36-47.
104. П о п о в В.С. Смешение магм - важный петрогенетический процесс (обзор иностранной литературы) // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. Л.: Наука, 1984. Ч. III, вып. 2. С. 229-240.
105. П р о х о р о в К.В. Третичные гранитоиды Камчатки. М.: Наука, 1964. 135 с.
106. С в я т л о в с к и й А.Е. Южно-Быстринский хребет на Камчатке // О вулканизме, геологии и гидротермах Камчатки. М.: Изд-во АН СССР, 1956, С. 110-190 (тр. Лаб. вулканол. АН СССР, вып. 12).
107. С е р е ж н и к о в А.И., З и м и н В.М. Геологическое строение Паратунского геотермального района, влияние отдельных геологических факторов на современную гидротермальную деятельность // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 115-142.
108. С е р е ж н и к о в П.И., Л и т а с о в Н.Е., О г о р о д о в Н.В. и др. Кошелевский вулканический массив // Бюл. вулканол. станций. М., Наука, 1973. № 49. С. 54-60.
109. С и м б и р е в И.Б. Структурный контроль вулканизма и гидротермальных рудообразующих систем Мутновской купольно-кольцевой структуры Южной Камчатки: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1980. 18 с.
110. С и м б и р е в а И.Г., Ф е д о т о в С.А., Ф е о ф и л а к т о в В.Д. Геодинамика Курило-Камчатской дуги по сейсмологическим данным // Вулканизм и геодинамика. М.: Наука, 1977. С. 91-103.
111. С т а р о с т и н В.И. Геодинамика и петрофизика рудных месторождений. М.: Недра, 1984. 206 с.
112. С т е ф а н о в Ю.М., Ш и р о к и й Б.И. Металлогения верхнего структурного этажа Камчатки. М.: Недра, 1980. 104 с.
113. С у б б о т и н С.И., Н а у м ч и к Г.Л., Р а х и м о в а И.Ш. Мантия Земли и тектогенез. Киев: Наук. думка, 1968. С. 127-130.
114. С у г р о б о в В.М. Геотермальные ресурсы Камчатки, классификация и прогнозная оценка // Изучение и использование геотермальных ресурсов в вулканических областях. М.: Наука, 1979. С. 26-35.
115. С у п р у н е н к о О.И. Важнейшие разломы центральной части Восточной Камчатки // Докл. АН СССР. 1970. Т. 192, № 3. С. 619-622.
116. С у п р у н е н к о О.И., Д е к и н Г.П. Об особенностях гравитационного поля Южной Камчатки // Докл. АН СССР. 1968. Т. 181, № 4. С. 956-959.
117. Тектоника Евразии (объяснит. записка к тектон. карте Евразии, м-б 1:5 000 000). М.: Наука, 1966. 487 с.

118. Трухин Ю.П. Некоторые закономерности современного гидротермального процесса: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1971. 35 с.
119. Устинова Т.И. Вулкан Кихпинич // Изв. Всесоюз. геогр. об-ва, 1948. Т. 80, вып. 5. С. 489-496.
120. Устинова Т.И. Камчатские гейзеры. М.: Географиздат, 1955. 128 с.
121. Фаворская М.А. Обзор современных представлений о явлениях "активизации" // Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой. М.: Недра, 1969. С. 100-102.
122. Федотов С.А. О входных температурах магм, образовании, размерах и эволюции магматических очагов вулканов // Вулканология и сейсмология. 1980. № 4. С. 3-29.
123. Флоренский И.В. К вопросу о возрасте кальдер Узон и Крашенинникова // Вулканология и сейсмология. 1984. № 1. С. 102-106.
124. Фролова М.Л. Район Кроноцкой сопки и вулкана Крашенинникова // Вулканы и гидротермальные системы Камчатки. Петропавловск-Камчатский, 1974. С. 193-223.
125. Шандер А.Е. Вулкан Тауншиц // Бюл. вулканол. станций. М.: Наука, 1973. № 49. С. 24-28.
126. Шандер А.Е. Некоторые особенности эволюции тектономагматических структур Камчатки в зависимости от ее блокового строения и движения блоков в позднем кайнозое // Бюл. вулканол. станций. М.: Наука, 1979. № 57. С. 53-65.
127. Шандер А.Е., Краевая Т.С. Формационные ряды наземного вулканического пояса (на примере позднего кайнозоя Камчатки). М.: Наука, 1980. 164 с.
128. Шаратов В.Н., Голубев В.С. Динамика взаимодействия магм с породами. Новосибирск: Наука, 1976. 236 с.
129. Шаратов В.Н., Меламед В.Г. О соотношении времен охлаждения очагов магмы и перемещенных из них расплавов // Докл. АН СССР. 1974. Т. 216, № 1. С. 176-178.
130. Шаратов В.Н., Симбирев И.Б. Структурные и временные соотношения между магматическими и гидротермальными проявлениями // Магматизм и гидротермальные системы Мутновского блока Южной Камчатки. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1979. С. 95-99. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 421).
131. Шаратов В.Н., Симбирев И.Б., Симбирева И.Г. Блоковая структура Южной Камчатки и связь с ней вулканизма верхнеоген-четвертичного возраста // Проблемы глубинного магматизма. М.: Наука, 1979. С. 156-180.
132. Шеймович В.С. Рельеф древних вулканов юга Камчатки // Вопросы географии Камчатки. Петропавловск-Камчатский, 1966. Вып. 4. С. 56-62.
133. Шеймович В.С. Особенности развития дочетвертичных вулканотектонических депрессий на Камчатке // Геотектоника. 1974. № 6. С. 118-125.
134. Шеймович В.С. Игнимбриты Камчатки. М.: Наука, 1979. 180 с.
135. Шеймович В.С., Брайцева О.А., Краевая Т.С. Четвертичные игнимбриты Семейинского района на Камчатке // Кислый вулканизм. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1973. С. 110-120.
136. Шеймович В.С., Хромов В.Т., Гладикова В.М. О возрасте аднейской серии на юге Камчатки // Вопросы географии Камчатки. Петропавловск-Камчатский, 1965, Вып. 3. С. 101-104.

137. Шилин Б.В., Гусев Н.А., Вавилов Е.И. и др. Термопроявления кальдеры Узон по материалам инфракрасной аэрофотосъемки // Сов. геология. 1973. № 2. С. 110-115.
138. Штейнберг Г.С., Ривош Л.А., Чирков А.М. Магнитная съемка в районе Авачинской группы вулканов на Камчатке // Геология и геофизика. 1962. № 2. С. 101-109.
139. Эрлих Э.Н. О структурной приуроченности четвертичного вулканизма Камчатки // Геотектоника. 1965. № 1. С. 93-105.
140. Эрлих Э.Н. Новые данные о вулкано-тектонических структурах Камчатки и вопросы развития четвертичного вулканизма // Геотектоника. 1966. № 6. С. 48-63.
141. Эрлих Э.Н. Структурная приуроченность Узонско-Гейзерного геотермального района // Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Недра, 1974. С. 5-10.
142. Эрлих Э.Н., Мелекесцев И.В. Четвертичный кислый вулканизм западной части Тихоокеанского кольца // Кислый вулканизм. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1973. С. 4-39.
143. Эрлих Э.Н., Мелекесцев И.В. Проблема ритмичности и синхронности вулканизма в кайнозойе // Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974. С. 104-123.
144. Эрлих Э.Н., Брайцева О.А., Зубин М.И. Тектоника Узонско-Гейзерной депрессии // Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Недра, 1974. С. 32-37.
145. Эрлих Э.Н., Мелекесцев И.В., Шанцер А.Е. Новейшая тектоника // Камчатка, Курильские, Командорские острова. М.: Наука, 1974. С. 345-369. (история развития рельефа Сибири и Дальнего Востока).
146. Вассон С.Р., Duffield W.A., Накamura K. Distribution of Quaternary Rhyolite Domes of the Coso Range, California: Implications for Extent of the Geothermal Anomaly // J. Geophys. Res. 1980. Vol. 85, N 5. P. 2425-2433.
147. Vanwell C.G. Thermal energy from the earth's crust. Part I // N.Z.G. On Geology and Geophysics. 1963. Vol. 6, N 1. P. 58-69.
148. Vanwell C.G. Thermal energy from the earth's crust. Part II // N.Z.G. Of Geology and Geophysics. 1964. Vol. 7, N 3. P. 585-594.
149. Belousov V.I., Ivanov B.V. Pumice formations in the area Uzon depression - Geysernaya River Valley in Kamchatka // Bull. Volcanol. 1967. T. 30. P. 75-79.
150. Belousov V.I., Grib E.N., Leonov V.L. et al. On heat supply mechanisms of some hydrothermal systems in Kamchatka // Abstr. Sympos. Arc Volcanism. Tokyo and Hakone, 1981. P. 37-38.
151. Belousov V.I., Grib E.N., Leonov V.L. The role of basalts in the formation of the magmatic convective system in the Semyachinsky geothermal area, Kamchatka // Abstr. Sympos. Generation of Major Basalt Types. Reykjavik, 1982. P. 78-79.
152. Þorvarðarson G. Physical characteristics of natural heat resources in Iceland // Un. Nations Conf. New Sources Energy. Rome, 1961. P. 1-19.
153. Browne P.R.L. Minimum age of the Kawerau geothermal field, North Island, New Zealand // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1979. Vol. 6, N 3-4. P. 213-215.
154. Delarue Ch., Demange J., Varet J., Westercamp D. Structural control of geothermal field location in island arc system: West Indies, Guatemala and Java In-

- onesia // Abstr. Sympos. "Arc Volcanism". Tokyo and Hakone, 1981. P. 71.
155. Duffield W.A., Guffanti M. Geothermal Research Program of the U.S. Geological Survey // Menlo Park, California 94025, 1981. 108 p. (U.S. Geological Survey. Open-File Report; 81-564).
 156. Duffield W.A., Bacon C.B., Dalrymple G.B. Late Cenozoic volcanism, geochronology and structure of the Coso Range, Inyo Country, California // J. Geophys. Res. 1980. Vol. 85, N 5. P. 2381-2404.
 157. Francis T.J.G. A new interpretation of the 1968 Fernandina caldera collapse and its implications for mid-ocean ridges // Geophys. J. of the Royal Astron. Society. 1974. Vol. 39. P. 301-318.
 158. Kirsanov I.T. Acid volcanism and thermal manifestation on the area of Mutnovsky and Gorely volcanoes (Southern Kamchatka) // Bull. Volcanol. 1967. Vol. 30. P. 139-153.
 159. Lachenbruch A.H., Sass J.H., Munroe R.J., Moses Jr. T.H. Geothermal Setting and Simple Heat Conduction Models for the Long Valley Caldera // J. Geophys. Res. 1976. Vol. 81, N 5. P. 769-784.
 160. Locardi E., Lombardi G., Finicciello R., Parotto M. The main volcanic groups of Latium (Italy): relations between structural evolution and petrogenesis // Geologica Romana. 1976. Vol. 15. P. 279-300.
 161. Shaw H.R. Comments on viscosity, crystal setting and convection in granitic magmas // Amer. J. Sci. 1965. Vol. 263. P. 120-152.
 162. Shaw H.R., Wright T.L., Reck D.L., Okamura R. The viscosity of basaltic magma: An analysis of field measurements in Makeopuhi lava lake, Hawaii // Amer. J. Sci. 1966. Vol. 266. P. 254-264.
 163. Sigvaldason E.G. Rifting, magmatic activity and interaction between acid and basic liquids (the 1975 Askja eruption in Iceland) // Univ. Iceland Press, 1979. P. 48. (Nordic Volcanol. Inst.; 79-03).
 164. Smith R.L., Bailey R.A. Resurgent cauldrons // Studies in Volcanology: a Memoir in Honor of Hower Williams / Ed. R.R.Coast, R.L.Hay, C.A.Anderson. 1968. P. 613-662. (Geol. Soc. Am. Mem.; Vol. 116).
 165. Sumi K., Takashima J. Absolute ages of the hydrothermal alteration halos and associated volcanic rocks in some Japanese geothermal field // Proc. Sec. U.N. Symposium Develop. and Use of Geothermal Resources. Washington, 1976. Vol.1. P. 625-634.
 166. Takashima J. Hydrothermal alteration study as a tool of geothermal exploration and assessment // Abstr. Sympos. "Arc Volcanism". Tokyo and Hakone, 1981. P. 368.
 167. Truesdell A.H. Geochemical techniques in exploration // Proc. Sec. U.N. Symposium Develop. and Use of Geotherm. Resources. Washington, 1976. Vol. 1. P. LIII-LXXIX.
 168. Vakin E., Polak B., Sugrobov V., Erlikh E., Belousov V., Filipenko G. Recent hydrothermal systems of Kamchatka // Geothermics, 1970. Vol. 2, part 2. P. 1116-1133.
 169. Vogt P.R. Global magmatic episodes: new evidence and implications for the steady-state Mid-oceanic Ridge // Geology, 1979. Vol. 7. P. 93-98.

Оглавление

Введение	3
Глава I. Геолого-структурная характеристика Паужетского геотермального района	9
Глава II. Геолого-структурная характеристика Мутновского геотермального района	30
Глава III. Геолого-структурная характеристика Семячикского геотермального района	51
Глава IV. Общие черты геологического развития геотермальных районов	64
Глава V. Закономерности развития высокотемпературной гидротермальной деятельности в геотермальных районах и ее связь с магматизмом	70
Глава VI. Особенности строения региональных термовыводящих структур и их роль в структурном контроле высокотемпературных гидротермальных систем	79
Глава VII. Геодинамический анализ структур высокотемпературных гидротермальных систем	87
Заключение	92
Литература	95

Научное издание

ЛЕОНОВ Владимир Леонидович
СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ
ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫХ ГИДРОТЕРМ

Утверждено к печати Институтом вулканологии ДВО АН СССР

Технический редактор Н.В. Вишневецкая
Художник Л.Н. Рабенау
Художественный редактор Л.В. Кабатова
ИБ № 40119

Подписано к печати 13.06.89.Т - 00193
Формат 60x90/16. Бумага офсетная № 1. Печать офсетная
Усл. печ. л. 6,5+0,1 вкл. Усл. кр.-отт. 7,0. Уч.-изд. л. 8,0
Тираж 600 экз. Тип. зак. 1656. Цена 1р. 60к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени I-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

1 р. 60 к.

5160