

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
КАМЧАТСКОЕ ПРОИЗВОДСТВЕННОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОБЪЕДИНЕНИЕ
«КАМЧАТГЕОЛОГИЯ»

ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Масштаб 1 : 200 000

Серия Западно-Камчатская

Лист О-57-ХVIII,
О-58-ХIII (р. Сановаям, Ивашка)

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

МОСКВА • 1998

УДК 55(084.3М200) : 528.94.065(571.66)

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Серия Западно-Камчатская. Лист О-57-ХVIII, О-58-ХIII (р. Сановаям, Ивашка). Объяснительная записка. М., 1998. 88 с. + 4 вкл. (МПР России, «Камчатгеология»).

Табл. 3, ил. 4, список лит. 35 назв., прил. 1.

Составители *Н. Т. Демидов, Г. С. Сулима*

Редактор *П. А. Коваль*

Утверждено

Научно-редакционным советом Мингео СССР
при ВСЕГЕИ 31 марта 1986 г.

© Министерство природных ресурсов
Российской Федерации, 1998

© «Камчатгеология», 1998

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа О-57-ХVIII, О-58-ХIII расположена в северо-восточной части п-ова Камчатка и охватывает водораздел Срединного хребта, его восточные склоны, побережье и акваторию пролива Литке. Она ограничена координатами 58° — $58^{\circ}40'$ с. ш. и 160° — $162^{\circ}30'$ в. д. По административному делению относится к Карагинскому и Тигильскому районам Корякского автономного округа Камчатской области РФ. Площадь, занятая сушей, составляет 5030 км^2 , акватории — 1485 км^2 .

В орографическом отношении район разделяется на западную, высокогорную, часть и восточную — низкогорную, которая переходит в пологоувалистую прибрежную равнину, местами сильно заболоченную. Водораздельная часть Срединного хребта представляет собой типичное высокогорье с альпийскими формами рельефа, характеризующееся глубоким расчленением горных массивов, острыми, часто пикообразными вершинами, V-образными, каньонообразными и троговыми долинами рек, большими относительными превышениями (до 1000 м). Верхние части склонов изобилуют крупноглыбовыми осыпями, часто встречаются цирки и кары, которые даже в летнее время заполнены льдом и снегом. В этой части находятся самые высокие вершины района: сопка Тылелес (2253 м), скала Палец (2138 м), гора Паук (1867 м), а также потухшие вулканы Лангтуткин (1545 м) и Снеговой (2172 м). Фундамент этих вулканов сложен покровами среднетвердых базальтов, образующих плато, абсолютные отметки поверхности которого достигают 800 — 900 м . К востоку абсолютные отметки понижаются до 500 — 600 м и менее, и высокогорье постепенно переходит в низкогорье. Для этой территории характерны мягкие, сглаженные очертания отрогов и возвышенностей с небольшими относительными отметками. Низкогорье расчленено террасированными долинами рек. В бассейнах наиболее крупных водотоков (Русаковой, Ламутской, Хайлюли) и особенно в нижнем их течении низкогорье переходит в пологоувалистую равнину. В южной части территории, на прибрежной пологоувалистой равнине, возвышается вулканическая постройка — гора Хайлюля (1145 м). В восточной части района, примыкающей к проливу Литке, широко развит холмисто-западный рельеф ледникового происхождения, для ко-

торого характерно большое количество мелких озер, заполняющих многочисленные межхолмовые понижения — западины. Берег моря представляет собой галечную полосу шириной до 40—50 м, ограниченную почти на всем протяжении обрывом высотой до 50 м.

Гидрографическая сеть района представлена хорошо разветвленной системой рек, наиболее крупными из которых являются Сановаям (Русакова) с притоками Хухотваям, Хухлотваям, Изтваям, Хайлюля с притоками Правая и Левая Хайлюля и Ламутская. Более мелкие реки и горные потоки являются притоками последних. Все перечисленные реки берут начало в отрогах Срединного хребта и впадают в Берингово море, пересекая всю площадь в восточном и юго-восточном направлении. В западной части, в пределах Срединного хребта, речная сеть глубоко расчленяет горные массивы и густота ее здесь максимальная. Питание рек осуществляется главным образом за счет талых вод и атмосферных осадков, отчего уровень воды в них значительно колеблется. Во время таяния снега (июнь) и обильных дождей (август) уровень воды поднимается на 2—3 м. В это время большинство рек и ручьев непроходимы вброд даже в их верховьях. Меженный период наблюдается в сентябре и октябре, когда большинство крупных рек проходимы вброд. Длина рек Сановаям (Русакова), Хайлюля достигает 70—80 м. Ширина их колеблется от нескольких до 100 м. И лишь р. Хайлюля в приустьевой части имеет ширину 150—200 м. Глубина их не превышает 2—3 м, средняя глубина — 0,7—1,2 м. Скорость течения колеблется от 2 до 3 м/с. Мелкие речки имеют небольшую длину (10—20 км), ширина их — от нескольких до десятков метров, глубина — 0,3—1 м.

Климат района морской холодный, характеризуется коротким дождливым летом и продолжительной холодной зимой. Максимальная температура +25 °С, минимальная — 48 °С. Среднегодовая температура колеблется от —2,5 до —6,5 °С. Продолжительность безморозного периода в среднем 70 дней. Снежный покров устанавливается в горной части в середине октября, на прибрежной низменности — в начале ноября. Мощность снежного покрова достигает 3—5 м. Он сходит в прибрежной зоне обычно в июне, однако мощные снежники у бортов долин сохраняются до августа. Среднее количество осадков — 550 мм в год. Большая часть осадков приходится на осенне-зимний период. Зимой господствуют северные и северо-восточные ветры, летом — юго-западные, сопровождающиеся туманами и дождями.

В распределении растительности отмечается вертикальная зональность. Самые низкие, обычно заболоченные, участки покрыты густыми травами, преимущественно осоковыми. На сухих тундрах и на слабовозвышенных участках распространена кустарниковая растительность. Склоны гор покрыты березовым лесом, который на высоте 400—500 м над уровнем моря сменяется кедровым и ольховым стлаником. Выше отметок 700—800 м, на вершинах и водоразделах растительность отсутствует либо представлена скуд-

ными покровами мхов. В долинах крупных рек растут тополь, ветла, чозения.

Населенные пункты Ивашка и Хайлюля расположены на берегу Берингова моря. В первом находится Русаковский рыбокомбинат и центральная усадьба рыболовецкого колхоза им. Беккерова. Хайлюля является сезонным поселком, работы в котором проводятся в рыбную путину. Число жителей в поселках достигает нескольких сот человек. Сообщение этих поселков с г. Петропавловском-Камчатским и другими населенными пунктами осуществляется летом морским и воздушным путями, зимой — воздушным: самолетами типа Ан-2. На остальной территории населенные пункты, а также дороги и тропы отсутствуют, за исключением грунтовой дороги, связывающей пос. Ивашка с Русаковскими горячими ключами.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Первые представления о геологическом строении и полезных ископаемых района были получены при площадной геологической съемке масштаба 1 : 1 000 000, проведенной в 1953 г. В. Т. Дьяченко [24]. В результате этих работ были установлены меловые, третичные и четвертичные отложения, а также интрузии диоритов и кварцевых диоритов. В 1958 г. северная часть территории была охвачена геологической съемкой масштаба 1 : 500 000, проведенной В. Г. Крымовым [26], который придерживался в своих стратиграфических построениях стратиграфической схемы, разработанной В. Т. Дьяченко. Им лишь было дано более детальное расчленение четвертичных отложений и интрузивных пород. В 1959 г. под руководством А. В. Аксеновича [11] в пределах территории была проведена комплексная гидрогеологическая съемка масштаба 1 : 500 000. Впервые комплексы пород были сопоставлены с фаунистически охарактеризованными образованиями Западной Камчатки.

В 1968—1971 гг. М. Ю. Хотиным [17] и Н. Т. Демидовым на территории листов О-57-ХVIII и О-58-ХIII была проведена геологическая съемка и поиски полезных ископаемых в масштабе 1 : 200 000 [18], в результате чего установлены меловые и палеогеновые отложения. Неогеновые вулканогенные образования расчленены на березовскую свиту и алнейскую серию. Поисковыми работами выявлены проявления золота, серебра, серы, алунита, а также новые выходы минеральных и термальных вод.

В 1975—1978 гг. Я. В. Илечко [25] на северную часть района составил аэрофотогеологическую карту масштаба 1 : 50 000. В юго-западной части района в 1978 г. Н. Т. Демидов провел тематические работы по изучению плио-плейстоценовой границы [21].

В 1979 г. вышла работа С. Е. Апрелькова по вулcano-тектоническим структурам, выделенным дистанционными методами в пределах Центрально-Камчатского вулканического пояса [12]. В результате этих работ в западной части района выявлены отдельные структуры.

В 1976—1980 гг. палеонтологической партией под руководством В. М. Гладиковой [16] проведены работы в среднем течении р. Вэнхавайя и на основании фауны установлены отложения воямпольской серии.

В 1980—1982 гг. В. В. Хитров проводил региональные геолого-геофизические поисковые работы в пределах шельфовой зоны пролива Литке по выявлению россыпей золота [35]; была дана отрицательная оценка золотоносности рыхлых четвертичных отложений прибрежно-шельфовой зоны района.

Первые данные по геофизической изученности района были получены при проведении аэромагнитной съемки масштаба 1 : 200 000 [33], в результате которой был выделен ряд магнитных аномалий, отвечающих вулканогенным образованиям неоген-четвертичного возраста. Гравиметрическими работами, проведенными в 1967 г., уточнено положение Центрально-Камчатского глубинного разлома [14]. В 1975 г. на акватории пролива Литке проводились сейсморазведочные работы, которыми в осевой части пролива, за пределами района, была установлена положительная структура [27]. В 1976 г. на территории листов были проведены электро-разведочные работы масштаба 1 : 500 000 под руководством Ю. Ф. Мороза [29], в результате которых было выделено Хайлюлинское поднятие. В 1976—1978 гг. В. Ф. Попова [32] провела гравиразведку и магниторазведку масштаба 1 : 50 000 в восточной части площади с целью выявления возможных нефтегазоперспективных локальных структур.

В 1977 г. северная часть района покрыта аэромагнитной съемкой масштаба 1 : 50 000 [34] и гравиметрической съемкой масштаба 1 : 200 000 [28], а в 1979—1981 гг. гравиметрическая съемка масштаба 1 : 200 000 была проведена в южной части площади [31]. В результате этих работ были уточнены границы между структурно-фациальными зонами, подтверждено и уточнено местоположение ряда разломов. В 1984 г. в восточной части площади Н. Т. Демидов провел стратиграфические работы с целью изучения меловых, палеогеновых и неогеновых образований [22]. В настоящее время на территории листов проводятся геологосъемочные работы масштаба 1 : 50 000.

При подготовке к изданию геологической карты листов О-57-ХVIII и О-58-ХIII, совмещенной с картой полезных ископаемых, и объяснительной записки к ней, использованы материалы геологической съемки масштаба 1 : 200 000, а также результаты всех завершенных работ. Кроме того, при составлении геологической карты и записки к ней уточнены данные, полученные при дешифрировании аэрофотоснимков средней дешифрируемости масштаба 1 : 35 000 и радиолокационных снимков масштаба 1 : 200 000.

Геологическая карта рассматриваемого района увязана по контурам с изданной геологической картой О-58-VII (автор Ю. А. Новоселов [30]) и подготовленными к изданию геологическими картами О-57-XII (автор А. К. Боровцов [13]) и О-57-XVII (автор Н. Т. Демидов [20]). Некоторая разница в индексах кайнозойских отложений обусловлена появлением новых данных по рассматриваемой территории. Сведения о полезных ископаемых даны на карте по состоянию на 1 января 1985 г.

СТРАТИГРАФИЯ

Территория листа сложена мощным и сложнопостроенным комплексом преимущественно вулканогенных и туфогенно-осадочных пород позднемелового и кайнозойского возраста.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

ВЕРХНИЙ МЕЛ

Ирунейская свита (K_2ir) объединяет вулканогенно-кремнистые отложения, широко развитые в районе высот 723; 665; 821,8, а также к северу от горы Хайлюля, где они участвуют в строении небольших тектонических блоков.

Свита сложена окремненными туфами, туфобрекчиями, туфоконгломератами, туфопесчаниками, базальтами, андезитами, игнимбритоподобными породами и кремнистыми породами, содержащими многочисленные остатки грубобристых иноцерамов. Часто встречаются потоки лав и пласты туфов андезидацитов. Наиболее низкие горизонты ирунейской свиты обнажены на правобережье р. Хайлюля, в районе одноименной горы, где описан следующий разрез*:

1. Кремнистые породы зеленовато-серой, желтовато-зеленоватой, темно-серой или светло-зеленой окраски, хорошо слоистые. Мощность слоев колеблется от долей до 20—30 см (редко 0,5—1 м). В них встречаются конкреции дымчатых или черных кремней от 2—3 до 10—15 см в поперечнике, а также линзовидные прослои кремней (до 0,8—1 м). Присутствуют единичные слои (до 1 м) черных псефосаммитовых туфов с многочисленными обломками иноцерамов	300
2. Туфы псефитовые темно-серые, зеленоватые окремненные	110
3. Туфы пелитовые и алевроитовые темно-серые, зеленоватые	70
4. Туфы псаммитовые буровато-серые, зеленоватые	80

Мощность отложений 560 м.

* Здесь и далее описание разрезов дается снизу вверх.

К югу от горы Ламутская, на правобережье р. Хайлюля, обнажается верхняя часть ирунейской свиты, сложенная туфами, туфобрекчиями, андезитами, андезидацитами, дацитами, игнимбритоподобными породами, туфопесчаниками с многочисленными обломками иноцерамов. Здесь обнажаются:

1. Туфы пелитовые окремненные зеленоватые	2
2. Игнимбритоподобные породы с миндалинами кварца	2
3. Туфы псаммитовые окремненные ярко-зеленые	6
4. Андезиты миндалекаменные с шаровой отдельностью	12
5. Туфы пелитовые окремненные темно-серые	60
6. Туфобрекчии с обломками кремнистых пород	60
7. Туфопесчаники псаммитовые желтовато-серые	5
8. Туфобрекчии коричневые с обломками кремней	43
9. Туфы пелитовые окремненные зеленые	2
10. Андезиты и андезидациты с миндалинами кварца	111
11. Игнимбритоподобные породы светло-зеленые с обломками кремнистых пород и иноцерамов	45
12. Дациты коричневые миндалекаменные	20
13. Туфопесчаники с прослоями (5—10 см) кремнистых пород и туфоконгломератов (до 0,2—0,5 м)	40
14. Туфы псаммитовые, переходящие в туфобрекчии	20
15. Туфопесчаники псаммитовые зеленовато-серые	15
16. Туфобрекчии светло-зеленые с обломками андезитов	6
17. Туфы псаммитовые зеленые	16
18. Туфобрекчии с прослоями туфопесчаников	120
19. Туфопесчаники с прослоями (0,3—0,6 м) туфобрекчий	25
20. Туфобрекчии светло-зеленые	10

Мощность отложений 620 м.

Базальтам свойственна порфировая и гломеропорфировая структура. Вкрапленники представлены плагиоклазом (битовнитом), часто альбитизированным и хлоритизированным пироксеном. Основная масса сложена лейстами альбитизированного плагиоклаза, погруженными в хлоритизированное вулканическое стекло, зернышками ильменита и магнетита.

Андезиты, андезидациты и дациты состоят из микролитовой и гиалопилитовой основной массы и вкрапленников преимущественно альбитизированного плагиоклаза. Реже по нему развивается хлорит. Единичные фенокристаллы темноцветных минералов нацело замещены хлоритом и карбонатом. Основная масса состоит из альбитизированных микролитов плагиоклаза и вулканического стекла, превращенного в кварц-хлоритовый агрегат, а в андезидацитах и дацитах в ней присутствуют мелкие зернышки кварца. Кроме того, встречаются зернышки магнетита и апатита.

Туфы и туфобрекчии состоят из обломков пород, кристаллов и стекла, количество которых варьирует в широких пределах. Среди обломков пород доминируют андезиты и кремнистые породы, а среди кристаллов — плагиоклаз. Последний обычно альбитизирован, частично хлоритизирован и карбонатизирован. В обломках пород редко встречаются кератофиры с бурой трахитоидной основной массой и

Таблица 1

Химический состав вулканических пород района, вес. %

№ п.п.	Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	Сумма
Ирунейская свита																	
1	39л	45,42	0,83	15,22	8,51	3,79	0,23	9,11	8,92	1,61	0,48	0,07	0,16	0,19	2,24	2,86	99,64
2	117-2	45,60	0,70	16,40	5,40	4,05	0,12	7,22	4,09	4,52	1,08	0,14	0,16	1,87	2,30	6,27	99,92
3	120-1	51,56	0,80	17,54	5,47	2,64	0,15	2,66	7,01	4,50	0,79	0,10	0,20	3,08	0,94	2,40	99,84
4	121-2	62,10	0,70	16,30	2,04	2,26	0,12	1,61	4,94	3,00	1,83	0,03	0,20	0,69	0,37	3,56	99,75
5	122л	60,62	0,78	18,26	3,71	2,33	0,14	2,62	2,47	4,0	1,23	0,14	0,27	0,10	0,63	2,47	99,77
6	123а	61,38	0,89	15,08	6,93	1,05	0,40	2,14	1,40	5,04	3,40	0,07	0,36	0,21	0,46	1,15	99,96
7	117-8	64,56	0,69	11,70	7,72	1,51	0,03	3,31	2,13	3,17	1,26	0,09	0,12	0,58	0,95	1,95	99,77
8	38б	68,36	0,69	11,59	1,96	2,74	0,19	2,26	2,97	3,10	2,26	0,05	0,13	1,65	0,51	1,57	100,03
9	38в	68,70	0,69	12,41	1,96	2,74	0,19	2,18	2,64	3,37	2,91	0,03	0,15	1,37	0,49	0,05	99,88
10	123-2	68,70	0,65	13,44	1,73	1,77	0,10	1,01	2,80	3,16	5,00	0,14	0,21	0,47	0,18	0,85	100,21
Березовская свита																	
11	26б	49,74	0,83	16,80	2,76	5,75	0,16	5,32	8,92	3,64	0,36	0,03	0,09	0,66	0,66	4,32	100,04
12	28	51,94	0,95	19,68	5,60	3,78	0,14	2,90	7,51	2,33	0,36	0,64	0,14	0,33	0,99	3,10	100,39
13	50а	50,66	0,88	17,18	6,09	2,53	0,13	4,84	6,73	3,24	0,12	0,03	0,16	0,10	1,65	5,21	99,55
14	27	62,84	0,78	15,61	3,71	2,74	0,15	2,02	5,27	4,68	0,88	0,08	0,24	0,13	0,23	0,87	100,23
15	36г	65,46	0,75	14,30	2,22	2,37	0,18	1,61	2,58	4,36	2,43	0,03	0,17	1,03	0,51	1,48	99,48
16	55б	64,94	0,65	15,80	2,29	2,30	0,08	1,81	2,75	3,72	2,40	0,03	0,15	0,58	0,61	1,59	99,70
17	140г	66,40	0,61	12,45	3,13	1,82	0,09	5,44	3,48	3,26	2,00	0,07	0,13	0,19	0,33	1,00	100,40
18	51г	67,84	0,59	13,69	2,47	1,87	0,09	2,22	2,58	3,67	1,02	0,03	0,10	0,09	0,88	3,20	100,34

№ п.п.	Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	Сумма
Алнейская серия																	
Нижняя толща																	
19	51в	48,42	0,91	18,89	4,84	3,74	0,14	3,39	7,80	3,34	0,39	0,14	0,16	2,70	1,33	3,62	99,81
20	51г	50,36	0,94	18,67	6,41	2,87	0,12	3,87	7,07	2,64	0,18	0,03	0,19	0,85	1,11	3,99	99,30
21	52	50,92	0,94	19,69	5,34	3,88	0,14	4,39	9,98	2,07	0,24	0,03	0,13	0,13	1,34	0,66	99,88
22	79ж	60,14	0,68	16,72	5,36	1,88	0,13	2,22	6,67	3,16	1,43	0,03	0,13	0,05	0,65	0,99	100,24
23	80	59,62	0,63	17,06	6,09	0,82	0,11	3,31	5,89	2,67	1,45	0,03	0,11	0,05	1,16	1,30	100,30
24	63	60,66	0,66	14,36	3,51	1,75	0,11	2,26	4,54	3,24	1,76	0,03	0,14	1,62	1,08	3,74	99,46
Средняя толща																	
25	104-2	68,98	0,48	15,04	3,04	1,36	0,08	0,97	3,65	2,58	1,00	0,11	0,10	0,08	0,33	1,81	99,61
26	110-1	68,32	0,53	14,01	3,64	1,09	0,10	1,41	3,65	3,30	0,89	0,10	0,10	0,05	0,84	1,64	99,67

1 — базальт (высота 665); 2 — базальт (верхнее р. Южная); 3 — базальт (высота 723); 4, 5, 6 — андезиты (высота 665); 7 — дацит (верхнее р. Южная); 8, 9 — игнимбрииты (правый приток р. Ламутская); 10 — игнимбриит (высота 665); 11, 12 — базальты (правый приток р. Южная); 13 — базальт (р. Ламутская); 14 — андезит (р. Южная); 15 — дацит (р. Южная); 16 — дацит (высота 924); 17 — дацит (р. Ламутская); 18 — игнимбриит (левобережье р. Ламутская); 19, 20, 21 — базальты (левобережье р. Ламутская); 22, 23 — андезиты (р. Вознавая); 24 — андезит (высота 936); 25 — риодацит (р. Ламутская); 26 — риодацит (высота 758).

Примечание. Анализ выполнен в ЦИ ПГО «Камчатгеология» аналитиком С. И. Турищевой [23].

хлорито-кварцевые сланцы. Вулканическое стекло в обломках раскристаллизовано в микро- и криптозернистый агрегат хлорита, альбита, эпидота и цеолита. Встречаются обломки пемзы с реликтовой перлитовой отдельностью и пузыристым строением. Игнимбриитоподобные породы имеют бластофлюидальную структуру с реликтами пепловой структуры и сланцеватую текстуру. Они состоят из обломков плагиоклаза, погруженных в хлоритизированное или цеолитизированное вулканическое стекло. Реже встречаются обломки пироксена, вулканического стекла и пемзы, андезитов и дацитов. Химический состав базальтов, андезитов, дацитов и игнимбриитоподобных пород приведен в табл. 1 (анализы 1—9).

Кремнистые породы сложены криптозернистым или микрозернистым агрегатом кварца, в котором находятся мелкие обособления более крупнозернистого кварца, а также зерна карбоната, листочки глинистого вещества, обломки минералов и бурые хлопья гидроксидов железа.

В отложениях ирунейской свиты обнаружены многочисленные остатки иночерамов, среди которых Л. И. Ястремская определила: *Inoceramus schmidti* Mich., *In. ex gr. schmidti* Mich., *In. cf. sachalinensis* Sok., *In. cf. elegans* Sok., *Patella (Helcion) cf. gigantea* Schmidt var. *depressa* Schmidt. Эти виды характерны, по заключению Л. И. Ястремской, для сантон-кампанских и кампанских отложений о. Сахалин, Северной Америки и Японии. Мощность свиты более 1300 м.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

ЭОЦЕН

Тигильская серия

Снатольская свита (P_{2sn}) имеет ограниченное распространение (площадь около 2 км²) и обнажается у водораздела Среднего хребта (высота 1796). Отложения представлены монотонным переслаиванием слоев (мощность 5—10 м) песчаников, среди которых встречаются маломощные прослои (до 0,5 м) гравелитов. Подстилающие свиту образования на этом участке не обнажены. Однако севернее рассматриваемой площади снатольская свита, по данным А. К. Боровцова [13], залегает с угловым несогласием на позднемиоценовых отложениях.

Песчаники преимущественно мелкозернистые, хотя часто встречаются более крупнозернистые разности, переходящие в гравелиты, с неравномерно рассеянной мелкой хорошоокатанной галькой, а также редкими обуглившимися растительными остатками. Участками в песчаниках наблюдаются округлые конкреционные образования до 0,3 м в поперечнике, состоящие из известкового

песчаника. Породы сложены угловатыми обломками (45—90 %), состоящими из алевролитов, кремнистых сланцев, габбро, эффузивов, кварца и плагиоклаза. Реже встречаются обломки глауконита и биотита. Цемент — глинисто-карбонатный, базальный.

В отложениях свиты обнаружены остатки моллюсков [16]: *Acila cf. kovatschensis* (L. Krisht.), *Yoldia cf. chehalisensis* (Arnold), *Cardita* sp. indet., *Macoma cf. tigilensis* L. Krisht., *Solen tigilensis* Slod. Эта фауна, по заключению Л. К. Пелехатой, характерна для увучинского горизонта снатольской свиты, датированного средним эоценом. Вскрытая мощность свиты 150 м.

Ковачинская серия (P₂kv)

Серия объединяет осадочные образования, обнажающиеся в междуречье Ламутская—Сановая, в низовьях р. Хайлюля, в окрестностях горы Хайлюля, а также на высотах 111,9; 103 и др. Сложена она алевролитами, аргиллитами и песчаниками, изредка встречаются гравелиты и линзы (мощностью до 10—15 см) черного афанитового известняка, а также известковые конкреции до 10—15 см в поперечнике (в редких случаях до 0,5—0,8 м). Характерно присутствие обуглившихся растительных остатков. Особенно часто они встречаются в песчаниках и алевролитах, обнажающихся по притокам р. Ламутская, где совместно с ними встречаются хорошо окатанные мелкие гальки пироксеновых базальтов.

Ковачинская серия несогласно залегает на размытой поверхности меловых отложений с пачкой разногалечных конгломератов в основании (р. Южная). На отложениях снатольской свиты она залегает согласно. Контакт между ними фиксируется по смене песчаных образований алевролитами и аргиллитами (гора Паук).

Нижняя часть серии сложена мощными пачками песчаников и аргиллитов. Верхние горизонты ее представлены песчаниками, алевролитами и аргиллитами, находящимися в флишоидном переслаивании между собой, хотя и здесь в самой верхней части серии встречаются мощные пачки алевролитов и песчаников. Самые нижние части разреза серии обнажены в окрестностях горы Хайлюля, где непосредственно на ирунейской свите залегают:

	м
1. Аргиллиты темно-серые, черные с прослоями песчаников и известковыми конкрециями	100
2. Песчаники мелкозернистые зеленовато-серые	70
3. Аргиллиты темно-серые с линзами (0,2—0,3 м) песчаников	10
4. Песчаники разнозернистые с включениями гравия, углистых остатков и конкреций известняка	30
5. Аргиллиты темно-серые	15
6. Песчаники мелкозернистые темно-зеленые	2
7. Переслаивание песчаников и аргиллитов	0,5
8. Песчаники с прослоями (до 5 см) аргиллитов	5
9. Аргиллиты черные скорлуповатые	0,5
10. Песчаники с прослоями аргиллитов	10

Мощность отложений 243 м.

Флишоидная часть серии обнажена в междуречье Ламутской и Русаковой, где в районе высот 111,9 и 103 разрез ее начинается грубозернистыми песчаниками, переходящими в гравелиты с мелкой галькой базальтов и редкими остатками углистого детрита. Вверх по разрезу эти породы сменяются тонкозернистыми песчаниками, обладающими зачастую каравасобразной отдельностью. Стратиграфически выше залегает пачка флишоидного переслаивания тонкоплитчатых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Мощность чередующихся слоев колеблется от 5 до 20 см, иногда достигая 0,4 м. Заканчивается разрез серии алевролитами и аргиллитами с известковыми конкрециями до 0,2—0,3 м в поперечнике. Характерно присутствие в этой части разреза выдержанных маломощных (до 3—5 см) зеленых пелитовых рыхлых туфов.

Наиболее полный разрез флишоидной части серии составлен по притоку р. Ламутская, где обнажены:

	м
1. Песчаники разнозернистые, переходящие в гравелиты. Встречаются прослой (0,05—0,1 м) алевролитов	80
2. Флишоидное переслаивание песчаников и аргиллитов. Мощность чередующихся слоев колеблется от 5—10 см до 0,3—0,4 м. Присутствуют линзы и конкреции известняка	100
3. Переслаивание песчаников и алевролитов	30
4. Песчаники мелкозернистые глинистые с редкой галькой	20
5. Аргиллиты с известковыми конкрециями, прослоями пелитовых туфов и остатками моллюсков (определения В. М. Гладиковой): <i>Variamusium</i> sp. (cf. <i>V. pillarense</i> Slod.), <i>Cardita</i> cf. <i>kovatschensis</i> Slod.	100

Мощность отложений 330 м.

Выше по разрезу эти алевролиты перекрываются разногалечными конгломератами гакхинской свиты.

Песчаники состоят из угловатых обломков плагиоклаза, кремнистых и глинистых пород. Реже встречаются обломки клинопироксена и амфибола. Иногда присутствуют обломки разложившегося вулканического стекла и пирита. Цементом является карбонат, глинистое вещество с чешуйками хлорита.

Алевролиты и аргиллиты отличаются друг от друга по размеру обломочного материала и соотношению глинистого вещества, цементирующего эти обломки. В аргиллитах глинистое вещество волокнистого строения составляет не менее 95 %. В алевролитах обломки заметно преобладают над глинистым цементом. Они представлены плагиоклазом, кварцем, пироксеном и кремнистыми породами. В глинистом цементе многочисленны чешуйки хлорита.

В отложениях ковачинской серии обнаружены остатки моллюсков (определения В. М. Гладиковой и Л. Н. Коновой): *Variamusium pillarense* Slod., *Delectopecten krilyonensis* L. Krisht., *Cardita* aff. *tigilensis* L. Krisht., *C. cf. kovatschensis* Slod., *Lima twinensis* Durch., указывающие на позднеэоценовый воз-

раст вмещающих отложений. Однако в них обнаружены также остатки спор, пыльцы и микрофауны, которые, по мнению З. Ш. Соколовой и Т. И. Таривердиевой, указывают на палеоценовый возраст. Такое различие возраста ковачинской серии по данным макрофауны, с одной стороны, и данным спорово-пыльцевому и микрофаунистическому анализов — с другой, объясняется привнесом спор, пыльцы и микрофауны из более древних отложений. Нами принимается позднеэоценовый возраст. Мощность ковачинской серии 600 м.

ОЛИГОЦЕН

Воямпольская серия

Гакхинская свита (P_{3gk}) объединяет комплекс осадочных образований, широко распространенный в районе гор Ламутская, Сановая, по рекам Вэвыссенваям, Вээнхаваям, Южная и Правая Хайлюля и др.

Сложена свита песчаниками и алевролитами, в той или иной мере туфогенными. Реже встречаются аргиллиты и конгломераты, а также конкреции (до 0,5—0,8 м), линзы и пласты (до 0,8—1 м) афанитового черного или темно-серого известняка. Часто наблюдаются прослои (до 0,3—0,5 м) зеленовато-серых и буроватых алевропсаммитовых туфов. Гакхинская свита согласно залегает на отложениях ковачинской серии. Так, по р. Вэвыссенваям на черных ковачинских аргиллитах залегает маломощная (до 10—15 м) пачка синевато-серых и зеленовато-голубых песчаников и алевролитов, которые на Западной Камчатке приурочиваются к основанию гакхинской свиты. Эти песчаники и алевролиты вверх по разрезу сменяются скорлуповатыми конкрециевидными туфогенными алевролитами и песчаниками, содержащими остатки олигоценовых моллюсков. Иногда в основании гакхинской свиты залегает пачка конгломератов, мощность которой колеблется от 3 до 25 м. Конгломераты зеленовато-серые с хорошоокатанной галькой андезитов и базальтов. Среди гальки подстилающие породы обычно не встречаются, за исключением черных афанитовых известняков.

Наиболее полный разрез гакхинской свиты составлен по левому притоку р. Ламутская, где обнажены:

	м
1. Конгломераты с прослоями песчаников	25
2. Алевролиты туфогенные с прослоями песчаников	40
3. Аргиллиты и алевролиты темно-серые, черные туфогенные	25
4. Песчаники с прослоями алевролитов и аргиллитов и остатками моллюсков (определения В. М. Гладиковой): <i>Yoldia</i> ex gr. <i>cerussata</i> Slod., <i>Laternula altarata</i> L. Krishit., <i>Periploma</i> cf. <i>kariboensis</i> L. Krishit., <i>Cardita</i> ex gr. <i>pilvoensis</i> Khom.	70
5. Алевролиты и аргиллиты темно-серые туфогенные	60

Мощность отложений 220 м.

Выше с размывом залегают туфоконгломераты нижней толщи алнейской серии.

На южном склоне горы Кануритунуп гакхинскую свиту слагают:

1. Алевролиты туфогенные с шаровидными конкрециями известняка и остатками моллюсков (определения В. М. Гладиковой): <i>Yoldia tigilensis</i> Slod. и др.	80
2. Переслаивание туфогенных песчаников с алевролитами	50
3. Песчаники мелкозернистые с включениями мелкой гальки	20
4. Песчаники мелкозернистые зеленопато-серые слоистые	30
5. Песчаники с линзами туфитов	70

Мощность отложений 250 м. Они согласно перекрываются андезитами березовской свиты.

На северных склонах горы Паук гакхинская свита представлена серыми и темно-серыми песчаниками с конкрециями известковых песчаников и прослоями туфогенных алевролитов. Они перекрываются черными аргиллитами, на которых с размывом залегают конгломераты и гравелиты нижней толщи алнейской серии.

Песчаники сложены обломками кремнистых и глинистых пород, эффузивов и плагиоклаза. Реже встречаются обломки клинопироксена, калиево-натриевого полевого шпата, кварца и эпидота, а также пепловые частицы вулканического стекла. Обломки цементированы глинистым веществом с мелкими чешуйками зеленого хлорита. Тип цемента — базальный или соприкосновения.

Алевролиты состоят из обломков плагиоклаза, кварца и клинопироксена, погруженных в слабополяризирующую глинистую массу. Аргиллиты представлены зеленовато-буроватым хлоритоглинистым плохополаризующим агрегатом с мельчайшими зернышками кварца, вулканического стекла, пироксена и рудного минерала.

В отложениях свиты обнаружены остатки моллюсков (определения В. М. Гладиковой и Л. Н. Коновой): *Yoldia* ex gr. *cerussata* Slod., *Y.* ex gr. *tigilensis* Slod., *Y. bersoni* Pronina, *Y. ossoriensis* Pronina, *Y. oblukovinensis* L. Krishit., *Laternula altarata* L. Krishit., *L. besshoensis* Yok., *Cardita* cf. *ovalis* L. Krishit., *C.* ex gr. *pilvoensis* Khom., *C. denudata* Slod., *C.* ex gr. *tumiensis* (Khom.), *Laevicardium puchlense* Пуйна и др. Этот комплекс фауны характерен для олигоценовых отложений. В пользу олигоценового возраста свидетельствуют и данные палинологического и микрофаунистического анализов. Мощность свиты 300 м.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Неогеновая система представлена березовской свитой, входящей в состав анавгайской серии, и алнейской серией. В составе последней выделены нижняя, средняя и верхняя толщи.

МИОЦЕН

Анавгайская серия

Березовская свита (N_1br) объединяет комплекс вулканогенных и туфогенно-осадочных образований, широко развитый в районе, значительная часть которого располагается в пределах Центрально-Камчатского вулканического пояса.

Сложена свита андезитами, базальтами, андезибазальтами, дацитами, игнимбритами, туфами и туфобрекчиями разного состава, туфопесчаниками, туфоалевролитами и туфоконгломератами. Эти породы согласно залегают на отложениях гакхинской свиты и связаны с ней постепенными переходами (р. Туагынваям).

Свита характеризуется резкой фациальной изменчивостью, заключающейся не только в смене по простиранию различных вулканических пород, но и в замещении последних туфогенно-осадочными образованиями. Так, в районе горы Ламутская и в верховьях р. Южная непосредственно в обнажениях туфогенные образования березовской свиты фациально замещаются алевролитами и туфопесчаниками с остатками моллюсков, характерных для верхов воямпольской серии.

Нижняя часть свиты сложена андезитами, андезибазальтами, базальтами, туфами, туфобрекчиями, туфоконгломератами и туфопесчаниками. Породы окрашены в темно-зеленый, черный, вишневый, зеленовато-сиреневый и фиолетовый цвета. Они обычно в той или иной степени затронуты гидротермальным изменением, преимущественно пропилитизацией, сопровождающейся пиритизацией. Наиболее полный разрез нижней части свиты обнажен севернее горы Кангалат, где его слагают:

	м
1. Андезибазальты порфиновые с прожилками селадонита	100
2. Пачка переслаивающихся базальтов и их лавобрекчий. Мощность отдельных потоков не превышает 5 м	150
3. Базальты зеленовато-серые порфиновые	30
4. Туфы алевритовые, алевропсаммитовые желтоватые	11
5. Андезиты мелкопорфиновые сиреневато-серые, розоватые	35
6. Туфы псаммитовые пепельно-серые	3
7. Андезиты мелкопорфиновые буровато-серые	15
8. Туфы псаммитовые, псаммопсефитовые серые	27
9. Андезибазальты мелкопорфиновые серые	50
10. Туфы псаммопсефитовые зеленоватые, буроватые слоистые	31

Мощность отложений 452 м.

По р. Вээнхаваям нижнюю часть свиты слагают:

	м
1. Туфопесчаники псаммитовые серые с каравасообразной отдельностью	20
2. Туфопесчаники псаммитовые синевато-серые известковые с растительным детритом	25
3. Туфопесчаники с мелкой галькой, линзами известняка	60

Мощность отложений 105 м.

Стратиграфически выше эти отложения с небольшим угловым несогласием перекрываются гравелитами и песчаниками нижней толщи алнейской серии.

Верхняя часть свиты сложена туфами, туфобрекчиями андезитового и дацитового составов, андезитами и дацитами. Часто встречаются игнимбриты с фьямме черного обсидиана и маломощные (до 0,3—0,5 м) линзы перлита. Последние иногда образуют тела мощностью 2—3 м. Реже встречаются туфогенно-осадочные породы с углистыми остатками. В южной части площади листов верхняя часть березовской свиты представлена пирокластическими образованиями. Лавы андезитов и дацитов встречаются редко в самых верхах свиты. По р. Левые Начики эту часть свиты слагают:

	м
1. Туфобрекчии зеленовато-серые с обломками андезитов	20
2. Туфы псаммитовые дацитового состава серые, зеленоватые	70
3. Туфы алевритовые зеленоватые, светло-серые	110
4. Андезиты амфибол-плагиоклазовые мелкопорфировые серые	250

Мощность отложений 450 м.

В верховьях р. Хухотваям верхнюю часть свиты слагают:

	м
1. Андезиты плагиоклазовые зеленовато-серые	40
2. Дациты мелкопорфировые зеленовато-серые	3
3. Туфобрекчии розовато-серые с размером обломков 0,5—1 см	3
4. Андезиты роговообманковые темно-серые, вишневые	100
5. Андезиты порфировые пепельно-серые	3
6. Лавобрекчии роговообманковых серых андезитов	30
7. Туфобрекчии андезитовые фиолетовые	20
8. Туфы псефитовые зеленые	5
9. Туфобрекчии сиреневые мелкообломочные (0,5—1,5 см)	3
10. Туфы псефитовые зеленоватые	25
11. Ритмичное переслаивание туфов и туфобрекчий	2
12. Игнимбриты серые, зеленоватые с обломками дацитов	20
13. Туфы псаммопелитовые, зеленоватые, серые, желтые	33
14. Дациты порфировые сиренево-фиолетовые, сиреневые	35
15. Лавобрекчии дацитов зеленовато-серые	30
16. Дациты зеленовато-серые с мелкими обломками	7
17. Игнимбриты грубополосчатые сиреневые	15
18. Туфы псаммитовые дацитовые зеленые	2
19. Дациты сиреневые флюидальные	15

Мощность отложений 391 м.

Базальты характеризуются порфировой структурой. Вкрапленники (30—50 %) представлены плагиоклазом и моноклинным пироксеном с преобладанием первого. Плагиоклаз (андезин № 45—50, лабрадор № 60—70) часто пелитизирован и альбитизирован, реже по нему развиваются карбонат, хлорит, гидрослюда и цеолит. Пироксен иногда хлоритизирован. Основная масса пилотакситовая, микролитовая или интересертальная. Она сложена микролитами плагиоклаза и хлоритизированным и карбонатизированным стеклом. Реже по ней развиваются цеолиты и кварц.

Андезиты сложены вкрапленниками плагиоклаза (№ 45—55), клинопироксена, реже ортопироксена, которые погружены в хлоритизированный и карбонатизированный стекло, и основной массой с пилотакситовой, микролитовой и гиалопилитовой структурой.

Дациты — порфировые породы с гиалопилитовой, микроаллотриоморфнозернистой или фельзитовой основной массой. Во вкрапленниках встречаются кварц, олигоклаз-андезин и калиевый полевой шпат, реже клинопироксен. Основная масса часто превращена в кварц-полевошпатовый агрегат. Участками она хлоритизирована. Игнимбриты сложены обломками кристаллов и пород, сцементированных стекловатой массой с пепловой структурой. В обломках встречаются плагиоклаз, кварц, клинопироксен и андезиты. Химический состав базальтов, андезитов и дацитов приведен в табл. 1 (анализы 11—18).

Туфы и туфобрекчии различаются по крупности обломочного материала, среди которого наблюдаются кристаллы плагиоклаза, кварца, реже клинопироксена и амфибола, а также пород, представленных эффузивами, вулканическим стеклом. Породы в целом заметно хлоритизированы и карбонатизированы. Связующая масса обычно глинисто-хлоритовая, часто содержит пепловые частицы. Туфопесчаники состоят из обломков андезитов, дацитов и кварц-хлоритовых пород. Цементируются обломки тонким пирокластическим материалом с примесью глинистого вещества и пепловых частиц. В туфоалевролитах обломки плагиоклаза и вулканического стекла сцементированы зеленовато-бурым хлорито-глинистым веществом.

В туфогенных песчаниках и алевролитах березовской свиты обнаружены многочисленные остатки моллюсков, среди которых В. М. Гладикова и Л. Н. Конова определили: *Yoldia amaninensis* Sim., *Y. pennulata* Slod., *Y. gackhensis* L. Krisht., *Cardita* cf. *subtenta* (Conrad), *C. kinkilana gackhensis* L. Krisht., *C. laxata* Yok., *Nemocardium* cf. *tristiculum* (Yok.), *Liocyma furtiva* Yok., *Mya grewingki* L. Krisht. и др., которые указывают на миоценовый возраст этих отложений. Это подтверждается данными палеофитологического, микрофаунистического и палинологического анализов. В пользу миоценового возраста свидетельствуют также данные радиологического анализа вулканитов березовской свиты (табл. 2, анализы 1—4). Мощность свиты 900 м.

Таблица 2

Данные определений абсолютного возраста

Номер, под которым на карте показано местоположение пробы	Номер пробы	Место взятия пробы	Название породы	Абсолютный возраст породы, млн. лет	Кол-во К, %	Кол-во Ag^{40} 10^{-9} г/г	$\frac{Ag^{40}}{K^{40}}$	Свита, интрузия
1	3128	Правобережье р. Итваям	Игнимбрит	21	2,49	3,67	0,0012	Березовская свита
2	3089	Река Левая Хайлюля	Дацит	20	1,99	2,56	0,0011	»
3	3639-1	Верховье р. Левая Хайлюля	Дацит	20 } 21,5±1,5 23 }	2,66	3,56 4,53	0,0011 0,0013	»
4	5246	Гора Красная	Игнимбрит	15,2	2,49	2,99	0,00085	»
5	3660	Правобережье р. Итваям	Диорит	17	1,99	2,25	0,00095	Миоценовые интрузии
6	3115	Междуречье Итваяма и Левой Хайлюли	Кварцевый диорит	36	2,32	5,66	0,002	»
7	3654	Правобережье р. Итваям	Диорит	30	2,17	4,57	0,0017	»
8	4398	Правобережье р. Хайлюля	Диорит	20	2,16	2,9	0,0011	»
9	4670	Река Кангалатваям	Диорит	20	1,33	1,78	0,0011	»
10	4440	Гора Лангуткин	Дацит	9,68	2,57	1,68	0,000537	Плиоценовое субвулканическое тело

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории абсолютного возраста ДВГУ Ковальчук Т. К.

Алнейская серия

Нижняя толща ($N_1 a_4$) объединяет комплекс туфогенно-осадочных и вулканогенных образований, являющихся наиболее распространенными среди алнейской серии. Туфогенно-осадочные отложения тяготеют преимущественно к нижней части толщи.

На правобережье р. Правая Хайлюля толща включает конгломераты, гравелиты, песчаники и алевролиты, с угловым несогласием залегающие на алевролитах и аргиллитах ковачинской серии:

1. Конгломераты разногальчатые серые ритмичнослоистые. Мощность каждого ритма 3—4 м. Ритм обычно начинается крупнообломочным материалом, который сменяется мелкообломочным материалом (до гравелитов)	60
2. Алевролиты зеленовато-серые с мелкой галькой	5
3. Конгломераты мелкогальчатые с прослоями песчаников	50

Мощность отложений 115 м.

На западных склонах Срединного хребта, в северо-западной части района (р. Тотоланваям), нижняя толща с угловым несогласием залегает на отложениях березовской свиты. Здесь на размытой поверхности туфоаргиллитов, содержащих многочисленные линзы и включения углистого материала, залегают валунные конгломераты, валуны и галька которых хорошо окатаны и представлены эффузивами. Размер обломочного материала колеблется от 5—7 до 20—30 см. Плоскость контакта неровная волнистая с углублениями и карманами, имеющими глубину до 0,5 м. В конгломератах встречаются линзы и прослой псаммитовых и псефитовых туфов мощностью до 0,3 м, а также обломки углефицированной древесины. Мощность конгломератов 1,5—3 м. Они перекрываются пачкой псаммитовых иногда косослоистых туфопесчаников и туфогравелитов.

Стратиграфически выше залегает пачка переслаивания конгломератов, гравелитов, песчаников и туфов. Обломочный материал конгломератов и гравелитов хорошо окатан и представлен кремнистыми породами, аргиллитами и березовскими вулканитами. Прослой мелкогальчатых конгломератов, которые встречаются по всему разрезу, переполнены остатками моллюсков. Последние иногда образуют скопления в виде линз и прослоев. Мощность отложений около 120 м.

Стратиграфически выше с небольшим перерывом залегает пачка андезитов и туфов (около 50—70 м), венчающая разрез нижней толщи.

Таким образом, мощность нижней толщи на западных склонах Срединного хребта достигает 170—200 м. Однако наиболее полные и представительные разрезы нижней толщи развиты в предгорьях

восточной части района. В частности, по р. Вээнхаваям на отложениях туфогенно-осадочной фации березовской свиты, представленной песчаниками, наклоненными по аз. пад. $290^\circ \angle 10^\circ$, с небольшим угловым несогласием залегают:

1. Конгломераты разногальчатые буровато-серые, на 20—30 % сложенные плохоокатанной галькой подстилающих песчаников	2
2. Гравелиты ржаво-бурые, зеленоватые с редкой мелкой хорошоокатанной галькой эффузивов и остатками моллюсков. Элементы залегания слоя: аз. пад. $260^\circ \angle 5^\circ$	1
3. Песчаники разнозернистые с прослоями гравелитов (до 0,5 м), алевролитов с обуглившимися растительными остатками	55
4. Песчаники мелкозернистые серые, буроватые	2
5. Конгломераты разногальчатые ржаво-бурые с отдельными валунами до 25 см в поперечнике. Галька хорошо окатана и состоит из базальтов, андезитов, игнимбринов, встречающихся в разрезе березовской свиты, а также из габбро, диоритов, гранитов, вторичных кварцитов и пропилитов	2
6. Песчаники разнозернистые с включениями гальки и гравия, встречаются прослой гравелитов и углистые остатки	20
7. Туфы разнообломочные, переходящие в туфолавы, туфогравелиты, туфоконгломераты с потоками базальтов	100
8. Туфобрехчии разнообломочные серые	10
9. Туфы псефитовые, переходящие в туфоконгломераты	8
10. Туфоконгломераты зеленовато-серые	7
11. Туфы псаммитовые темно-малиновые	15
12. Андезибазальты, участками гематитизированные	100

Мощность отложений 322 м.

Почти по всему разрезу толщи встречаются обуглившиеся растительные остатки, а в районе горы Сановаям в отложениях толщи присутствуют прослой бурых углей. В центральной части района, пространственно совпадающей приблизительно с осевой зоной Центрально-Камчатского вулканического пояса, туфогенно-осадочные и осадочные отложения в разрезе толщи встречаются редко. Они обычно фациально замещаются вулканогенными образованиями, преимущественно туфами. В частности, в истоках р. Ламутская нижняя толща с резким угловым несогласием залегает на вулканитах березовской свиты. Разрез здесь представлен следующим образом:

Березовская свита

1. Андезиты бордово-серые стекловатые, по простиранию переходящие в лавобрехчии с обломками буроватых андезитов. Вверх по разрезу они переходят в агломератовые туфы или туфолавы, содержащие многочисленные обломки андезидацитов и пемзы размером от лапилли до глыб 0,5 м в поперечнике	50
2. Пачка тонкослоистых туфов от псаммитовой размерности до туфобрехчий. Аз. пад. $95^\circ \angle 25^\circ$	10
3. Игнимбрины светло-серые, зеленоватые с многочисленными обломками андезитов и дацитов с мелкими фьямме	15

4. Андезиты зеленовато-бурые, серые агломератовидные, иногда переходящие в туфоконгломераты. Они резко несогласно залегают на игнимбригах. Элементы залегания: аз. пад. $340^\circ \angle 10^\circ$. Плоскостью контакта слой игнимбригов срезается под острым углом, отчего они западнее полностью выклиниваются. Наиболее хорошо это «срезание» наблюдается в обрывистых склонах высоты 1086, на правом берегу р. Ламутская, где слой игнимбригов (около 70 м) плоскостью контакта пересекается под острым углом на всю мощность. Сами игнимбриги под углом $10-15^\circ$ наклонены к востоку, а перекрывающие их несогласно вулканы нижней толщи — к северо-западу. На контакте с нижней толщей игнимбриги выветрелые и превращены в рыхлый глинистый материал. Мощность зоны выветривания $10-15$ см

5. Туфы псаммопсефитовые и туфобрекчии серые крепкие с многочисленными остроугольными обломками андезитов и базальтов

6. Пачка переслаивающихся псаммопсефитовых туфов и туфобрекчий темно-серых андезитового и базальтового состава. Мощность чередующихся слоев $0,5-2$ м

7. Пачка переслаивающихся разнообломочных серых туфов, иногда переходящих в туфопесчаники и туфоалевролиты

8. Андезиты мелкозернистые буровато-серые, бордовые плагиоклазовые слагают потоки мощностью до 5 м

Мощность отложений 287 м.

Иногда мощность нижней части толщи заметно сокращается, и в таких случаях непосредственно на подстилающих образованиях залегает пачка базальтов, андезибазальтов и андезитов с туфоконгломератами в основании или без них. Так, на водоразделе Ламутской и Хайлюли, на высоте 1062, пачка базальтов и андезитов, наклоненная под углом $30-35^\circ$ к северо-востоку, резко несогласно перекрывает зону гидротермально-метаморфизованных пород формации вторичных кварцитов и пропилитов, развивающихся по вулканитам березовской свиты. Сами андезиты и базальты не изменены.

Песчаники, туфопесчаники и гравелиты различаются размером обломочного материала. Они состоят из обломков эффузивов и кристаллов плагиоклаза и пироксена. Как эффузивы, так и плагиоклаз в обломках обычно карбонатизированы или замещены хлорит-цеолитовым агрегатом. Иногда полностью замещены цеолитом. В туфопесчаниках среди обломков встречается хлоритизированное стекло. Тип цемента — базальный. Алевролиты (туфоалевролиты) сложены мелкими обломочками кристаллов плагиоклаза, амфибола и пироксена. Редко встречаются зернышки монокварцитов. Цементирующая масса глинисто-цеолитовая с хлоритом и иногда с пепловыми частицами.

Базальты имеют порфировую структуру с интерсертальной или пилотакситовой основной массой. Фенокристаллы представлены плагиоклазом и пироксеном. Состав плагиоклаза — лабрадор (№ 50—60). Основная масса состоит из лейт и микролитов плагиоклаза, промежутки между которыми выполнены зернышками клинопироксена, рудного минерала и вулканическим стеклом. По-

следнее хлоритизировано, частично по нему развивается идингсит. Андезитам свойственна порфировая и гломеропорфировая структура. Основная масса гналопилитовая, микролитовая и пилотакситовая. Во вкрапленниках — плагиоклаз, который доминирует, а также клинопироксен, роговая обманка и рудный минерал. Пироксен и роговая обманка частично хлоритизированы, по плагиоклазу развивается карбонат, иногда эпидот. Основная масса сложена микролитами плагиоклаза, погруженными в буроватое разложившееся стекло, насыщенное рудной «пылью». Химический состав базальтов и андезитов дан в табл. 1 (анализы 19—24).

В отложениях нижней толщи обнаружены многочисленные остатки моллюсков, среди которых В. М. Гладикова и Л. Н. Конова определили: *Yoldia kuluntunensis* Slod., *Y. excavata* Dall, *Chlamys pseudohastatus* Sin., *Mytilus chejsleveemensis* Slod., *Modiolus wajampolkensis* Slod., *Cardita kevetscheveemensis* Slod., *Cardium shinjiense* Yok., *Laevicardium corbis* (Mart.), *Taras gravis* Kogan, *Papyridea kipenensis* Slod., *Macoma nasuta* (Conrad), *Mya arenaria* L., *M. japonica* Jay, *Maetra polynyma* Stimp., *Polinices* cf. *galiana* Dall и др. Эта фауна позволяет говорить о том, что нижняя толща, по крайней мере ее нижняя часть, лежит в стратиграфическом разрезе на уровне ильинского горизонта. При геологической съемке масштаба $1 : 200\ 000$ в бассейне Кутины, Кахтаны и Жиловой [19], а также при тематических работах [20, 22] комплекс отложений, отождествляемый с нижней толщей, расчленялся на русаковскую и ламутскую толщи (свиты). Русаковская толща объединяла осадочные и туфогенно-осадочные отложения, а ламутская — вулканогенные, которые по палеомагнитным данным формировались на протяжении «5-й» и «6-й» палеомагнитных эпох. Их верхняя возрастная граница ограничена изохроной 5—5,2 млн лет.

На основании приведенных данных нижняя толща алнейской серии уверенно датируется миоценом. В пользу этого возраста свидетельствуют также данные спорово-пыльцевого и диатомового анализов, проведенных З. Ш. Соколовой и Л. М. Долматовой. Мощность 550 м.

Средняя толща (N_2a_2) имеет значительное распространение в верховьях Русаковой, Хайлюли, Ламутской и др. Сложена она андезидацитами, дацитами, риодацитами, туфами, туфобрекчиями и игнимбригами, согласно залегающими на вулканогенных образованиях нижней толщи и несогласно перекрывающими отложения березовской свиты. Такое соотношение наблюдалось по левому притоку р. Левая Хайлюля, где горизонтально залегающие андезидациты и дациты средней толщи с угловым несогласием залегают на туфах и туфобрекчиях березовской свиты, дислоцированных по аз. пад. $30^\circ \angle 10^\circ$. С вулканогенными образованиями нижней толщи описываемая толща связана постепенными переходами. Наиболее полно такая переходная пачка обнажена на восточном склоне горы Красная, где залегают:

	м
1. Лавобрекчии роговообманковых пепельно-серых андезитов	7
2. Туфобрекчии дацитов мелкообломочные желтовато-серые	5
3. Андезидациты амфибол-плагиоклазовые серые	4
4. Андезиты мелкопорфировые голубовато-серые	3
5. Андезидациты порфировые пористые	15

Мощность отложений 34 м.

На южном склоне горы Двурсчье стратиграфически выше переходной пачки залегает серия монотонно переслаивающихся потоков андезидацитов и дацитов, внешне мало различающихся между собой. Лишь в верхней части разреза дациты, которые полностью вытеснили андезидациты, приобретают флюидалность и сменяются риолитами с многочисленными вкрапленниками кварца и игнимбритами. Мощность этой части разреза составляет 200 м. На правобережье р. Хайлюля наблюдается наращивание разреза. Здесь, в ущельеобразном распадке, рассекающем основание вулкана Лангуткин, обнажены:

	м
1. Дациты серые, красноватые с редкими округлыми вкрапленниками кварца и табличками плагиоклаза	20
2. Дациты светло-серые, розоватые флюидалные	20
3. Игнимбриты серые, розоватые полосчатые флюидалные	80
4. Туфы псаммопсефитовые серые с прослоями (0,5 м) туффитов	30
5. Риодациты серые с крупными (до 3—5 мм) фенокристаллами кварца	120

Мощность отложений 270 м.

В бассейнах верховьев рек Хухлотваям и Тотоланваям вулканы средней толщи залегают либо на березовской свите и в этом случае отделены от последней поверхностью углового несогласия, либо — согласно на нижней толще. Она сложена андезидацитами риолитами, риодацитами, дацитами и игнимбритами. В верховьях р. Хухлотваям, в районе высоты 1282, на темно-серых андезитах нижней подсвиты согласно залегают:

	м
1. Андезидациты порфировые серые полосчатые	10
2. Дациты светло-серые со столбчатой отдельностью	45
3. Риодациты серые с фенокристаллами кварца	70
4. Игнимбриты розоватые с фьямме вулканического стекла	20
5. Риолиты серые с крупными вкрапленниками кварца	60

Мощность отложений 215 м.

В горах Иэтуритун, западнее горы Сановаям, средняя толща сложена большей частью риолитами и их туфами. Реже встречаются дациты. Здесь, на западном отроге высоты 727,5, непосредственно на псаммопсефитовых туфах нижней толщи согласно залегают:

	м
1. Риолитовые туфы псаммопсефитовые селадонитизированные	35

	м
2. Риолиты светло-серые с фенокристаллами плагиоклаза и кварца, реже — биотита, с редкими потоками риодацитов	150
3. Риолиты серые с многочисленными вкрапленниками кварца	20

Мощность отложений 205 м.

Верхняя пачка риолитов согласно, но, возможно, со слабым размывом перекрывается потоками буроватых базальтов, относимых к верхней толще.

Андезидациты и дациты — это порфировые породы. Во вкрапленниках андезидацитов присутствуют плагиоклаз (№ 32—47) и реже гиперстен. В дацитах, кроме плагиоклаза (№ 35), встречается кварц и санидин. Основная масса у андезидацитов гиалопилитовая и представлена буроватым вулканическим стеклом с многочисленными микролитами плагиоклаза и иголочками апатита. В дацитах основная масса преимущественно стекловатая, участками гиалопилитовая с редкими микролитами плагиоклаза. По ней изредка развиваются карбонат и хлорит.

В риолитах и риодацитах вкрапленники представлены плагиоклазом (№ 25—32) и кварцем. Последний имеет округлую «оплавленную» форму с «заливами». Встречаются таблитчатые с слегка «оплавленными» краями фенокристаллы санидина, а также опациitizedированной роговой обманки и биотита. Основная масса фельзитовая, стекловатая или раскристаллизованная в микроаллотриоморфнозернистый кварц-полевошпатовый агрегат с рассеянными зернышками рудного минерала. Из вторичных минералов встречаются хлорит и карбонат, развивающиеся как по основной массе, так и по вкрапленникам. Химический состав риодацита приведен в табл. 1 (анализы 25, 26).

Игнимбриты состоят из угловатых и остроугольных обломков, сцементированных плохораскристаллизованным вулканическим стеклом с четко выраженной пепловой структурой. Пепловые частицы в зависимости от степени свариваемости имеют различную форму. В плохосваренных игнимбритах они имеют рогульчатую, серповидную или полосовидную форму. В сваренных игнимбритах пепловые частицы значительно деформированы и расплюснены. Текстура цементирующей обломки массы флюидалная, полосовидная. Среди обломков различаются кристаллы кислого андезина, зеленой или бурой роговой обманки и авгита. Из обломков пород встречаются монокварциты, серицито-гидрослюдистые кварциты. Кроме того, присутствуют обломки роговообманковых диоритов и хлорито-кварцевых пород.

Радиологический анализ образцов из средней толщи указывает на ее плейстоценовый возраст [19]. По палеомагнитным данным, полученным в результате тематических работ на смежной территории [20], возраст средней толщи заключен в интервале 5—3,8 млн лет. Все это позволяет говорить о плейстоценовом возрасте толщи. Мощность ее 500 м.

Верхняя толща (N_{2a1}). Отложения толщи имеют ограниченное распространение и были установлены в районе горы Хайлюля и ее северо-восточных отрогах, а также в верховьях Русаковой, по р. Вээнхаваям и др. Толщу слагают конгломераты, песчаники, гравелиты, андезиты, базальты и туфы, которые согласно или с небольшим размывом залегают на породах средней толщи. На более древних образованиях верхняя толща залегает с угловым несогласием. Например, по р. Крапивина, к востоку от горы Хайлюля, верхняя толща с конгломератами в основании, наклоненными по аз. пад. 25° \angle 25°, залегает на размытой поверхности песчаников ковачинской серии, элементы залегания которых составляют: аз. пад. 100° \angle 32°. Разрез верхней толщи здесь представлен следующим образом:

1. Конгломераты среднегалечные темно-зеленые. Среди гальки встречаются песчаники из подстилающих слоев ковачинской серии	2
2. Песчаники мелкозернистые глинистые темно-зеленые	1
3. Пачка ритмичного переслаивания песчаников и гравелитов. В гальке встречаются андезиты, базальты, метасоматиты. В слоях (до 20—30 см) наблюдается градационная текстура, обусловленная тем, что у подошвы слоя располагается грубообломочный материал (гравелиты), сменяющийся постепенно к кровле тонкозернистым материалом (мелкозернистые глинистые песчаники)	80
4. Брекчии мелкообломочные с обломками эффузивов и прослоями грубозернистых песчаников	30
5. Пачка переслаивающихся глинистых песчаников с брекчией. Мощность слоев от 5 до 10 см	5
6. Туфобрекчии среднеобломочные дацитовые	25
7. Лавобрекчии красно-бурые, состоящие из обломков дацитов	5
8. Туфобрекчии серые с обломками (до 10—15 см) дацитов	10
9. Дациты мелкопорфиновые серые, розовато-серые	35

Мощность отложений 193 м.

Породы этого разреза наклонены к северо-востоку под углом 10—12°. На них горизонтально залегают андезиты и шлаки раннечетвертичного возраста.

В бассейне верховьев рек Сухая Речка, Кануриваям и др. разрез толщи сложен осадочными породами и вулканитами, которые часто переслаиваются между собой. Так, западнее горы Русаковка толщу слагают:

1. Гравелиты, вверх по разрезу сменяющиеся псифитовыми туфами	35
2. Гравелиты с остатками обуглившегося растительного детрита	30
3. Базальты афировые голубовато-серые пористые	10
4. Туфогравелиты с обломками андезитов, базальтов и кремней	30
5. Базальты мелкопорфиновые слагают потоки мощностью 5—15 м	65

Мощность отложений 170 м.

По р. Вээнхаваям толща несогласно залегает на туфах, туфобрекчиях и андезитах нижней толщи. Причем в основании ее

в одних случаях залегает пачка туфоконгломератов мощностью до 10 м. В других случаях туфоконгломераты отсутствуют, и на неровной и волнистой поверхности с углублениями до 1,5—2 м в подстилающих породах залегают буровато-красные базальты, стратиграфически выше которых лежит толща переслаивающихся лав и туфов. Последняя наиболее полно обнажена в районе высоты 722. Ее слагают:

	м
1. Базальты мелкопорфиновые серые	8
2. Туфы псаммитовые буровато-зеленые, красные	10
3. Андезиты мелкозернистые розовато-серые с обломками туфов	4
4. Базальты серые пористые	22
5. Андезиты серые, сиренево-серые пористые полосчатые	6
6. Базальты буровато-серые плитчатые	44
7. Андезиты темно-серые, красно-бурые плитчатые	3
8. Туфы псефитовые желтовато-серые тонкослонистые	50
9. Туфы пемзовые светло-серые тонкослонистые	20

Мощность отложений 167 м.

В верховьях р. Сановаям и по ее притокам верхняя толща сложена андезитами и базальтами, реже встречаются туфы, туфобрекчии и туфопесчаники, залегающие скорее всего с небольшим несогласием на риодацитах средней толщи. Они в свою очередь перекрываются горизонтально залегающими четвертичными базальтами. Мощность толщи не менее 100—150 м.

Песчаники сложены угловатыми обломками эффузивов, аргиллитов и кристаллов плагиоклаза. Они сцементированы глинистым материалом с цеолитом и карбонатом. Тип цемента поровый или выполнения. Туфы преимущественно кристаллокластические, состоящие из обломков кристаллов плагиоклаза, рудного минерала и редких листочков биотита.

Базальты — чаще всего афировые, реже порфировые породы с интерсертальной и долеритовой основной массой. Последняя сложена лейстами плагиоклаза, промежутки между которыми выполнены зернами клинопироксена. Андезиты имеют порфировую или гломеропорфиловую структуру. Во вкрапленниках присутствует плагиоклаз, по составу отвечающий лабрадору (№ 60—65). Редко встречаются фенокристаллы зеленой роговой обманки. Основная масса криптозернистая, гиалопилитовая с выделением цеолитов.

Дацитам свойственна порфировая и гломеропорфировая структура. Порфировые выделения представлены плагиоклазом (№ 40—45), роговой обманкой, реже встречаются биотит и зернышки гиперстена. Основная масса микролитовая, пилотакситовая или микроаллотриоморфнозернистая кварц-полевошпатовая.

В отложениях верхней толщи обнаружены остатки спор и пыльцы, среди которых В. П. Соломоновская определила: *Osmunda* sp., *Lycopodium* sp., Pinaceae, Polypodiaceae, Taxodiaceae, *Abies* sp., *Tsuga* sp., *Picea* sp., *Betula* sp., *Alnus* sp., характерные для

плиоценовых отложений. О плиоценовом возрасте свидетельствуют и данные палеомагнитных исследований вулканитов верхней толщи, которая описывалась в смежных районах под названием тильмыгской толщи (свиты) [20, 22]. Согласно этим данным, возраст свиты заключен в интервале 3,8—0,95 млн лет. Мощность верхней толщи 350 м.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные отложения разнообразного происхождения занимают значительную часть района и представлены всеми своими звеньями.

НИЖНЕЕ ЗВЕНО

К образованиям раннечетвертичного возраста относятся вулканоогенные породы ($\beta, \alpha Q_1$), слагающие небольшие по площади платообразные возвышенности, на которых сформировались в ряде случаев более молодые вулканические постройки. В строении плато участвуют, кроме базальтов и андезитов, туфы и игнимбриты, хотя последние имеют ничтожное распространение. Повсеместно эти породы несогласно залегают на подстилающих образованиях.

В северо-западной части территории наиболее полный разрез нижнего звена описан на западных склонах Срединного хребта, где обнажены:

	м
1. Базальты мелкозернистые с плитчатой отдельностью	70
2. Туфобрекчии (агломераты) крупнообломочные, состоящие из обломков базальтов, сцементированных туфолавовым материалом	3
3. Горизонт шлаковых вулканических бомб черного цвета	1
4. Туфы псефитовые желтовато-бурые пористые	3
5. Переслаивание (0,5—1,5 м) слабосцементированных агломератов, туфов и туфоконгломератов	18
6. Туфы псефитовые серые	10
7. Агломераты кирпично-красные крупнообломочные	7
8. Базальты оливиновые серые, розоватые плитчатые	50
9. Туфы алевропелитовые красные	3
10. Туфы псефосаммитовые желтовато-бурые, кирпичные	6
11. Базальты бурые, темно-серые со столбчатой отдельностью	60

Мощность отложений 231 м.

Хотя в приведенном выше разрезе туфы встречаются довольно часто, в целом они не характерны для нижнего звена. В подавляющем большинстве случаев оно представлено серией лавовых потоков. Так, в левом притоке р. Хухлотваям, где нижнее звено вскрыто на полную мощность, его слагают:

	м
1. Базальты оливиновые черные с фенокристаллами оливина	30
2. Базальты сиренево-фиолетовые пористые	60
3. Базальты оливиновые темно-серые	50
4. Базальты коричнепато-серые с миндалинами карбоната	100

Мощность отложений 240 м.

В районе горы Хайлюля нижнечетвертичные базальты слагают платообразную возвышенность, являющуюся раннечетвертичным щитовым вулканом с «насаженной» на него более молодой вулканической постройкой. Стросние этого плато хорошо наблюдается в обрыве восточного склона горы Хайлюля, где обнажены:

	м
1. Базальты мелкозернистые порфиоровые темно-серые пористые	10
2. Пачка переслаивающихся потоков базальтов и агломератов мощностью от 0,5 до 3 м	40
3. Агломераты буроватые с обломками базальтов до 10—15 см в поперечнике, сцементированные базальтовой лавой	2,5
4. Базальты буровато-серые	2
5. Агломераты буровато-серые мелкообломочные	1,5
6. Переслаивающиеся потоки оливиновых базальтов и агломератов	14
7. Агломераты буровато-серые с обломками базальтов, варьирующих по размеру от лапилли до глыб (0,5 м)	40

Мощность отложений 110 м.

Базальты представляют собой чаще всего порфиоровые породы с вкрапленниками оливина и плагиоклаза (№ 52—55), реже моноклинового пироксена. В безоливиновых базальтах фенокристаллы сложены плагиоклазом и моноклиновым пироксеном. Порфиоровые выделения погружены в основную массу, имеющую пилотакситовую, интересртальную, толеитовую или стекловатую структуру. Сложена основная масса микролитами и лейстами лабрадора (№ 52), в интерстициях присутствуют моноклиновый пироксен или вулканическое стекло. Андезиты состоят из вкрапленников плагиоклаза (№ 35) и редко — гиперстена. Реже встречаются зерна роговой обманки и ксенолиты роговиков и кремнистых пород. Вкрапленники и ксенолиты сцементированы основной массой с гиалопилитовой и микролитовой структурой, сложенной микролитами плагиоклаза, погруженными в стекловатый с кристаллитами мезостази́с, иногда насыщенный рудной «пылью».

О раннечетвертичном возрасте описанных образований говорит то, что они перекрывают несогласно алнейские отложения и в то же время на поверхности плато, сложенном ими, встречаются следы ледниковой деятельности среднечетвертичного оледенения. Возраст их по палеомагнитным данным определяется в интервале 0,87—0,7 млн лет [22, 20]. Мощность отложений нижнего звена 300 м.

СРЕДНЕЕ ЗВЕНО

Среднечетвертичным возрастом датируются вулканогенные, ледниковые и водно-ледниковые образования.

Вулканогенные образования (βQ_{II}) распространены в верховьях рек Левые Начики, Вэвиваям, а также по левым притокам р. Кангалатваям и в верховьях р. Хайлюля, где они слагают плато, залегающее субгоризонтально на вулканитах березовской свиты и алнейской серии. Оно сложено серией потоков базальтов, преимущественно оливинных. Мощность потоков различна — от 2 до 50 м и более. Каждый поток сложен плотными базальтами, которые к кровле становятся сильнопористыми. Заканчивается поток красно-бурой шлаковой коркой мощностью 0,3—0,5 м. Иногда потоки разделены пластинами красно-бурых шлаков мощностью от 0,3 до 3—5 м. Разрез, характеризующий строение плато, описан в верховьях р. Кангалатваям, где обнажены:

	м
1. Базальты серые с эллипсоидальной отдельностью	100
2. Шлаки темно-серые, черные обломочные	1
3. Базальты серые пористые с шлаковой коркой мощностью 0,2 м	4
4. Шлаки красные спекшиеся	6
5. Базальты серые, буровато-серые пористые с шлаковыми корками и кровле потоков мощностью до 0,3—0,5 м	24
6. Базальты с вкрапленниками оливина и пироксена	3

Мощность отложений 138 м.

Базальты характеризуются порфировой структурой. Вкрапленники состоят из плагиоклаза, пироксена и оливина. Последний обычно доминирует в оливинных базальтах. Основная масса сложена микролитами плагиоклаза, мелкими зернышками клинопироксена и вулканическим стеклом, количество которого варьирует от 0 до 15—20 %.

Как показывают палеомагнитные данные [20, 22], эти базальты намагничены положительно и на уровне их подошвы проходит граница эпох Матуяма и Брюнес. Следовательно, нижняя граница этих базальтов определяется изохроной 0,69 млн лет. В то же время поверхность плато, сложенная этими базальтами, несет следы ледниковой деятельности первого и второго оледенений, что указывает на их среднечетвертичный возраст.

Ледниковые и водно-ледниковые отложения (Q_{II}), образование которых обусловлено деятельностью ледников первого оледенения, распространены в прибрежной части района, в низовьях Крапивинной, Геева, Крамары, в междуречье Хайлюля, Русаковой и Ивашки. На побережье пролива Литке морсны этого оледенения резко срезаются береговой линией. Поэтому есть все основания полагать, что значительная часть дна акватории пролива занята отложениями этого возраста.

В пределах суши морены сложены галечниками, валунами, гравием с песком и глиной. Сортированность обломочного материала в отложениях не наблюдается, хотя встречаются морены с грубой слоистостью. Строение морен хорошо наблюдается в береговых обрывах пролива Литке. Например, в приустьевой части р. Сухая Речка разрез ледниковых отложений слагают:

	м
1. Глина синевато-серая с щебнем, гравием и галькой	6
2. Глина синевато-серая плотная с мелкой галькой	0,5
3. Глина серая, насыщенная щебнем, гравием и отдельными глыбами и валунами	0,5
4. Глина синевато-серая плотная с обломками пород	3
5. Песчано-гравийно-галечная хорошо слоистая пачка	6

Мощность отложений 14 м.

Относительно возраста рассмотренных отложений можно сказать, что они занимают самое низкое стратиграфическое положение среди четвертичных рыхлых образований. В них обнаружены многочисленные остатки диатомовых водорослей, спор и пыльцы, характерных для среднего плейстоцена. Мощность отложений 50 м.

ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО

Верхнее звено объединяет вулканогенные, ледниковые, водно-ледниковые и аллювиальные отложения.

Межледниковые базальты и их шлаки (βQ_{III}) распространены ограниченно. На юге района, в междуречье Истык—Левые Начики, эти базальты залегают непосредственно на среднечетвертичных базальтах, которые залили здесь древнюю долину, образовав небольшое плато. В районе горы Двуречье и высоты 1121 базальты слагают толщу, горизонтально залегающую на дачитах и игнимбритах алнейской серии. Базальты темно-серые пористые, иногда шлаковидные. Они образуют потоки, чередующиеся с черными и красными шлаками. Реже среди них встречаются пласты лапилливых грязно-серых или черных туфов. Мощность потоков базальтов и пластов шлаков и туфов от 2 до 10—15 м, а общая мощность толщи в районе горы Двуречье 100—120 м. Разрез этой толщи на северо-восточном склоне высоты 1321:

	м
1. Базальты оливинные темно-серые	5
2. Шлаки черные	2
3. Пачка переслаивающихся потоков базальтов, шлаков и туфов	49
4. Базальты коричневатые пористые	4
5. Пачка чередующихся базальтов и шлаков	12
6. Туфы лапилливые кирпично-красные	5
7. Переслаивание базальтов, шлаков, туфов	77
8. Базальты стекловатые пористые с шаровой отдельностью	20

Мощность отложений 174 м.

Следует отметить наличие шаровой отдельности в базальтах нижних потоков (слои 7 и 8), которая, видимо, свидетельствует о том, что лавы изливались на влажную поверхность или в воду.

Среди базальтов различаются оливиновые и безоливиновые разновидности. Последние — преимущественно афировые породы, иногда с единичными фенокристаллами плагиоклаза (№ 55—58) и оливина. Основная масса пилотакситовая, реже интерсертальная или толеитовая. Сложена она лейстами плагиоклаза, зернышками моноклинного пироксена и вулканическим стеклом, количество которого достигает 40 % (толеитовая структура). В оливиновых базальтах вкрапленники оливина и плагиоклаза присутствуют почти в равных количествах. Они погружены в основную массу с интерсертальной или пилотакситовой структурой и состоящую из лейст и микролитов плагиоклаза, интерстиции между которыми выполнены зернышками моноклинного пироксена и вулканическим стеклом.

Позднечетвертичный возраст базальтов обосновывается тем, что они перекрывают покровы среднечетвертичных базальтов, поверхность которых обработана ледниками первого оледенения. В то же время сами межледниковые базальты несут следы деятельности второго оледенения. В толщу этих базальтов врезаны троговые долины второго оледенения (например, р. Иэтваям). Мощность базальтов 300 м.

Ледниковые и водно-ледниковые отложения первой стадии второго оледенения (Q_{III}^2) развиты в предгорьях Срединного хребта, в междуречье Ламутской, Сановаяяма, Хайлюля, в долине Правой Хайлюля и т. д. По р. Правая Хайлюля эти отложения непосредственно перекрывают коренные породы, а также осадки первого оледенения. Морены сложены щебнем, галечниками, валунами, гравием, песком, цементированными серой плотной глиной. Весь этот материал совершенно не отсортирован, лишь в грубых чертах проявляется слоистость. Мощность моренного материала варьирует от нескольких до десятков метров. Несмотря на широкое развитие моренного материала, водно-ледниковые отложения встречаются редко, эпизодически. Они описаны у горы Отдельная, по р. Хайлюля и др. В береговых обрывах Хайлюля обнажен следующий разрез этих отложений:

1. Галечно-гравийно-песчаный грубослойный материал	4
2. Пачка переслаивания гравия и крупнозернистого песка	2
3. Пески тонкослойные глинистые, мощность слоев 0,5—2 см	2
4. Песчано-глинистые отложения с редкой галькой и валунами	2

Мощность отложений 10 м.

В бассейне р. Ламутская широко развиты и ледниковые, и водно-ледниковые отложения. Последние встречаются на выровненных участках тундр приморской равнины и в долине самой реки. Морены сложены песком, галечником, глиной с щебнем и глыбами. Морены протягиваются от южных склонов высоты 227,2 до высоты 103. Восточнее они окаймляются шлейфом водно-ледниковых отложений, представленных хорошоотсортированными слоистыми песками и глинами. Мощность их достигает 15—20 м. В отложениях первой стадии второго оледенения обнаружены остатки спор и пыльцы, которые обычны для отложений первой стадии. Мощность отложений 50 м.

Межледниковые базальты и их шлаки (Q_{III}^3) слагают ряд довольно хорошо сохранившихся потухших вулканов и шлаковых конусов, закартированных в верховьях рек Левые Начики, Левая Хайлюля, Хухотваям и др. Они участвуют в строении фундамента современных вулканов. Вулканы имеют конусовидную или щитовую форму и сложены лавовыми потоками. Характерной чертой вулканов является их петрографическое постоянство: и самые древние потоки лав, лежащие в основании вулканов, и потоки последних излияний сложены серыми или темно-серыми оливиновыми базальтами. Они довольно однообразны и состоят из порфировых выделений плагиоклаза (№ 55—60), оливина, авгита и рудного минерала, погруженных в пилотакситовую, реже микроделеритовую основную массу. Мощность 500 м.

Ледниковые и водно-ледниковые отложения второй стадии второго оледенения (Q_{III}^4) практически встречаются по всем водотокам района, но относительно широко они распространены на самых крупных из них. В районе горы Хайлюля они приурочены к долинам крупных ручьев и рек, берущих начало на склонах горы, иногда перекрывают морены первой стадии. По р. Крапивина морены второй стадии залегают непосредственно на моренах первого оледенения. Сложены рассматриваемые морены песком, глиной, щебнем, галечником с глыбами и валунами.

В центральной части территории морены встречаются в долинах крупных рек (Хайлюля, Правая Хайлюля, Ламутская, Иэтваям, Сановаяяма), где часто окаймляются шлейфом водно-ледниковых отложений, представленных преимущественно песками и галечниками. В северной части площади наиболее распространены моренные отложения, сложенные валунно-галечным материалом со щебнем, глиной и отдельными глыбами. В отложениях второй стадии второго оледенения обнаружены остатки спор и пыльцы, которые встречаются в отложениях этой стадии. Мощность отложений 20 м.

Аллювиальные отложения (Q_{III}^4) образовались сразу же после стаивания ледников второй стадии второго оледенения. Они слагают высокие террасы (III и IV уровней) крупных рек.

Сложены террасы галечниками, песками, валунниками и гравием с примесью глины. Породы хорошослоистые, часто в них наблюдается косая слоистость. Обломочный материал обычно отсортирован и хорошо окатан. Обнаружены остатки спор и пыльцы, указывающие на позднечетвертичный возраст отложений. Мощность аллювиальных отложений 10 м.

СОВРЕМЕННОЕ ЗВЕНО

Среди современных отложений выделяются вулканогенные, аллювиальные, торфяно-болотные, морские, пролювиальные и ледниковые отложения, расчлененные на нижнюю, среднюю и верхнюю части.

Нижняя часть (βQ_{IV}^I) объединяет базальты и шлаки современных потухших вулканов, которые в ряде случаев сформировались на фундаменте, сложенном межледниковыми базальтами (βQ_{III}^3). Базальты, слагающие вулканы, являются преимущественно оливиновыми. Оливин совместно с плагиоклазом (№ 50—55) и моноклинным пироксеном образуют вкрапленники, которые погружены в пилотакситовую или микролитовую основную массу. Мощность отложений 800 м.

Средняя часть (Q_{IV}^2) представлена аллювиальными отложениями, слагающими II надпойменные террасы, которые развиты по рекам Правая Хайлюля, Хайлюля, Ламутская, Сухая Речка и др. Сложены террасы хорошоотсортированными песками, галечниками и гравием с отдельными валунами и примесью глинистого материала общей мощностью 5 м.

Верхняя часть (Q_{IV}^3) объединяет аллювиальные, вулканогенные, торфяно-болотные, морские и пролювиальные отложения. Аллювиальные отложения слагают пойму и I надпойменную террасу, а также русло. Они распространены по всем водотокам района и представлены галечниками, валунниками, гравием и песком, которые иногда заметно слоистые. Мощность их достигает 1,5—2 м.

Вулканогенные образования (βQ_{IV}^3) представлены базальтами и шлаками, которые слагают небольшие шлаковые конусы в пределах современных потухших вулканов (βQ_{IV}^1). Высота конусов достигает нескольких десятков метров. Они иногда сопровождаются маломощными лавовыми потоками. Отдельные потоки заливают долины современных водотоков со всем комплексом террас, вплоть до пойменной (левый приток Хайлюли, к югу от горы Двуречье).

Торфяно-болотные отложения широко развиты в прибрежной части района, но особенно обширные поля, занятые ими, встречаются в низовьях Русаковой и Хайлюли. Они представлены торфом и илами. Торф обычно залегает непосредственно на галечниках, имеет мощность до 3 м. Он хорошослоистый. Слойки мощностью

0,5—10 см разделены прослойками ила мощностью до 1—2 см. В торфе встречаются гравий, обломки древесины и остатки кустарниковой растительности. Общая площадь под торфяниками составляет более 100 км².

Морские отложения слагают пляжи и косы на берегу моря, которые наиболее хорошо выражены у устьев Ивашки, Русаковой и Хайлюли. Косы отделяют лиманы названных рек от моря. Коса в устье р. Хайлюля шириной 100—300 м протягивается вдоль побережья на 16—18 км. Русаковская коса шириной 50—500 м имеет длину 20 км, коса у р. Ивашка протягивается на 10—12 км. Косы сложены песками и галечниками с хорошоокатанным и отсортированным обломочным материалом с обломками раковин (определения В. М. Гладиковой): *Siliqua alta* (Brod. and Sov.).

Мощность морских отложений 6 м.

Ледниковые отложения встречаются на горах Снеговая и Лангуткин, высоте 1305 и др. Они представляют собой обломки различной размерности, находящиеся часто в глинистом материале, и слагают современные морены. Мощность их достигает 7 м.

Пролювиальные отложения представлены обломочным материалом, участвующим в строении конусов выноса, широко развитых в устьевой части небольших ручьев. Обычно ширина и длина конусов выноса не превышает нескольких сот метров, лишь в отдельных случаях превышает 1 км. Мощность пролювиальных отложений 3—5 м.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузивные образования в районе развиты довольно широко. По возрасту и условиям залегания они подразделяются на следующие группы: миоценовые субвулканические тела и дайки; миоценовые интрузии и дайки; плиоценовые субвулканические тела и дайки; четвертичные субвулканические тела и дайки. Кроме того, в этой главе приводится описание метасоматических и гидротермально измененных пород.

Миоценовые субвулканические тела и дайки

В эту группу объединены широко распространенные субвулканические тела и дайки, залегающие в поле развития березовской и ирунейской свит. Состав и облик пород субвулканических тел и даек близкий к соответствующим разностям березовской свиты. Однако во многих случаях наблюдались интрузивные контакты андезитов и дацитов, слагающих субвулканические тела и дайки, с вулканитами березовской свиты. В ряде случаев миоценовые интрузии прорывают породы субвулканических тел. Последние в поле развития алнейской серии не встречаются. Все это дает основание говорить, что субвулканические тела и дайки являются ранними магматическими образованиями. Они внедрились в процессе формирования вулканитов березовской свиты до образования миоценовых интрузий и даек.

Размеры субвулканических тел варьируют от первых сотен квадратных метров до 15 км² (реки Кануриваям, Хухотваям). В плане эти тела имеют неправильную форму и часто разбиты многочисленными разрывами. Мощность даек варьирует от нескольких до 20 м. Длина их колеблется от 100—200 м до 3 км. В подавляющем большинстве случаев субвулканические тела имеют дацитовый состав, менее распространены андезиты. Дайки сложены преимущественно андезитами и базальтами.

Дациты (ζN_1) характеризуются порфировой или серийнопорфировой структурой. Иногда в породах наблюдаются полнокристаллические участки, чередующиеся со стекловатыми. Структура основной массы микроаллотриоморфнозернистая, фельзитовая или гиалопилитовая. Вкрапленники, составляющие 5—40 %, представ-

лены плагиоклазом, реже кварцем. С ними ассоциируют роговая обманка и моноклинный пироксен. Соотношение кварца и плагиоклаза варьирует с незначительным преобладанием одного из минералов. По составу плагиоклаз соответствует андезину (№ 35—45). Основная масса сложена стеклом (0—20 %), микролитами плагиоклаза, зернышками кварца и биотита. Стекло бесцветное, реже бурое или черное. Участками оно раскристаллизовано в кварц-полевошпатовый агрегат. Химический анализ дацитов (табл. 3, анализы 7, 8) показал содержание в них кремнезема, характерное для риодацита. Это обусловлено привнесом кремнезема вследствие их незначительного гидротермального изменения.

В андезитах (αN_1) и базальтах (βN_1) в отличие от дацитов темноцветные минералы представлены моноклинным и ромбическим пироксенами, содержание которых достигает 20 %. Амфибол в единичных таблицах встречается только в андезитах. Плагиоклаз вкрапленников по составу в андезитах соответствует андезину (№ 40), а в базальтах — лабрадору (№ 55). Характерно довольно высокое содержание рудных минералов (до 10 %). Микроструктура основной массы пород интерсертальная, пилотакситовая и витрофировая. Первая из них свойственна базальтам.

Все субвулканические и дайковые породы миоценового возраста в той или иной степени затронуты гидротермальным изменением с новообразованием эпидота, хлорита, серицита, карбоната, рудных минералов.

Миоценовые интрузии и дайки

Интрузии и дайки миоценового возраста встречаются среди вулканогенных образований березовской свиты, с которыми они имеют активные контакты. Общими особенностями интрузий являются неправильная в плане конфигурация, часто осложненная разломами, незначительная глубина застывания, нестойкость структуры пород и состава с преобладанием более кислых и раскристаллизованных разностей в центральных глубинных частях, сменяющихся к краевым фациям порфиroidными более основными и меланократовыми типами.

В связи со слабой эродированностью размер интрузий варьирует от нескольких сот (или десятков) квадратных метров до 10—15 км² (реки Хухотваям, Хухлотваям, бассейн р. Хайлюля). При микроскопическом изучении пород интрузий установлено, что они сложены преимущественно кварцевыми диоритами и диоритами. Менее развиты гранодиориты и габбро-диориты. Крайние по степени кислотности породы этой группы — граниты и габбро — встречаются редко. Первые из них приурочиваются к центральным частям интрузий, вторые — тяготеют к краевым фациям.

Выделяются интрузии относительно простого и сложного состава. К первой группе отнесены: габбро-диориты (νd), участками

Химический состав интрузивных образований района, вес. %

№ п. п.	Но- мер про- бы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	Сумма	
<i>Миоценовые интрузии и дайки</i>																		
1	3121а	50,44	1,06	16,89	4,88	4,81	0,15	5,56	10,57	2,70	1,06	0,09	0,39	0,25	—	0,84	99,69	
2	5511	56,20	0,74	16,88	4,08	4,09	0,15	4,70	6,01	4,52	0,12	0,24	0,16	0,01	—	1,69	99,59	
3	3137	53,87	0,85	16,74	5,90	3,25	0,07	5,62	8,54	2,99	1,19	0,68	0,09	0,04	—	—	99,83	
4	3723	58,77	0,86	18,54	4,06	2,69	0,11	3,04	5,59	3,48	2,09	0,04	0,19	0,01	—	0,72	100,39	
5	2626	68,35	0,56	14,98	1,78	2,15	0,07	1,64	2,56	3,99	1,77	—	0,19	0,10	—	1,33	99,47	
6	3149а	69,55	0,41	14,55	1,66	2,28	0,04	1,25	2,65	4,04	2,73	—	0,07	0,20	—	0,07	99,50	
<i>Миоценовые субвулканические тела и дайки</i>																		
7	3132	71,21	0,32	13,85	1,31	2,16	0,05	1,08	1,72	3,59	3,61	0,32	—	0,32	—	0,73	100,27	
8	119-1	70,10	0,20	15,42	1,36	0,92	0,04	1,09	2,24	3,91	2,97	0,16	—	0,03	0,21	1,12	99,84	
<i>Плиоценовые субвулканические тела и дайки</i>																		
9	62336	60,42	0,79	15,62	5,64	1,40	0,08	1,94	4,65	3,68	1,63	—	0,22	0,07	2,30	1,19	99,63	
10	6231а	61,66	0,79	15,97	5,31	2,91	0,06	1,00	3,62	3,68	1,79	1,20	0,24	0,18	1,28	0,55	100,24	
11	5973	63,92	0,81	14,40	3,20	2,84	0,07	1,55	3,14	3,39	2,19	0,08	0,24	—	1,40	2,74	99,97	
12	62316	65,20	0,72	13,45	5,72	1,70	0,03	0,79	3,17	4,46	1,79	0,35	0,22	0,75	0,76	0,53	99,64	
<i>Метасоматически измененные диоритовые порфиры миоценового возраста</i>																		
13	6210е	56,96	0,74	13,97	4,51	3,30	0,07	5,56	4,15	4,01	2,53	1,18	0,39	—	0,55	1,77	99,69	
14	6231	58,88	0,79	16,79	0,51	4,74	0,07	4,35	4,75	4,46	1,93	0,23	0,22	0,20	0,71	1,13	99,76	
15	6233в	59,22	0,72	17,07	2,65	2,93	0,06	3,71	5,35	4,46	1,79	—	0,15	0,13	0,52	0,96	99,72	
16	6203в	62,14	0,62	15,13	3,30	2,87	0,05	3,29	2,13	4,48	3,59	0,07	0,22	—	0,73	1,13	99,75	

1 — габбро (верховья р. Левая Хайлюля); 2 — диорит (р. Хайлюля); 3 — габбро-диорит (верховья р. Левая Хайлюля); 4 — кварцевый диорит (р. Ламутская); 5 — гранодиорит (междуречье Хайлюля иевой Хайлюля); 6 — гранит (р. Русакова); 7 — ридозит (верховья Левой Хайлюля); 8 — ридозит (р. Южная); 9, 10 — андзиты (р. Крапивина); 11 — андзит (р. Хайлюля); 12 — дацит (р. Крапивина); 13, 14, 15, 16 — метасоматически измененные диоритовые порфиры миоценового возраста (р. Крапивина).

Примечание. Анализы выполнены в ЦЛ ПГО «Камчатгеология» аналитиком В. И. Олейник [18].

переходящие в габбро, диориты (δ) и кварцевые диориты (qδ). Среди интрузий сложного состава выделены интрузии гранитов, гранодиоритов и диоритов (γ—δ), а также гранодиоритов и диоритов (γδ—δ). Поскольку во всех интрузиях однотипные разности по своему петрографическому составу весьма близки, ниже приводится их обобщенное описание.

Габбро-диориты (и габбро) — преимущественно мелкозернистые, реже среднезернистые породы. Степень их кристалличности, особенно в красных и апикальных частях интрузий, постепенно изменяется от явно зернистых, типично интрузивного облика, до тонкозернистых, почти эффузивного облика пород (например, интрузия на правом берегу Хайлюля). Эти особенности, а также частое наложение поздних гидротермальных процессов как на породы интрузий, так и на вмещающие эффузивы, обуславливают большие трудности их расчленения и картирования. При микроскопическом исследовании породы характеризуются субофитовой и призматически-зернистой структурой. Главными породообразующими минералами являются плагиоклаз, моноклинный и ромбический пироксен и рудный минерал. Иногда присутствует вторичный кварц. Плагиоклаз по составу соответствует лабрадору (№ 52—62). Наиболее основной плагиоклаз свойствен габбро, которое ассоциирует с габбро-диоритами и связано с ними постепенными переходами. Если моноклинный и ромбический пироксены встречаются в габбро-диоритах, то в габбро доминирует моноклинный пироксен. Из вто-

ричных минералов установлены эпидот, хлорит, карбонат, альбит, актинолит, лимонит, цсолит и кварц. Из них по плагиоклазу развиваются эпидот, альбит, цсолит и карбонат. Темноцветные минералы обычно хлоритизированы.

Диоритам и кварцевым диоритам свойственна призматически-зернистая и гипидиоморфнозернистая структура. Породообразующими минералами являются плагиоклаз, моноклинный пироксен и кварц. Иногда в породах присутствуют роговая обманка и ромбический пироксен, а в некоторых случаях — биотит. В диоритах плагиоклаз составляет 65—75 %, моноклинный пироксен — 5—25 %, ромбический пироксен — 0—10 %, роговая обманка — 0—10 %, кварц — 0—10 %. Отмечается повышенное содержание рудного минерала (5—10 %). Плагиоклаз имеет состав андезица, андезин-лабрадора (№ 40—55). В кварцевых диоритах плагиоклаз более кислый и представлен олигоклазом и андезином (№ 25—48). Количество же кварца увеличивается до 15 %. Иногда появляется калиевый полевой шпат, составляющий 3 %. Заметно уменьшается содержание моноклинного пироксена (до 5—15 %), а ромбического пироксена увеличивается (до 15 %), хотя в некоторых случаях он отсутствует. Из акцессорных минералов встречается апатит и сфен. Диориты и кварцевые диориты иногда заметно изменены. По плагиоклазу в этих случаях развиваются серицит, хлорит, эпидот, альбит. Пироксен в той или иной степени замещен хлоритом и волокнистым амфиболом.

Граниты и гранодиориты характеризуются гипидиоморфнозернистой, участками микропегматитовой и микропйкилитовой структурой. Основными минералами пород являются плагиоклаз, кварц, щелочной полевой шпат, роговая обманка и биотит. В небольшом количестве присутствуют моноклинный пироксен и рудные минералы. Основность плагиоклаза не поднимается выше андезина (№ 40), обычный состав — олигоклаз (№ 20—25). Плагиоклаз часто корродирован щелочным полевым шпатом и кварцем. Щелочной полевой шпат встречается как в самостоятельных зернах, так и в графических сростаниях с кварцем. Биотит образует удлиненные таблички и плеохроирует в буровато-зеленых тонах или бесцветен, замещается хлоритом с выделением рудного минерала и сфена. Вторичные изменения остальных порообразующих минералов точно такие же, как в диоритах и кварцевых диоритах. Следует отметить, что в гранитах по сравнению с гранодиоритами количество плагиоклаза не превышает 40 %, в то время как у гранодиоритов оно колеблется в интервале 45—60 %. Количество кварца в гранитах составляет 20—35 %, щелочного полевого шпата — 20—30 %; в гранодиоритах эти минералы соответственно составляют 15—25 и 5—20 %. Кроме того, в гранитах встречается ортит в количестве 1 %, в гранодиоритах этот минерал присутствует в единичных зернах.

Все интрузии сопровождаются ореолами контактово-измененных пород, ширина которых варьирует от десятков до сотен метров.

Причем ширина ореолов зависит не только от состава интрузий, но и степени их эродированности. Интрузии, в строении которых преобладают гранитоиды, сопровождаются более мощными зонами контактового изменения по сравнению с интрузивами, сложенными менее кислыми породами. Более эродированные интрузии также имеют более широкий ореол контактово-измененных пород. Общими закономерностями контактовых изменений являются повышение основности и уменьшение степени кристалличности пород интрузий в эндоконтактовых фациях. В экзоконтакте происходит ороговикование с образованием вторичных плагиоклаза и пироксена и неоднородное осветление пород непосредственно у контакта. Например, интрузия преимущественно кварцевых диоритов, обнаженная в верховьях р. Кангалатваям, прорывает андезиты березовской свиты. В зоне мощностью 5 м, примыкающей к контакту, кварцевые диориты приобретают более светлую окраску и мелкозернистую структуру. В них появляются чешуйки биотита. Непосредственно по контакту прослеживается узкая (0,2—0,3 м) полоса белых кварц-серицитовых пород. В экзоконтакте зона шириной около 3 м сложена интенсивно трещиноватыми, осветленными и ороговикованными андезитами неоднородной пятнистой окраски. По удалению от контакта породы постепенно темнеют и степень их ороговикования уменьшается.

Миоценовые дайки в своем распространении тяготеют к интрузиям и сложены в основном теми же породами, что и интрузии. Однако встречаются дайки диоритовых порфиритов, которые в интрузиях распространены незначительно. Мощность даек колеблется от 0,5 до 30 м и более. Протяженность их в отдельных случаях достигает 3 км, хотя чаще всего они имеют длину десятки и первые сотни метров. В подавляющем большинстве случаев дайки имеют секущие контакты с вмещающими породами, и лишь в единичных случаях наблюдались согласные иньскции мощностью до 15 м.

Диоритовые порфириты ($\Delta\mu N_1$) имеют порфировидную структуру и микродиоритовую, микропризматическую и микроаллотриоморфнозернистую основную массу. Порфиновые выделения представлены плагиоклазом, реже совместно с ним присутствует моноклинный пироксен. Основная масса состоит из агрегата мелких кристаллов плагиоклаза, моноклинного пироксена и рудных минералов, к которым часто присоединяются амфибол и кварц.

Химический состав миоценовых интрузивных и дайковых пород представлен в табл. 3 (анализы 1—6). Ранжирование анализов по кремнезему показывает непрерывный переход от основных к более кислым породам (габбро—габбро-диориты—диориты—кварцевые диориты—гранодиориты—граниты), что подтверждают геологические и микроскопические исследования о принадлежности миоценовых пород к единой магматической серии. Важной особенностью пород, прослеживаемой во всех разновидностях, является

избыточная роль натрия при пониженных количествах калия по сравнению с аналогичными типовыми составами [10].

Миоценовый возраст интрузивных и дайковых пород определяется тем, что они залегают среди вулканогенных образований березовской свиты. В то же время они встречаются в гальках конгломератов нижней толщи алнейской серии, что определяет их «доалнейский» возраст. Имеющиеся данные (табл. 2, анализы 5—9) радиологических определений возраста интрузивных пород, несмотря на значительные расхождения крайних значений, что обусловлено, видимо, неточностью определений (анализы 6, 7), в целом подтверждают миоценовый возраст этих пород.

Плиоценовые субвулканические тела и дайки

К этой группе отнесены субвулканические тела и дайки, которые по своим особенностям — составу, структуре, характеру и степени изменения — аналогичны вулканитам алнейской серии. В большинстве случаев они сопряжены с эффузивами алнейской серии и представляют субвулканические фации плиоценовых вулканов. Субвулканические тела плиоценового возраста в отличие от миоценовых имеют более правильную, овальную в плане форму. Размеры наиболее крупных тел достигают 5—8 км². Они обычно препарируются и отчетливо выделяются в рельефе. Относительная высота обнаженных частей субвулканических тел достигает 250—500 м (горы Двуречье и Отдельная, высоты 941; 560,6 и др.). Крутизна склонов в привершинной части составляет 30—35°. По склонам крупных субвулканических тел иногда наблюдаются лавовые потоки (высота 941, гора Двуречье), что позволяет рассматривать их (тела) в качестве сложных интрузивно-эффузивных построек, являющихся центрами кислого плиоценового вулканизма [4].

Субвулканические тела сложены главным образом дацитами. Реже встречаются тела андезитов и обсидианов. Если субвулканические тела андезитов и обсидианов довольно однородны по составу, то субвулканические тела дацитов значительно варьируют по своему петрографическому составу. При явном преобладании дацитов с ними ассоциируют андезидациты и риодациты, которые связаны между собой постепенными переходами. Например, глубинные части субвулканического тела горы Двуречье сложены авгитовыми андезидацитами, а у вершины его преобладают биотитовые риодациты. В основании горы Скирдовая, представляющей собой отпрепарированное субвулканическое тело, обнажаются порфировидные полнокристаллические породы, отвечающие по составу и структуре кварцевым диорит-порфиридам. В направлении к вершине горы степень кристалличности пород уменьшается, в них наблюдаются широкообразные полнокристаллического строения участки. Одновременно возрастает кислотность пород, и они переходят

в амфиболовые дациты. Иногда различия в составе разных частей субвулканических тел вызваны приповерхностным окислением и разложением темноцветных минералов. Например, нижние горизонты субвулканического тела горы Отдельная сложены довольно хорошо раскристаллизованными породами, близкими к кварцевым диорит-порфиридам. Более верхние его горизонты сложены амфибол-плагиоклазовыми дацитами, а вблизи вершины, вследствие опацизации и разложения амфибола, распространены плагиоклазовые дациты, обогащенные рудным минералом, образовавшимся при разложении амфибола.

Дациты (ζN_1) представлены амфиболовыми, биотит-амфиболовыми и плагиоклазовыми разновидностями. Эпизодически с ними встречаются дупироксеновые андезидациты и риодациты. Структура пород порфировая, серийнопорфировая и афировая. Основная масса микролитовая, гиалопилитовая, реже стекловатая. Среди порфировых разновидностей вкрапленники представлены плагиоклазом и амфиболом. Совместно с последним иногда присутствует биотит. Плагиоклаз по составу соответствует олигоклаз-андезину (№ 28—38). Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой. Пироксены присутствуют в андезидацитах и дацитах в глубинных частях субвулканических тел. Среди них выделяются моноклинные и ромбические разновидности. Это — почти исключительно авгит и гиперстен. В редких случаях встречаются единичные зерна эгирин-авгита. Основная масса сложена кислым вулканическим стеклом ($n=1,54$) и микролитами плагиоклаза (№ 20—25). Ассоциирующие с дацитами риодациты имеют порфировую и афировую структуру. Основная масса их гиалопилитовая, фельзитовая, сферолитовая. Главными компонентами пород являются вулканическое стекло кислого состава, кварц, плагиоклаз, роговая обманка, биотит и рудный минерал. Крупные зерна кварца и плагиоклаза часто оплавлены и содержат включения стекла. Роговая обманка опацизирована, иногда полностью.

Обсидианы (λN_2) слагают куполовидное тело северо-восточнее вулкана Левохайлюлинский (высота 1161), в плане площадью около 2,5 км². Обсидианы имеют эмалевидный облик. Они состоят из изотропного вулканического стекла с нечетко выраженной перлитовой отдельностью. Состав его кислый. В стекле иногда наблюдается сферолитовая структура, и в этом случае оно состоит из сферолитов размером 0,05—0,1 мм, в которых стекло слабо раскристаллизовано в кварц-полсвошпатовый агрегат радиально-лучистого строения.

Контактные изменения вмещающих субвулканические тела пород выражены в их брекчированности и слабом ороговиковании (в зоне мощностью до 1 см).

Плиоценовые дайки встречаются довольно часто. Они в большинстве своем четко выражены в рельефе. Мощность их колеблется от 0,5 до 20 м, по простиранию они прослеживаются на десятки

и сотни метров (до 0,5—1 км). Состав даек обычно соответствует окружающим их эффузивам алнейской серии: в поле развития основных и средних эффузивов преобладают дайки базальтов и андезитов. С кислыми эффузивами ассоциируют дайки дацитов. Поскольку дациты даек идентичны дацитам субвулканических тел и были рассмотрены ранее, ниже приводится краткое описание только андезитов и базальтов.

Базальты (βN_2) имеют афиртовую или редко мелкопорфировую структуру с пилотакситовой или интерсертальной основной массой. Редкие вкрапленники представлены плагиоклазом (№ 55—60) и моноклинным пироксеном. Они погружены в основную массу, состоящую из лейт и микролитов плагиоклаза со стекловатым мезостазисом и зернышками пироксена и рудного минерала.

Андезиты (αN_2) характеризуются порфировой структурой. Основная масса гиалопилитовая. Вкрапленники состоят из плагиоклаза и моноклинного пироксена, к которым изредка присоединяется амфибол. Плагиоклаз соответствует андезину (№ 45—50). Иногда он образует гломеропорфировые сростки с включениями зернышек пироксена и рудного минерала. Основная масса сложена буроватым стеклом с зернышками рудного минерала и пироксена, а также микролитами плагиоклаза. Вторичное изменение пород незначительное. Плагиоклаз обычно пелитизируется. По темноцветным минералам изредка развиваются эпидот и хлорит. Вулканическое стекло основной массы частично раскристаллизовывается и участками замещается хлоритом.

Данные химического анализа андезитов и дацитов, слагающих субвулканические тела и дайки, приведены в табл. 3 (анализы 9—12). Они позволяют сделать следующие выводы. По соотношению натрия и калия, которое у андезитов колеблется от 1,5 до 2,2, а у дацитов равно 2,5, породы относятся к калиево-натриевой серии [5].

Относительно плиоценового возраста субвулканических тел и даек следует сказать, что они, прорывая почти все отложения, слагающие район (включая и образования алнейской серии), в пределах развития четвертичных вулкаников не встречаются. Радиологический возраст одного образца составляет 9,68 млн лет (табл. 2, анализ 10).

Четвертичные субвулканические тела и дайки

Группа объединяет субвулканические тела и дайки андезидацитов и базальтов, прорывающих четвертичные потоки эффузивов и пирокластов. Субвулканические тела участвуют в стрессии Хайлюлинской вулканической постройки. Они совместно с плиоценовыми субвулканическими телами тяготеют к Хайлюлинско-Кахтанинскому разлому. Площадь четвертичных субвулканических тел не превышает 1—2 км² в плане. Они имеют округлую форму,

хорошо отпрепарированы, в силу чего возвышаются над поверхностью лавовых потоков на несколько десятков метров.

Дайки четвертичного возраста имеют вертикальное залегание. Мощность их колеблется от 0,2 до 8 м, они прослеживаются по простиранию на 30—50 м. Сложены базальтами.

Андезидациты ($\alpha\zeta Q$) характеризуются порфировой структурой и микролитовой основной массой. Вкрапленники составляют 30—35 % и представлены плагиоклазом (до 20 %), амфиболом (8—12 %) и ромбическим пироксеном (2—5 %). Плагиоклаз соответствует олигоклаз-андезину (№ 27—38). Амфибол представлен базальтической роговой обманкой, интенсивно опацизированной. Основная масса сложена буроватым стеклом с многочисленными микролитами плагиоклаза.

Базальтам (βQ) свойственна порфировая структура, гиалопилитовая, микролитовая или стекловатая основная масса. Вкрапленники сложены плагиоклазом, оливином и авгитом. Плагиоклаз содержит 57—70 % анортитовой составляющей. Темноцветные минералы обычно в той или иной степени резорбированы основной массой, в которой микролиты плагиоклаза и зернышки моноклинного пироксена сцементированы буроватым вулканическим стеклом.

Контактные изменения вокруг субвулканических тел и даек не отмечены. Четвертичный возраст их определяется тем, что они прорывают четвертичные вулканогенные образования. Субвулканические тела, прорывая в пределах вулкана Хайлюлинский раннечетвертичные базальты, в то же время перекрываются лавовыми потоками межледниковых базальтов (βQ_{III}).

Метасоматические и гидротермально измененные породы

В районе широко развиты гидротермально и, отчасти, метасоматически измененные породы. Последние встречаются среди небольших интрузивных тел диоритовых порфиритов (р. Крапивина), которые в той или иной степени подверглись щелочному метасоматозу. В результате образовались зоны метасоматически измененных пород, занимающих площадь от нескольких квадратных метров до 0,5 км². Границы этих зон иногда отчетливы, а иногда нечеткие, расплывчатые, что обусловлено постепенными переходами между диоритовыми порфиритами и метасоматически измененными породами.

Метасоматически измененные породы характеризуются неоднородной структурой: от равномерно мелкозернистой до резко порфировидной. Наиболее распространены крупнопорфировые разновидности, в которых на фоне неравномернозернистой основной массы, сложенной полевым шпатом и амфиболом, выделяются крупные (до 3 см в поперечнике) кристаллы полевого шпата. Подобная структура метасоматически измененных пород является реликтовой и указывает на их образование за счет диоритовых порфиритов,

которым была свойственна крупнопорфировая структура. Порфи́ровые выделения этих пород были представлены плагиоклазом, по составу отвечающим андезину. В краевых частях зон (или тел) метасоматически измененных пород преобладают мелкозернистые разности с такситовой текстурой, обусловленной развитием мелких участков двуминеральных альбит-амфиболовых и мономинеральных амфиболовых пород. Во вмещающих отложениях наблюдаются прожилки и участки, сложенные карбонатом.

Основными минеральными разновидностями являются альбит-амфибол-биотитовые и альбит-пироксен-биотитовые породы. В краевых частях зон присутствуют также альбит-амфиболовые, альбит-амфибол-карбонатные и почти мономинеральные амфиболовые породы. Наиболее распространены альбит-амфибол-биотитовые породы, слагающие большинство тел. Состав пород (%): альбит — 50—55, амфибол — 20—25, биотит — 5—10, калиевый полевой шпат — 10—15, апатит и рудный минерал — 3—5. Породы всегда содержат серицит (в плагиоклазе) и часто карбонат.

Альбит-пироксен-биотитовые породы развиты локально, в зонах с глубоким эрозийным врезом. Их состав (%): альбит — 45—50, моноклинный пироксен — 15—25, биотит — 10—20, калиевый полевой шпат — 10—15, рудный минерал — 5—15, сфен и апатит. Основным компонентом этих пород является альбит, присутствующий в виде вкрапленников и слагающий мелкозернистую основную массу. Причем чистый альбит встречается в породах, подвергшихся интенсивной альбитизации. В этом случае порфи́робласты альбита часто не имеют четких ограничений и сливаются с основной массой, состоящей из мелких зернышек альбита, амфибола или пироксена. В менее альбитизированных разностях плагиоклаза порфи́ровых выделений имеет непостоянный состав. В нем отмечается зональность, обусловленная тем, что центральные части сложены андезином, а красные зоны — альбитом или альбит-олигоклазом.

Биотит встречается в большинстве разновидностей альбитизированных пород. В одних случаях он слагает каемки вокруг зерен амфибола и пироксена, в других — образует крупные кристаллы, достигающие 0,5 см в поперечнике. Образование биотита в большинстве случаев обусловлено метасоматозом, с которым связано присутствие в основной массе агрегата мелких зерен калиевого полевого шпата, который является скорее всего новообразованным минералом.

Пироксен присутствует в виде зерен разной степени разложения. Отдельные зерна имеют хорошо сохранившуюся первичную кристаллографическую форму с характерным габитусом. При разложении пироксен распадается на зерна рудного минерала, сфена и биотита.

Следует подчеркнуть, что часто среди метасоматических пород встречаются участки, сложенные диоритовыми порфи́ритами, почти не подверженными метасоматозу. Химический состав различных типов пород представлен в табл. 3 (анализы 13—16).

Относительно возраста альбитовых пород следует сказать, что они распространены среди отложений ковачинской серии. Тем не менее в гальке нижней толщи алнейской серии, залегающей на ковачинских образованиях, эти породы не обнаружены. В то же время в гальке конгломератов верхней толщи алнейской серии альбитовые породы встречаются довольно часто, что дает основание отнести их скорее всего к миоцену.

В пределах района гидротермально измененные породы развиты очень широко, особенно по р. Тыклеваям, в бассейнах рек Ламутская, Кангалатваям, Истык, Вэвиваям, Хухотваям, Хухлотваям и др. Рассматриваемые породы развиваются главным образом по вулканитам березовской свиты и в меньшей степени по вулканическим породам алнейской серии. Несмотря на то, что гидротермальному метаморфизму подверглись разновозрастные вулканические образования, конечные продукты метаморфизма по составу довольно близки, независимо от возраста метаморфизованных пород. По этой причине ниже приводится их совместное описание.

Среди гидротермально измененных пород различаются пропилитизированные породы и вторичные кварциты. Выделение отдельных разновидностей в полях гидротермально измененных пород в масштабе съемки не представляется возможным. В силу этих причин описываются две группы пород, достаточно четко различающихся как по пространственному положению, так и по минеральным ассоциациям: пропилиты и пропилитизированные породы и породы типа вторичных кварцитов. При описании данной группы пород мы руководствовались преимущественно монографиями А. И. Наковника [8] и С. И. Набоко [7].

Пропилиты и пропилитизированные породы развиваются по базальтам, андезитам, их туфам и туфобрекчиям, реже игнимбрикам березовской свиты. Незначительная пропилитизация отмечается по вулканитам нижней толщи алнейской серии, а также интрузивным породам. Пропилиты и пропилитизированные породы различаются между собой по степени метаморфических преобразований. В пропилитах устанавливаются лишь реликты структуры и состава исходной породы. В пропилитизированных породах четко выявляются первоначальный состав и структура. Наиболее характерными минеральными ассоциациями вторичных преобразований являются: хлорит+альбит+пирит, хлорит+альбит, хлорит+карбонат+цеолит. Часто встречаются гидрослюда, эпидот, кварц и халцедон. В интенсивно пропилитизированных породах структура blastoporphiroвая. Вкрапленники обычно замещены карбонатом, хлоритом, эпидотом. Плагиоклаз интенсивно альбитизирован. По нему и темноцветным минералам также развиваются цеолит и селадонит. Основная масса хлоритизирована, альбитизирована и цеолитизирована. Участками в ней встречаются карбонат и эпидот. Интенсивно развит пирит в виде мелких зерен в основной массе и вкрапленниках.

Среди вторичных кварцитов наиболее распространены кварц-каолинитовые разности и монокварциты. Иногда встречаются кварц-алунитовые (в некоторых случаях с серой), кварц-лимонитовые, серицит-диаспоровые и другие кварциты. Монокварциты не только одни из самых распространенных пород, но они слагают наиболее мощные тела. Например, западнее высоты 1062, где ими сложен водораздел, они при мощности 100—150 м протягиваются на 800—1000 м. Структура монокварцитов микрогранобластовая, бластопорфирировая с криптозернистой связующей массой. Текстура массивная, пористая, иногда пятнистая вследствие того, что микрогранобластовый агрегат кварца развивается, видимо, по бывшим обломкам и вкрапленникам, а остальная часть породы замещена криптозернистым агрегатом кварца. В целом породы сложены кварцем (90—95 %) и рудным минералом (1—7 %). Часто присутствуют землистые выделения лейкокссена со сфеном и зернышки рутила.

Кварц-каолинитовые породы составляют значительную часть вторичных кварцитов. Для них характерно разнообразие микроструктур, зависящих от состава и структуры исходной породы. Наиболее распространена гломеробластовая структура, реже встречается порфириобластовая. Основная масса криптозернистая, бластоалевритовая, бластопсаммитовая. Минеральный состав пород (%): кварц — 40—70, каолинит — 40—50, пирит 5—7. Почти всегда присутствуют рутил, а также землистые выделения лейкокссена и сфен. Изредка встречаются алунит (до 5 %) и реликтовые зерна кварца.

Кварц-алунитовые породы обнаружены по рекам Истык и Ламутская, где они находятся совместно с монокварцитами и связаны с ними постепенными взаимопереходами. По р. Истык эти породы встречаются в зоне гидротермально измененных пород, имеющих мощность 40 м и приуроченных к крупному разлому. По р. Ламутская кварц-алунитовые породы образуют пластовое тело мощностью до 80 м, протягивающееся на 500—600 м. Структура пород гломеробластовая, микрогранобластовая или немагнотранобластовая. Они состоят из кварца и алунита. Количество алунита колеблется от 30—40 % в кварц-алунитовых кварцитах до 85—90 % — в алунитовых разностях. Почти всегда присутствует пирит. Участками встречаются каолинит (до 20 %) и монтмориллонит (до 10 %). Алунит с монтмориллонитом образуют более крупнозернистые и чешуйчатые агрегаты, имеющие округлую, угловатую, прямоугольную форму. Видимо, они замещают обломки или вкрапленники пород, около которых часто концентрируется рудная пыль. Основная ткань в алунитовых кварцитах и кварц-алунитовых породах состоит из микрозернистого или криптозернистого пятнистого агрегата кварца. Однако встречаются тонкозернистые сростания алунита, кварца, монтмориллонита или каолинита.

Кварц-лимонитовые породы встречаются участками в зонах гидротермально измененных пород, слагая пласты мощностью до 10 м

(реки Ламутская, Вэвиваям и др.). В них четко выражена реликтовая обломочная структура, указывающая на то, что лимонит замещает туфы или туфобрекчии. Причем лимонит интенсивнее замещает связующую массу в исходных породах, чем обломки. В целом породы состоят из микрогранобластового агрегата кварца с рассеянными выделениями лимонита. Кварц обычно составляет 20—65 % породы, а лимонит — 35—80 %. Иногда совместно с ними встречаются крупные зерна ильменита (до 0,3—0,5 мм), окруженные оболочкой лейкокссена.

Серосодержащие кварциты обнаружены в районе высоты 1062, где они слагают пласт мощностью 11 м. Породы сложены микрогранобластовым агрегатом кварца (60—80 %) и серой (до 20 %). Почти всегда присутствует алунит, образующий обычно прорастания с кварцем. Количество алунита не превышает 10—15 %. Реже присутствуют мелкие зернышки пирита и рутила, а также сфена. Сера в породе образует неправильной формы микропрожилки и зерна. Иногда наблюдается ее сростание с кварцем. Помимо вышеописанных пород, встречаются хлоритизированные, цеолитизированные, окварцованные и другие разности пород, показанные на геологической карте.

ТЕКТОНИКА

Несмотря на многообразие тектонических схем как для Камчатки в целом, так и для отдельных ее регионов, до сих пор нет общепринятой. В основу тектонического районирования территории положены тектоническая схема Камчатки, разработанная Г. М. Власовым и др. [1], и тектоническая схема северной части Камчатки [18, 19]. В соответствии с концепцией Г. М. Власова и др., площадь листов расположена на участке сочленения Центрально-Камчатской и Восточно-Камчатской структурно-фациальных зон. Первой зоне соответствует Центрально-Камчатский вулканический пояс, в пределах которого находится Кичигинский синклиниорий, сложенный вулканогенными образованиями неоген-четвертичного возраста (рис. 1). Сочлененный с этим синклиниорием Тымлатский антиклинорий, в строении которого участвуют туфогенно-осадочные отложения позднемелового и палеогенового возраста, входит в Восточно-Камчатскую структурно-фациальную зону. Как вулканогенные, так и туфогенно-осадочные образования дислоцированы неодинаково. По степени дислоцированности они расчленяются на четыре структурных яруса: верхнемеловой, эоцен-нижнемиоценовый, верхнемиоцен-плиоценовый и четвертичный.

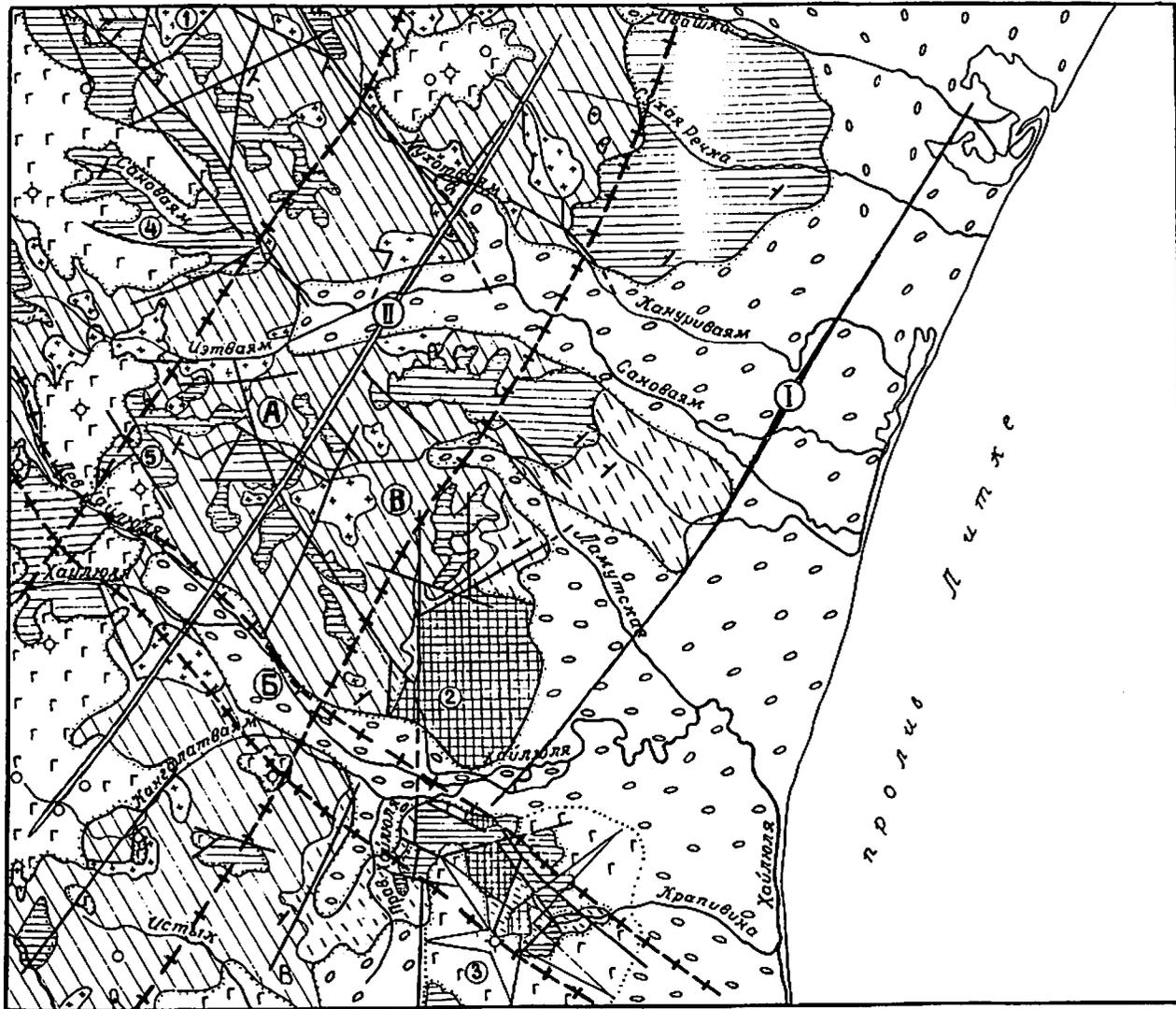
Верхнемеловой структурный ярус играет роль складчатого фундамента. Он сложен вулканогенно-кремнистыми образованиями ирунейской свиты, формирование которых происходило в собственно геосинклинальный этап развития территории. На дневную поверхность отложения яруса выходят в блоковых поднятиях в юго-восточной части района (горст Южный, вулканотектоническое поднятие Хайлюлинское). Отложения, участвующие в строении яруса, круто дислоцированы, углы падения слоев часто превышают 40° . Породы интенсивно трещиноваты, рассечены многочисленными разрывами на мелкие блоки, нередко в них наблюдается микроскладчатость. Простирается складок близкое к меридиональному.

Эоцен-нижнемиоценовый структурный ярус образован отложениями снатольской свиты, ковачинской серии, гаххинской и березовской свит, которые дислоцированы в меньшей степени, чем отложения верхнемелового структурного яруса. Оба яруса отделены друг от друга поверхностью углового несогласия. В строении яруса участвуют как осадочные отложения, образующие нижний подъярус, так и вулканогенные породы березовской свиты, слагающие верхний подъярус. Осадочные отложения нижнего подъяруса, компетентные к пликативным дислокациям, собраны в относительно пологие складки с углами падения на крыльях $10-20^\circ$, реже — более. Лишь вблизи разломов слои дислоцированы интенсивнее и наклонены под углом $40-60^\circ$. Пликативные дислокации для верхнего подъяруса не характерны, поэтому специфической особенностью его является интенсивное проявление дизъюнктивных дислокаций, которые во многих местах обуславливают крутое, а иногда и вертикальное залегание пород (р. Ламутская).

Верхнемиоцен-плиоценовый структурный ярус сложен отложениями аллейской серии. Он отделен от эоцен-нижнемиоценового структурного яруса угловым несогласием. Однако в ряде мест оно выражено слабо или вовсе отсутствует на участках горизонтального залегания пород обоих ярусов. Отложения, слагающие описываемый ярус, обычно дислоцированы слабо. Преобладающие углы падения слоев $5-10^\circ$. Часто они залегают субгоризонтально. Лишь вблизи разломов (реки Вэвиваям, Правая Хайлюля, высота 1062 и др.) углы падения увеличиваются до $20-30^\circ$. Складчатость для отложений яруса не характерна, наклон слоев обусловлен главным образом дизъюнктивными дислокациями.

Четвертичный структурный ярус сложен, по существу, недислоцированными вулканогенными и осадочными рыхлыми образованиями. Лишь раннечетвертичные вулканические участки подверглись разрывным дислокациям. Образования этого и нижележащих структурных ярусов отделены угловым несогласием. Вулканогенные породы рассматриваемого яруса развиты преимущественно в западной части территории, где они слагают, помимо плато, крупные щитовые вулканы и стратовулканы. В восточной части площади в строении яруса участвуют осадочные образования различного генезиса, залегающие горизонтально и мощным чехлом перекрывающие отложения нижних структурных ярусов.

Наиболее крупным тектоническим элементом района является Тымлатский антиклинорий. Эта структура, большая часть которой находится вне описываемой территории, расположена в восточной ее части и прослеживается на расстояние более 80 км. Ось ее ориентирована по азимуту $30-35^\circ$ и проходит по направлению гора Хайлюля—оз. Нерестовое. В пределах суши обнажаются в основном западное крыло и свод структуры. В прибрежной полосе, где развиты рыхлые четвертичные отложения, располагается восточное крыло, большая часть которого находится в акватории пролива Литке, что подтверждается гравиметрическими данными. В целом, в поле силы тяжести Тымлатскому антиклинорию соответствуют положительные аномальные значения [14]. Кроме того, для него характерно спокойное преимущественно отрицательное, а участками заметно дифференцированное магнитное поле (рис. 2) небольшой интенсивности [32]. Антиклинорий имеет складчатое или складчато-глыбовое строение, особенно характерное для сво-



км 5 0 5 10 15 км

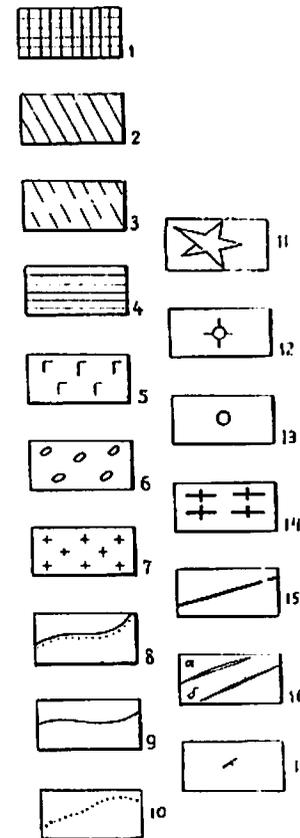


Рис. 1. Тектоническая схема.

1 — верхнемеловой структурный ярус (ирунейская свита); 2—3 — золен-нижнемиоценовый структурный ярус: 2 — нижний подъярус (сватолская свита, ковачинская серия, гакхинская свита); 3 — верхний подъярус (березовская свита); 4 — верхнемиоцен-плиоценовый структурный ярус (алнейская серия); 5—6 — четвертичный структурный ярус: 5 — вулканогенные породы, 6 — рыхлые отложения; 7 — миоценовые интрузии; 8 — граница ярусов; 9 — граница подъярусов, интрузивных тел; 10 — граница фаций в пределах структурного яруса; 11 — вулканотектоническое поднятие; 12 — вулкан; 13 — шлаковый конус; 14 — зона глубинного разлома; 15 — прочие разломы; 16 — оси: а — синклинория, б — антиклинория; 17 — наклонное залегание слоев.

Буквы и цифры на схеме: 1 — Тымлатский антиклинорий; 11 — Кичигинский синклинорий; разломы (буквы в кружках): глубинные — Центрально-Камчатский (А), Хайлюлинско-Кахтанский (Б); прочие — Правохайлюлинский (В), горсты и грабены, вулканотектоническое поднятие (цифры в кружках): горсты — гора Паук (1), Южный (2), поднятие Хайлюлинское (3); грабены — Изтваямский (4), Левохайлюлинский (5).

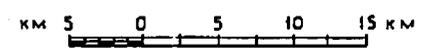
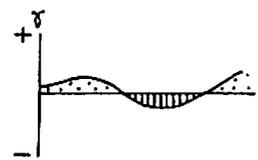
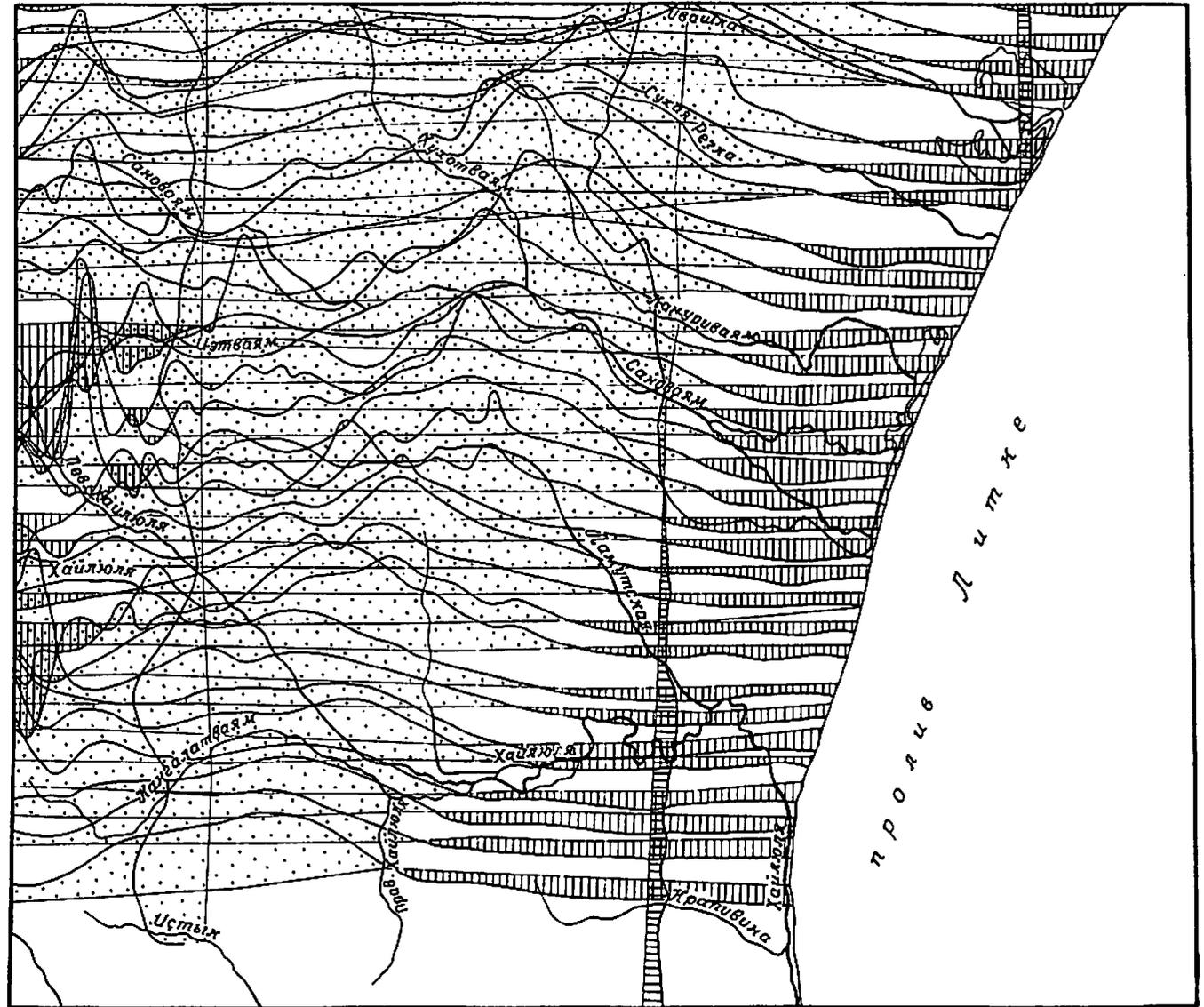


Рис. 2. Карта графиков ΔT_z .

довой его части. Это наиболее четко подчеркивается в южной части района, где по разломам на дневную поверхность выведены отложения поздне мелового структурного яруса, которые совместно с кайнозойскими образованиями участвуют в строении горста Южный и Хайлюлинского вулканотектонического поднятия.

Горст Южный расположен в междуречье Хайлюли, Ламутской и Южной. Он сложен породами поздне мелового возраста (ирунейская свита), которые прорваны миоценовыми субвулканическими телами. Горст ограничен разломами, к одному из которых приурочена долина р. Южная. По этому крупнейшему дизъюнктиву сброшено западное крыло с амплитудой сброса не менее 400 м. С других сторон структура ограничена менее крупными сбросами, по которым отложения верхнемелового структурного яруса ступенчато погружаются под более молодые отложения. В целом, поднятие имеет изометричную форму и занимает площадь около 100 км².

Хайлюлинское вулканотектоническое поднятие расположено к югу от горста Южный. Оно находится в зоне Хайлюлинско-Кахтанинского глубинного разлома, чем обусловлено сложное его строение. С запада поднятие ограничено Правохайлюлинским разломом, по которому сброшено западное крыло и срезана краевая часть щитовой постройки вулкана Хайлюлинский. Амплитуда сброса небольшая — до 100 м. С других сторон поднятие, имеющее прямоугольную форму, видимо, также ограничено небольшими разломами, которые скрыты под рыхлыми отложениями.

В строении структуры участвуют отложения ирунейской свиты, ковачинской серии, нижней и верхней толщ алнейской серии, тяготеющие к ее центральной части. Они прорваны крупными субвулканическими телами плиоценовых дацитов. В них локализованы мелкие тела альбитовых метасоматитов.

Участками, как стратифицирующиеся отложения, так и прорывающие их дациты, подверглись интенсивному гидротермальному метаморфизму, а также разбиты многочисленными разломами преимущественно северо-западного простирания, соответствующего направлению Хайлюлинско-Кахтанинского глубинного разлома. Однако дешифрирование радиолокационных снимков показывает, что в пределах поднятия также широко развиты разломы северо-восточного и субмеридионального направлений. Если меловые, палеогеновые и преимущественно неогеновые отложения тяготеют к центральной части структуры, то нижнечетвертичные базальты, слагающие щитовую постройку, распространены в ее периферической части. Это обусловлено тем, что в результате значительных восходящих движений в четвертичный период центральная часть поднятия, в которой находится жерло щитового вулкана, подверглась интенсивной эрозии. В процессе эрозивной и экзарационной деятельности была уничтожена наиболее приподнятая жерловая часть вулкана и вскрылись более глубокие горизонты как самой вулканической постройки, так и фундамента. Раннечетвертичные

базальты сохранились лишь в красных частях вулкана, которые совпадают с краевыми зонами поднятия. Поскольку щитовой вулкан имел округлую форму, то сохранившиеся периферийные части его своим расположением придают местами округлую форму и поднятию, что дало основание некоторым исследователям [12] рассматривать Хайлюлинское вулканотектоническое поднятие в качестве кольцевой структуры с кратерной кальдерой, расположенной в центральной ее части.

В геофизических полях описываемая структура отражается слабо. В поле силы тяжести она фиксируется слабым изгибом изоманомал, а на карте графиков ΔT_e ей соответствует слабоположительное поле с плавными изгибами линий при пиковых значениях.

Кичигинский синклиниорий впервые выделен в бассейнах Тымлата, Кичиги и Белой, вблизи перешейка полуострова, где он разделяет Лесновский и Тымлатский антиклинории [19]. Синклиниорий с северо-востока на юго-запад пересекает рассматриваемый район, захватывая его большую часть, и уходит за границу территории, где она смыкается с Паланской впадиной. Описываемая структура в пределах района сопряжена с Тымлатским антиклинорием. Синклиналиное строение ее выражено достаточно четко. На юго-восточном ее крыле это подчеркивается выдержанным падением слоев на северо-запад. На северо-западном крыле (верховья рек Хухотваям и Хухлотваям) породы падают преимущественно к юго-востоку. Таким образом, размах крыльев структуры достигает 45—50 км. Протяженность ее на территории листов превышает 80 км. Судя по геофизическим данным [14], Кичигинскому синклинорию соответствует погружение поверхности докайнозойского фундамента на глубину 8—9 км. Наиболее прогнутая его часть расположена в верховьях рек Хайлюля, Левая Хайлюля, Вэвиваям и др. Западнее этого участка происходит воздымание докайнозойского фундамента, и на западных склонах Срединного хребта, вне площади листов, фундамент находится на глубине 1—1,5 км [19, 21]. Характерно, что поверхность фундамента, разбитая сбросами, имеет ступенчатое строение, обусловленное дифференцированным спусканием блоков в сторону наиболее прогнутой части синклинория.

В поле силы тяжести осевой части структуры соответствует гравитационная ступень, которая также фиксирует местоположение Центрально-Камчатского глубинного разлома. Значительная часть Кичигинского синклинория располагается в зоне этого глубинного разлома, являющейся долгоживущей структурой, контролировавшей кайнозойскую вулканическую деятельность. В результате этой деятельности сформировался Центрально-Камчатский вулканический пояс, сложенный в пределах района вулканогенными образованиями неоген-четвертичного возраста. Этот пояс на территории листов пространственно совпадает с Кичигинским синклинорием; к югу

от рассматриваемого района пояс под острым углом пересекает эту структуру.

Центрально-Камчатский вулканический пояс (следовательно, и Кичигинский синклинорий) исключительно сложно построен. Некоторые исследователи выделяют здесь ряд вулканотектонических структур, относящихся к группе кольцевых.

Вулканический пояс отчетливо выделяется по геофизическим данным. На картах магнитных аномалий [32] разновозрастные магматические породы дают преимущественно положительное сильнодифференцированное поле с многочисленными локальными аномалиями. При этом мощные четвертичные вулканические постройки на карте графиков ΔT_a дают резкие узкие пики. Крупные сближенные субвулканические тела плиоценового и миоценового возраста в западной части района характеризуются отрицательными значениями магнитного поля. По данным гравиметрических съемок [14, 28], в этой же части площади в пределах преобладающего развития вулканогенных пород наблюдается интенсивно дифференцированное поле силы тяжести, отображающее, видимо, резкое воздымание и погружение по разломам поверхности докайнозойского фундамента. Преобладающее простираание изоаномал, особенно в центральной части площади, в целом совпадает с простираанием вулканогенных толщ, слагающих вулканический пояс. Характер складчатой структуры в Кичигинском синклинории и вулканическом поясе устанавливается лишь по элементам залегания слоев. Слабовыраженные складчатые структуры отмечаются главным образом в отложениях березовской свиты, участвующих в строении верхнего подъяруса эоцен-миоценового структурного яруса. Размеры и форма складок не поддаются уверенному определению из-за их нечеткой выраженности, густой сети дизъюнктивных нарушений и насыщенности интрузиями, субвулканическими телами и дайками. Преобладающий размах крыльев складок можно оценить в 5—10 км, а их длину — в 10—15 км (бассейны рек Вэвиваям, Левые Начики, Хухотваям и др.). Наклон слоев на крыльях обычно составляет 10—20°, хотя вблизи разломов углы падения достигают 40—45° и более.

Суммируя данные магнитометрических, гравиметрических, электроразведочных и геологических наблюдений, территорию вулканического пояса можно рассматривать в виде мозаики тектонических блоков, имевших разнонаправленный характер движений. В результате таких движений в районе сформировались многочисленные небольшие грабено- и горстообразные структуры. По сути дела, каждый блок, организованный разломами, можно рассматривать в качестве такой структуры. Несмотря на контрастность и дифференцированность перемещения отдельных блоков относительно друг друга, в районе наблюдаются участки, в которых суммарно преобладали либо нисходящие, либо восходящие движения. Эти участки в первом приближении можно выделить в

качестве грабенообразных впадин или горстообразных поднятий, отметив неконтрастность этих структур и нечеткость их границ.

Среди грабенообразных структур выделяются Иэтваямский и Лехохайлюлинский грабены, среди горстообразных — горст горы Паук. Грабены имеют многоугольную форму в плане. Им свойственны отрицательные аномалии поля силы тяжести при различной интенсивности градиентов значений гравитационного поля. Размер грабенов составляет 200—400 км². Докайнозойский фундамент в их пределах находится на глубине нескольких километров. Для Лехохайлюлинской структуры, которая расположена почти в центральной части Кичигинского синклинория, она составляет 8—9 км.

В пределах всех грабенообразных структур расположены четвертичные вулканические постройки, которые сформировались на фундаменте, сложенном мощными толщами кислых вулканитов, принадлежащих к березовской свите и алнейской серии и прорванных субвулканическими телами миоценового и плиоценового возраста. Широкое развитие в пределах этих впадин вулканитов кислого состава, видимо, создало эффект дефицита масс, что обусловило отрицательные гравитационные аномалии. Впадины разбиты сериями разломов, приуроченных к их периферии. Эти разломы в основном прямолинейны, но в некоторых случаях (например, во впадине Иэтваямская) участками имеют дугообразную форму.

Горст горы Паук расположен в северо-западной части района. Он сложен преимущественно палеогеновыми отложениями, обнажающимися в его центральной части, которые прорваны крупными интрузиями габбро и гранодиоритов. За пределами района, но у самой его границы, на дневную поверхность выходят верхнемеловые отложения ирунейской свиты [13]. По периферии поднятия развиты миоценовые образования березовской свиты, которые пересекаются сериями разноориентированных разломов, ограничивающих горст со всех сторон и разбивающих его на ряд более мелких блоков. Последние часто ступенчато сброшены по отношению к центральной части структуры. Амплитуда сбросов достигает 100—200 м. На карте гравитационных аномалий горст горы Паук фиксируется положительной аномалией, а в магнитном поле ему соответствует положительная аномалия интенсивностью до 150—200 гамм.

Наиболее крупной дизъюнктивной структурой района является Центрально-Камчатский глубинный разлом [14]. Зона разлома отчетливо фиксируется на гравиметрических картах в виде региональной цепи максимумов и линейной градиентной ступени, прослеженной на большей площади полуострова, включая и рассматриваемую территорию. Эта полоса гравитационных аномалий совпадает с полосой линейно-вытянутых аномалий ΔT_a [33]. Ширина зоны глубинного разлома по геофизическим данным составляет 20—25 км. В поверхностной геологии он выражен широким развитием вулканогенных, интрузивных и субвулканических образований, которые образуют полосу, трассирующую глубинный разлом.

Его восточная граница довольно четко фиксируется и, видимо, совпадает с линией, отделяющей вулканогенные образования от осадочных. Западная его граница не имеет четкого выражения, но она скорее всего не уходит за восточную границу распространения четвертичных вулканогенных пород. В целом зона глубинного разлома характеризуется густой сетью разломов и обширными зонами гидротермально метаморфизованных пород. К зоне приурочены все выявленные рудопроявления золота, серы, алунита. Резкий градиент поля силы тяжести в районе глубинного разлома позволяет интерпретировать его в качестве крутонаклонной тектонической зоны блоковых перемещений докайнозойского фундамента. Продолжавшаяся тектоническая активность этой зоны на всем протяжении кайнозойской эры, в период формирования вулканического пояса, обусловила унаследованные блоковые перемещения кайнозойских отложений.

Следующей значительной дизъюнктивной структурой района является Хайлюлинско-Кахтанинский глубинный разлом, ориентированный в северо-западном направлении вкрест простирания основных структур района. К нему приурочены долина р. Хайлюля. На разломе расположена группа вулканов, в частности, вулканы Кангалатваямский, Хайлюлинский и многочисленные плиоценовые и четвертичные субвулканические тела. За пределами площади листов он четко фиксируется серией северо-западных разломов, которые контролируют ряд четвертичных вулканов [21]. Ширина зоны разлома около 4—6 км.

Если по классификации А. Е. Михайлова [6] вышеописанные разломы относятся к крупнейшим дизъюнктивным структурам, то в пределах района имеются «крупные» разломы, прослеживающиеся на расстояние 15—35 км. Признаками их являются линейное расположение сближенных более мелких разломов, зон дробления, полей гидротермально измененных пород, даек и субвулканических тел, минеральных источников. По этим разломам часто контактируют разновозрастные отложения. Они довольно отчетливо выделяются по геоморфологическим данным и по результатам дешифрирования аэрофотоснимков. К таким дизъюнктивам относится Правохайлюлинский разлом, имеющий прямолинейный характер и меридиональное простирание. Он прослеживается с верховьев р. Южная к югу, к верховьям р. Правая Хайлюля, где срезает западное крыло Тымлатского антиклинория. На этом участке разлом мелкими сдвигами северо-западного простирания разбит на отрезки, которые односторонне сдвинуты относительно друг друга. Причем амплитуда сдвигов достигает 1 км. Далее на север по р. Южная, долина которой приурочена к этому разлому, подобные сдвиги не наблюдаются. Здесь разлом ограничивает с запада горст Южный. Его западное крыло сброшено с амплитудой более 400 м. Однако в верховьях р. Южная амплитуда сброса резко уменьшается и далее не продолжается. Длина его в пределах района составляет 35 км.

Относительно крупные разломы установлены также по рекам Кангалатваям, Иэтваям, Хухлотваям, Хухотваям и др. Долины рек, приуроченные к этим разломам, на отрезках 10—15 км прямолинейны. Сами разломы сопровождаются зонами дробления и гидротермально измененных пород, дайками (реки Левые Начики, Истык, Хухотваям и др.), шлаковыми конусами и т. д. Разрывные нарушения более мелкого порядка распространены повсеместно, особенно в пределах вулканического пояса. Несмотря на кажущуюся беспорядочность в их простирании, многие мелкие разломы ориентированы в соответствии с простиранием ближайших к ним крупных разломов. Они хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках и часто выражены в рельефе в виде прямолинейных участков долин, распадков, в которых встречаются тектонические брекчии, зеркала скольжения и т. д.

Современная структура района сформировалась в процессе проявления нескольких фаз тектогенеза. Наиболее мощной из них является фаза, происшедшая на рубеже мела и палеогена и известная под названием камчатской. В результате тектонических движений этой фазы позднемиоценовые отложения ирунейской свиты, которые представляют собой верхнее звено мощного геосинклинального комплекса, были интенсивно дислоцированы в линейные складки. Отсутствие в районе нижнепалеогеновых отложений скорее всего свидетельствует о том, что после камчатского тектогенеза рассматриваемая территория представляла собой сушу. Одним словом, интервал геологической летописи от начала палеогена до среднего и позднего эоцена, когда начали отлагаться образования снатольской свиты и, главным образом, ковачинской серии, остается неопределенным. Отложения этих подразделений в совокупности с осадочными отложениями гакхинской свиты и преимущественно вулканогенными породами березовской свиты слагают эоцен-нижнемиоценовый структурный ярус, который сформировался в процессе проявления алеутской фазы тектогенеза. Эта фаза произошла в миоцене, в предальпийское время.

Угловое несогласие, разделяющее позднемиоцен-плиоценовый и четвертичный структурные ярусы, обусловлено проявлением сахалинского тектогенеза, который по своей интенсивности был самым слабым. Реакцией на сахалинские движения были массовые излияния нижнечетвертичных базальтов, связанные с глубокими расколами, преимущественно северо-восточного простирания. Не исключено, что эти движения не затухали в средне- и позднечетвертичное время и продолжают в современную эпоху, о чем свидетельствуют мощные излияния базальтов в районе Среднего хребта в продолжение всего четвертичного периода и его большая сейсмичность, достигающая 6—7 баллов*.

* Карта сейсмического районирования СССР масштаба 1 : 500 000, под ред. акад. М. А. Садопского, 1984.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Основная роль в создании современного облика рельефа принадлежит вулканизму, тектонике, денудации и аккумуляции, определившим выделение вулканогенного, выработанного, денудационного и аккумулятивного рельефа (рис. 3).

Вулканогенный рельеф объединяет поверхности лавового плато, пологие склоны щитовых вулканов и крутые склоны стратовулканов. Рельеф, созданный на поверхности базальтового плато, наблюдается на водоразделе рек Левые Начики, Кангалатваям, Вэвиваям и представляет собой часть склона крупнейшего щитового вулкана. Поверхность плато ровная, участками волнистая, имеет небольшое эрозионное расчленение, наклонена к юго-востоку. Плато интенсивно обработано ледниками. Поверхности лавовых потоков часто отшлифованы, на них наблюдаются штриховка и борозды, указывающие на направление движения ледников. Встречаются обработанные ледниками шлаковые конусы, имеющие относительные превышения 150—200 м.

Если вышеописанное плато постепенно сливается с окружающей местностью и лишь при сочленении с долинами рек ограничено уступами (р. Кангалатваям), то плато в верховьях рек Русакова и Хухлотваям резко выделяется в рельефе. Оно занимает водораздельные пространства и уступами обрывается в сторону долин этих рек.

Плато сформировались в ранне- и среднечетвертичное время. Современный облик рельефа приобрел в позднечетвертичное время, после интенсивной обработки их ледниками второго оледенения.

Рельеф пологих склонов щитовых вулканов и крутых склонов стратовулканов относится к типу рельефа, созданного комплексом различных вулканических процессов.

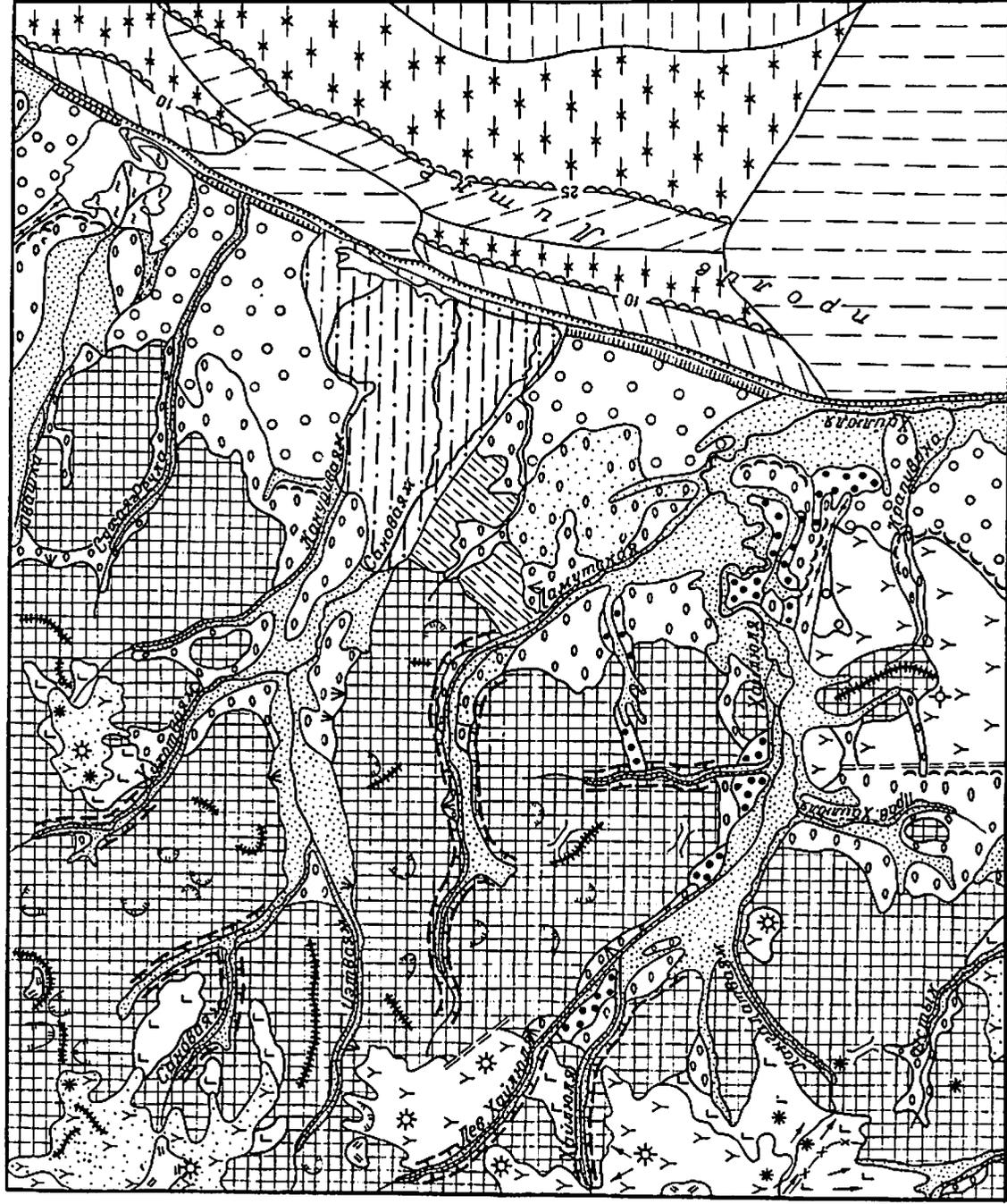
Рельеф пологих склонов развит на восточных отрогах Срединного хребта и наиболее выражен на щитовых вулканах Хайлюлинский и Снеговой. Первый сложен серией периклинально наклоненных лавовых потоков, поверхность которых волнистая, радиально изрезанная глубокими и широкими долинами ручьев. Современный облик она приобрела в процессе глубокой эрозии и интенсивной обработки ледниками первого и второго оледенения, которые почти полностью покрывали ее. Ледниками поверхность была сильно

сглажена. На ней остались лишь отдельные возвышенности, представляющие собой плиоценовые и четвертичные субвулканические тела, а также ряд мощных лавовых потоков. Последние в виде вытянутых увалов радиально ориентированы относительно горы Хайлюля. Более сохранившейся является щитовая постройка вулкана Снеговой, поверхность которой периклинально наклонена под углом до 10—12°. Склоны вулкана изборождены радиально ориентированными распадками, отчего поверхность их имеет волнистый, «гофрированный» вид. Рельеф полностью сформировался в современную эпоху.

Рельеф крутых склонов стратовулканов развит главным образом в водораздельной, самой возвышенной части Срединного хребта, где располагается ряд вулканических построек высотой до 2—2,2 км (сopка Тылеле — 2253 м, скала Палец — 2139 м). К стратовулканам относятся молодой конус вулкана Хайлюлинский, а также вулкан Левоначикинский, которые имеют отчетливо выраженную конусовидную форму со склонами, наклоненными под углом 35—40°. Поверхность склонов весьма неровная, изборождена распадками. На ней четко выделяются отдельные лавовые потоки, которые обычно образуют крупноглыбовые развалы. Северная сторона вулкана Хайлюлинский почти полностью разрушена до самой жерловины. Она обрывистая и увенчана скалами.

Так же интенсивно разрушена вулканическая постройка Тылеле, которая представляет собой огромный вулканический массив, подвергшийся совместному действию экзарации и эрозии. Особенно разрушен ее восточный склон, отчего он обрывист, имеет ступенчатый профиль и общую высоту около 1000 м. Многочисленные шлаково-лавовые конусы усложняют поверхность склонов этого вулкана. Каждый конус занимает площадь до 1—2 км² и имеет относительную высоту до 100—150 м. Рельеф полностью сформировался в современную эпоху.

Выработанный рельеф является структурно-денудационным. По способу образования категория включает рельеф, созданный комплексом склоновых процессов. Он распространен на большей части района и охватывает преимущественно бассейны верхнего и среднего течения рек Хухотваям, Хухлотваям, Сановаям и Хайлюля. Рельеф сформировался на субстрате миоцен-плиоценовых вулканитов. Образование его происходило на фоне интенсивного поднятия при широком проявлении процессов эрозии и денудации. В результате возник горный рельеф с абсолютными отметками, достигающими 1300—1700 м. Относительные превышения составляют 400—800 м. Наибольшие абсолютные и относительные высоты имеют горы, примыкающие к водораздельной части Срединного хребта. По сути дела, они являются восточными отрогами последнего. Горные массивы чаще всего ориентированы в направлении долин крупных водотоков района. Таковы горы Иэтуритун, Тувоиран и ряд других безымянных хребтов. Водоразделы большинства гор увенчаны скалистыми гребнями, пикообразными выступами и башнями. Склоны



км 5 0 5 10 15 км

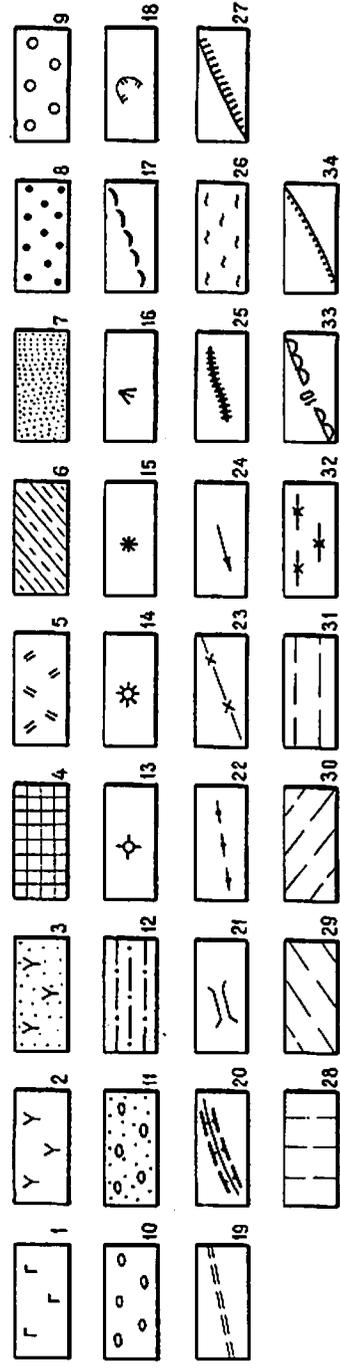


Рис. 3. Геоморфологическая схема.

1—3 — вулканический рельеф: 1 — вулканические конусы, 2 — вулканические конусы, 3 — вулканические конусы; 4—6 — выработанный рельеф: 4 — структурно-денудационный рельеф, созданный склоновыми процессами; 5—6 — денудационный рельеф: 5 — созданный современными ледниками; 6 — созданный плоскостным смывом и эрозией; 7—12 — аккумулятивный рельеф: 7—8 — созданный речной аккумуляцией; 7 — поверхность I и II надпойменных террас; 8 — поверхность III и IV надпойменных террас; 9—11 — созданный ледниковой аккумуляцией: 9 — моренные равнины первого оледенения, 10 — моренные равнины второго оледенения, 11 — флювиогляциальные равнины второго оледенения; 12 — пролювиально-аллювиальные равнины; 13—18 —

формы наземного рельефа: 13 — щитовые вулканы, 14 — стратовулканы, 15 — шлаковые конусы, 16 — конусы выноса, 17 — морены, 18 — цирки, кары; 19—27 — прочие обозначения: 19 — разломы, выраженные в рельефе, 20 — тротовые участки долин; 21 — сквозные долины, 22 — маргинальные каналы, 23 — ледоразделы; 24 — направление течения лавовых потоков, 25 — гребневидные водоразделы, 26 — дельты, 27 — клиф; 28—34 — подводный рельеф шельфа: 28 — дно с нечетко выраженными террасами; 29 — поверхность абразионно-аккумулятивных террас на глубинах: 29 — 10—15 м; 30 — 20—25 м, 31 — 50—55 м; 32 — склоны террас; 33 — бровки террас с указанием глубин; 34 — волноприбойные пины.

их крутые и сложны отдельными скалами и обрывами, часто имеют ступенчатый профиль, обусловленный препарировкой лавовых потоков. В целом профиль склонов многих горных массивов выпуклый; лишь у подножия склоны становятся вогнутыми за счет накопления делювиально-коллювиальных и пролювиальных отложений, которые мощным шлейфом окаймляют подножия большинства гор. В этих случаях обнаженность минимальная, обнажения встречаются лишь в ущельеобразных узких долинах ручьев, прорезающих склоны. Накопление обломочного материала предопределено широким проявлением склоновых процессов, проходивших под влиянием гравитации и неруслового склонового стока. Возраст рельефа позднечетвертичный.

Денудационный рельеф включает два типа, различающихся по своему происхождению: созданный деятельностью современных горных ледников и созданный плоскостным смывом и эрозией. Первый тип рельефа развит на ограниченных участках и главным образом непосредственно на водоразделе Срединного хребта и отдельных горах, примыкающих к нему. Основную роль при формировании этого типа сыграли современные ледники, которые мощным панцирем покрывают значительную часть Срединного хребта за пределами района [19]. На рассматриваемую территорию заходит лишь малая часть этих ледников. Мощный ледник расположен на вулкане Снеговой, который спускается по его восточному склону, достигая горизонтали 1600—1700 м. Ниже этой горизонтали от него отходят языки, фронтальная часть которых на 1—2 км удалена от самого ледника. Эти языки окаймляются дугообразными валами морен. Подобные ледники наблюдаются северо-западнее скалы Палец, в районе сопки Тылсе и горы Паук. Однако, если на вулкане Снеговой ледник имеет выпуклую поверхность с клиновидными (по вертикали) трещинами, то на остальных участках для него характерен вогнутый профиль. Эти ледники также сопровождаются валами боковых и конечных морен, а на самой поверхности ледников встречаются холмы до 2—3 м высотой, сложенные обломочным материалом. С тыльной стороны ледники обычно окаймляются обрывистыми склонами гор. Возраст рельефа — современный.

Рельеф, созданный плоскостным смывом и эрозией, развит в восточной части района, в междуречье Сановаям и Ламутской. Он сформировался на осадочных образованиях палеогена (ковачинская серия), которые большей частью покрыты чехлом гляциальных отложений первого оледенения, сохранившихся даже на водоразделах. Отдельные увалы, являющиеся неотъемлемой частью описываемого рельефа, характеризуются пологими склонами, которые незаметно сливаются с плоскими или слабовыпуклыми вершинами. Понижения между увалами и отчасти их склоны покрыты кочкарниковой тундрой, участками заболоченной. Долины ручьев и рек придают некоторую направленность элементам этого рельефа, и увалы ориентированы преимущественно в юго-восточном направлении. Самый большой и протяженный увал, примыкающий

к долине р. Сановаям, разбит поперечными короткими и глубокими распадками на ряд массивов, ориентированных перпендикулярно долине реки. Эти массивы с относительно крутыми северными склонами наиболее приподняты и имеют абсолютные отметки до 300 м. Высота их постепенно уменьшается в сторону побережья моря и к долине р. Ламутская. В последнем случае пологие склоны увалов постепенно сливаются с флювиогляциальными равнинами, примыкающими к долине Ламутской с северо-востока. Рассматриваемый рельеф приобрел свой современный облик в основном в позднечетвертичное время.

Аккумулятивный рельеф объединяет три типа рельефа, различающиеся способом своего образования: созданный речной аккумуляцией, созданный ледниковой аккумуляцией и рельеф пролювиально-аллювиальных равнин. Первый тип рельефа включает поверхности I и II надпойменных террас и поймы, а также поверхности III и IV надпойменных террас. Поверхности I и II надпойменных террас развиты у всех водотоков района за исключением мелких, которые часто текут по коренному руслу или прорезают аллювиально-делювиальные отложения. Они имеют ширину от нескольких метров у небольших ручьев до 4—5 км — у крупных рек (Хайлюля, Сановаям, Ламутская, Ивашка). Пойма и I надпойменная терраса почти всюду сложены аллювием. II надпойменная терраса в верховьях ручьев и рек чаще всего эрозионная или эрозионно-аккумулятивная. Пойменная терраса высотой до 0,8 м в паводковый период затопливается водой, и поверхность ее в силу этого очень изменчива. Высота I надпойменной террасы не превышает 1—1,5, а второй — 2—2,5 м. Поверхности пойменной и I надпойменной террас бугристые, заболоченные, участками поросшие густой кустарниковой (ивовые) либо древесной (чозения) растительностью. Часто они изобилуют многочисленными озерами, старицами, протоками. Поверхность II надпойменной террасы бугристая с многочисленными озерами, болотами, на ней развивается кочкарниковая тундра.

Поверхности III и IV надпойменных террас хотя и встречаются в долинах всех крупных рек района, за исключением р. Ивашка, но наиболее четко выражены в долине р. Хайлюля, где отдельные террасы при ширине 0,5—1 км протягиваются на 8—10 км. Поверхность террас ровная, иногда около бортов долин слабовсхолмленная, покрытая сухой мелкокочкарниковой тундрой. Она под небольшим углом наклонена в сторону русла. Абсолютные отметки террас варьируют от 10—20 до 100—150 м. Высота их над руслом реки не превышает 15—20 м, а относительно II надпойменной террасы они возвышаются на 10—15 м, отделяясь от нее уступом, имеющим наклон до 60—80°. III и IV надпойменные террасы также отделены друг от друга уступом высотой до 5—7 м. На поверхности террас наблюдаются следы деятельности «флювиальных» потоков, особенно четко видимых на аэрофотоснимках. Возраст поверхности этих террас — позднечетвертичный.

Рельеф, созданный ледниковой аккумуляцией, объединяет моренные равнины первого и второго оледенений, а также флювиогляциальные равнины второго оледенения. Моренные равнины первого оледенения тяготеют к побережью моря, где они полосой шириной до 15—20 км прослеживаются с небольшими перерывами почти на 80 км. Поверхность равнины характерна для моренного, западно-холмистого рельефа с многочисленными озерами. Размер озер — от мелких с площадью зеркала в несколько квадратных метров до крупных, занимающих площадь 1—1,5 км² (озера Крюминское, Фигурное и др.). Наиболее крупные озера характеризуются причудливо-извилистой береговой линией (оз. Фигурное). Размер морен от первых десятков до сотен метров. Высота их варьирует от 2—5 до 40—50 м. Ориентированы они в самых различных направлениях. В целом поверхности самих морен сглаженные, часто имеют пологие склоны. Нередко между крупными моренами располагаются выровненные заболоченные участки с небольшим развитием торфяников. На морском берегу морены резко срезаются береговой линией, отчего берег большей частью обрывистый. Морские обрывы (клиф), сложенные преимущественно ледниковыми отложениями, достигают высоты 50 м. Моренная равнина первого оледенения полностью сформировалась в позднечетвертичное время.

Моренная равнина второго оледенения широко развита в низовьях крупных рек района и на участках, примыкающих к восточным отрогам Срединного хребта. Ледниковое происхождение наложило особый отпечаток на ее поверхность. Микрорельеф этой поверхности обусловлен широким развитием морен, образующих гряды, валы, имеющие определенную ориентировку. Одна из наиболее мощных гряд конечных и боковых морен наблюдается в низовьях р. Ивашка, где ледник спустился почти до самого моря. Конечное положение ледника зафиксировано валом конечных морен, которые, располагаясь дугой, пересекают долину р. Ивашка. Сам вал, обращенный выпуклой стороной к морю, состоит из морен, расположенных рядами параллельно друг другу. Высота отдельных морен не превышает 10—15 м. При ширине 20—100 м они протягиваются на 5—10 км. Река Ивашка, прорезав этот моренный вал узкой долиной, сразу же за конечным валом образовала веерообразную дельту с причудливо-извилистой береговой линией. Мощная гряда боковых и конечных морен довольно хорошо сохранилась на правобережье р. Хайлюля, где она протягивается почти от северных склонов горы Столовая до устья р. Крамары, долина которой приурочена к маргинальному каналу, отделяющему морены первого оледенения от боковых морен второго оледенения. Последние представляют собой валоподобные холмы, ориентированные параллельно р. Крамары, которые при ширине 150—200 м и высоте до 20—30 м прослеживаются на 1—2 км. В поперечном сечении этой гряды боковых морен наблюдается не менее пяти-семи валоподобных холмов, промежутки между которыми заняты озе-

рами. Как и в низовьях р. Ивашка, внутренние части этой гряды имеют мелковхолмленный западный ландшафт. Подобные моренные равнины развиты по рекам Ламутская, Левая Хайлюля и др. Рельеф сформировался в позднечетвертичное время.

Флювиогляциальная равнина второго оледенения развита в низовьях Ламутской, где занимает площадь около 80 км². Сформировалась за счет размыва и аккумуляции материала окружающих ее морен. Строение равнины неоднородное. В верховьях правого притока р. Тмыгваям поверхность ее пологоувалистая, волнистая. Южнее высоты 164 равнина почти плоская. Здесь она наклонена к юго-востоку, что видно по абсолютным отметкам. Если в верховьях р. Тмыгваям абсолютная отметка равнины достигает 180—200 м, то в низовьях р. Ламутская и севернее урочища Крюминское высота ее понижается до 20—40 м. Юго-восточные и восточные краевые части этой равнины окаймляются моренами первого оледенения, которые размывались флювиальными потоками. Равнина разрезается временными ручьями, имеющими узкие и глубокие долины, борта которых нацело сложены водно-ледниковыми отложениями. Иногда поверхность осложняется небольшими увалами, ориентированными субмеридионально и представляющими собой остатки неразмытых морен. Равнина в основном сформировалась в позднечетвертичное время.

Пролувиально-аллювиальная равнина сформировалась в устьевой части Русаковой и Кануриваяма за счет размыва примыкающих к ней с северо-запада гор. Общая площадь ее более 150 км². С востока она ограничена Русаковской намывной косой, с севера и юга — моренами урочища Вэвысусен и правого борта р. Тмыгваям. К северо-западу равнина постепенно сливается с поймой и низкими пойменными террасами р. Сановаям. Поверхность ее большей частью совершенно плоская, интенсивно заболоченная, изрезана многочисленными притоками и протоками рек Русакова и Сановаям. Абсолютные отметки колеблются от 0,4 до 6 м. Во время таяния снега вся равнина почти полностью покрывается водой. Сформировалась равнина полностью в современную эпоху.

Акватория пролива Литке охватывает часть шельфа Берингова моря. Анализ навигационных карт и данные геолого-геофизических поисковых работ, проведенных на шельфе, показывают, что дно пролива Литке неровное и заметно террасированное. Выделяются подводные террасы 10—15-, 20—25- и 50—55-метровых уровней. Местами террасы размывы и перекрыты осадками, вынесенными крупными реками. Особенно мощный шлейф осадков приурочен к устью Хайлюли, где он имеет ширину 20 км и длину более 30 км. Под этими осадками погребены террасы всех уровней. Терраса 10—15-метрового уровня, имеющая ширину 2—3 км, прослеживается вдоль берега на расстояние 65 км, лишь у устья Русаковой она перекрыта рыхлыми отложениями. Тыльная сторона террасы отделена от берегового клифа узкой полосой пляжа и волноприбойной зоной шириною 200—300 м, в пределах которой

глубина возрастает до 5—6 м. Мористее наклон поверхности уменьшается, а глубины на протяжении 2—2,5 км увеличиваются до 10—15 м. Сложена терраса песками и галечниками. Она ограничена уступом, который в отличие от террасы имеет наклон, участками достигающий 5—7°. У подножия наклон уступа уменьшается и постепенно сливается с поверхностью террасы 20—25-метрового уровня, ширина которой достигает 3—4 км. Поверхность террасы неровная, волнистая, выделяются отдельные холмы высотой до 10 м. Сложена она, по данным бурения, алевролитами, песками и галечниками с торфом, возраст которого составляет 10800 ± 150 лет [35]. Терраса участками имеет четко выраженную бровку, особенно на мысоподобных выступах, напротив пос. Ивашка и устья р. Кануриваям. В других местах поверхность ее постепенно сливается с поверхностью уступа шириной 7—12 км, который также плавно переходит в террасу 50—55-метрового уровня [32], расположенную в основном за пределами района. Поверхность террасы ровная, горизонтальная.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

В рассматриваемом районе обнаружены проявления золота, серебра, серы, алуниита, минеральных и термальных источников, а также строительных материалов. Весь комплекс осадочных образований исследован в отношении их нефтегазоносности.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Нефть. На территории прямых признаков нефтегазоносности не обнаружено. Осадочные и туфогенно-осадочные отложения, в которых обычно локализуются месторождения и проявления нефти, распространены относительно нешироко и главным образом в восточной части района. В западном направлении они частично замещаются вулканогенными образованиями. Общая мощность их превышает 1000 м. Эти отложения были опробованы с целью определения в них рассеянного битума и изучения их физических свойств (плотность, проницаемость). Всего отобрано 279 образцов на люминесцентно-битуминологический анализ, результаты которого суммированы ниже.

Установлено, что битум содержится во всех породах — как осадочных, так и вулканогенных. Кремнистые породы ирунейской свиты содержат маслянистый и легкий битумы «А» в количестве от 0,000625 до 0,0025 %. В туфах присутствует дисперсный битум МСБА в количестве 0,000156—0,0025 %. Наиболее битуминозными являются ковачинские породы и прежде всего темно-серые и черные аргиллиты. В них присутствует битум «А» с маслянистыми и смолисто-асфальтовыми фракциями — от 0,08 до 0,156 %, в среднем 0,1 %. В алевролитах содержится битум МСБА — от 0,0025 до 0,05 %, в среднем 0,03 %. Менее битуминозными являются песчаники, содержащие битум «А» с одинаковым соотношением маслянистых и смолисто-асфальтовых фракций — от 0,0025 до 0,04 %, в среднем около 0,02 %.

Отложения гакхинской свиты, судя по данным анализа 40 образцов, также являются битуминозными, хотя по содержанию битума они уступают ковачинским породам. Из них наиболее битуминозны аргиллиты, в которых присутствуют битумы типа МСБА в количествах, не превышающих 0,08 %. В алевролитах содер-

жание битума варьирует от 0,000125 до 0,156 %, в среднем 0,02 %. В песчаниках битум содержится в количестве от 0,00125 до 0,02 %. Как в алевролитах, так и в песчаниках распространен битум, содержащий маслянистые и смолисто-асфальтеновые фракции (МСБА).

В туфопесчаниках и песчаниках березовской свиты встречается преимущественно битум МСБА примерно в постоянных количествах — 0,0025—0,005 %. Довольно часто встречается маслянистый битум «А» в количестве 0,000313—0,0025 %. Всего было проанализировано 52 образца. Из них три образца — из туфов, в которых обнаружен маслянистый битум в количестве 0,000626 %. В туфогенно-осадочных отложениях алнейской серии установлены маслянистые битумы «А», а также битумы ЛБА. Количество их составляет 0,000156—0,000625 %.

Породы осадочного разреза характеризуются очень плохой проницаемостью. Причем проницаемость всех пород, независимо от их возраста, приблизительно одинакова. Так, для позднемеловых туфов и кремнистых пород она составляет от 0,02 до 0,2 мд. Наиболее проницаемыми являются песчаники ковачинской серии (0,1—1,6 мд). Наименее проницаемы аргиллиты — от 0,006 до 0,7 мд. Проницаемость песчаников гакхинской свиты варьирует от 0,14 до 0,9 мд, а алевролитов — от 0,0023 до 0,13 мд. Проницаемость туфопесчаников и песчаников березовской свиты колеблется в пределах 0,02—0,6 мд, а алнейских туфопесчаников — от 0,11 до 0,8 мд. Таким образом, по величине проницаемости, согласно классификации Г. И. Теодоровича, все осадочные породы района относятся к слабопроницаемым и практически непроницаемым, т. е. к IV и V классам и не могут быть промышленными коллекторами нефти.

Породы ковачинской серии и гакхинской свиты изучались в отношении их общей пористости и пористости насыщения. Наименьшей общей пористостью обладают алевролиты и аргиллиты ковачинской серии, которая не превышает 1 % при пористости насыщения 0,8 %. Общая пористость песчаников колеблется от 2 до 13 %, а пористость насыщения — от 1 до 11 %. Общая пористость песчаников гакхинской свиты колеблется от 5 до 13 %, а пористость насыщения составляет 2—10 %. Наиболее пористыми являются туфопесчаники алнейской серии. При общей пористости 9—17 % их пористость насыщения колеблется от 7 до 13 %.

Торф. Торфяные залежи распространены в приустьевых частях Ивашки, Русаковой и Хайлюли. Особенно обширные поля, сложенные ими, расположены по рекам Русакова и Хайлюля. В первом случае они занимают площадь 50—60 км², во втором — 40—50 км². Торф залегает непосредственно на галечниках. Он хорошо слоистый, мощность его от 0,5 до 3 м. Обычно состоит из слоев мощностью 5—10 см, которые разделены прослойками илов (1—2 см). В торфе встречаются остатки неразложившейся

древссны и гравия. Он относится к сфагново-осоковому типу. Зольность изменяется от 44,34 до 44,77 %, степень разложениости — от 15 до 25 % [11]. Небольшие проявления торфа установлены в бассейне р. Правая Хайлюля на площади 10—15 км²; средняя мощность торфа достигает 1—1,5 м.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Медь. Небольшие шлиховые ореолы халькопирита и самородной меди обнаружены по рекам Кангалатваям, Тотоланваям и Хухлотваям, а также по правому притоку р. Хухотваям. Халькопирит и самородная медь в шлиховых пробах присутствуют в единичных зернах. При точечном опробовании монокварцитов, окварцованных и пиритизированных вулканитов березовской свиты, обнажающихся по правым притокам Иуриттынваяма и Русаковой, в пробах обнаружены единичные зерна халькопирита, азурита и малахита. Спектральным анализом гидротермально измененных пород установлено содержание меди в количестве 0,001—0,03 %.

Свинец. Единичные зерна галенита были обнаружены в шлиховых пробах, отобранных в верхнем течении р. Хухотваям. Спектральным анализом металлометрических проб, отобранных с многочисленных зон гидротермально измененных пород, установлено содержание свинца в количестве 0,001—0,008 %.

Ртуть. Крупный шлиховой ореол киновари установлен в северо-восточной части района, где он захватывает бассейны верхнего течения рек Сухая Речка, Взысесенваям, Кануриваям и Вээнхаваям (1-4-1). В русловом аллювии этих рек киноварь в шлиховых пробах встречается на протяжении 8—13 км. Содержание ее в шлихах колеблется от единичных зерен до 300 г/м³. Поверхностными горными работами (шурфы, каналы), проведенными в бассейне верхнего течения р. Сухая Речка, коренных источников киновари не выявлено, хотя они присутствуют в элювиально-делювиальных отложениях, широко развитых на этом участке. Последний сложен туфами и туфобрекчиями березовской свиты, которые местами гидротермально метаморфизованы и превращены в разнообразные вторичные кварциты: гидрослюдистые, серицитовые, кварц-каолинитовые и др. Широко развиты здесь пропилитизация и окварцевание. Киновари в них не обнаружено, однако спектральным анализом точечных и металлометрических проб установлено содержание ртути в количестве 0,00005 %. На остальной территории киноварь не образует протяженных шлиховых ореолов. В единичных зернах (от 1 до 6) она встречается в шлихах правых притоков рек Ламутская, Сановаям и др.

Золото и серебро. Обнаружено четыре рудопроявления золота — Взываямское, Кангалатское, Иуриттынваямское и Белая

Грива. Кроме того, отдельные кварцевые и кварц-карбонатные жилы, несущие золотосеребряную минерализацию, встречены в бассейнах рек Ламутская, Истык, Левая Хайлюля и руч. Туагываям.

Проявление Белая Грива (I-3-3) расположено в верховьях правого притока р. Хухотваям, берущего начало в районе высоты 1102. Участок проявления сложен преимущественно туфами кислого состава березовской свиты, которые в северо-восточной части прорываются субвулканическим телом дацитов, а в центральной и южной его частях — интрузиями гранодиоритов и диоритов. Как интрузивные образования, так и вмещающие породы заметно окварцованы и пропилитизированы, а в центральной части участка на площади около 0,5 км² развиты вторичные кварциты. К ним приурочена серия сближенных кварцевых и кварц-карбонатных жил, образующих жилную зону шириною до 80 м и протяженностью до 500 м. Жилы имеют северо-восточное (40°) простирание и юго-восточное падение под углом 40—60°, мощность их колеблется от 0,4 до 9 м. На юго-западном фланге участка жилная зона «срезается» разломом северо-северо-западного простирания, который сопровождается зоной каолинитизированных пород мощностью 30 м. Контакты жил с вмещающими породами резкие и четкие. На контакте они имеют брекчиевидное сложение за счет захвата и переработки обломков вмещающих их туфов. Строение жил относительно сложное. Большая их часть сложена молочно-белым скрытокристаллическим кварцем. Центральная часть представлена полупрозрачным кварцем, который также образует многочисленные прожилки во вмещающих туфах. Полости в жилах выполнены друзами и щетками кварца. Пробирным анализом бороздовых и точечных проб из жил установлено содержание золота до 1,2 г/т и серебра — от 2,3 до 68,1 г/т.

Проявление Вэвиваямское (III-1-3) расположено в междуречье Кангалатваям и Вэвиваям, в районе высоты 765. Большая часть участка проявления сложена вторичными кварцитами, хлоритизированными, окварцованными и каолинитизированными туфами и андезитами березовской свиты. Золотосеребряное оруденение связано с кварцевыми и кварц-карбонатными жилами, имеющими северо-восточное до субширотного простирание (20—86°). Падение их вертикальное или близкое к этому. Контакты жил с вмещающими породами большей частью четкие и резкие, но иногда за счет интенсивного прожилкования границы между ними становятся неясными. Обычно в экзоконтакте жилы сопровождаются интенсивной пропилитизацией и пиритизацией вмещающих пород. Нередко последние в виде обломков и линзовидных включений находятся непосредственно в зальбандах жил. На водоразделе высоты 765 и ее склонах в интервале 1,8—2,5 км обнаружено 12 жил, которые прослежены по простиранию на десятки и первые сотни метров. Мощность их варьирует от 0,3 до 20 м. Они расположены друг от друга на расстоянии 90—150 м, редко — 450 м. Сложены жилы

преимущественно молочно-белым сливным кварцем с налетами гидроокислов железа, образовавшимися за счет выщелачивания пирита, который образует рассеянную вкрапленность. В отдельных случаях совместно с ним присутствует карбонат, слагающий кристаллический агрегат в виде линзовидных образований или участков неправильной формы в кварцевой массе. Точечное и бороздовое опробование жил показало в них содержание золота от 0,1 до 5 г/т и серебра — от 0,7—18,9 г/т. Опробованию подверглись и вмещающие жилы породы с интенсивным прожилкованием, в которых золото составляет 0,2 г/т, а серебро — 1 г/т.

Проявление Кангалатское (IV-1-2) расположено на водоразделе северо-западного отрога горы Кангалат, сложенного хлоритизированными и пропилитизированными андезитами и туфами березовской свиты. Непосредственно на водоразделе эти породы подверглись интенсивному гидротермальному метаморфизму, в результате чего образовались вторичные кварциты в зоне шириною 150—180 м и длиною более 0,5 км. Вторичные кварциты представлены кварц-каолинитовыми породами и монокварцитами. Последние слагают тело жиллообразной формы в кварц-каолинитовых породах с наибольшей мощностью 9,1 м и протяженностью 500 м. Монокварциты простираются по аз. 350°. Падение их западное под углом 70—80°. Тело монокварцитов в центральной части сложено кварцем сливного сложения и голубовато-белого цвета с вкрапленностью пирита. К восточному контакту кварц приобретает желтовато-розоватую окраску и содержит пятнистые выделения каолинита, количество которого к контакту возрастает, и монокварциты постепенно сменяются кварц-каолинитовыми породами. Золотая минерализация приурочена к монокварцитам, опробование которых показало содержание в них золота в количестве 0,1—0,7 г/т. Серебро не обнаружено.

Проявление Иуриттынваямское (I-3-1) расположено по правому притоку р. Иуриттынваям, долина которого приурочена к разлому северо-восточного простирания. Разлом сопровождается зоной пропилитизации и вторичных кварцитов, образовавшихся за счет гидротермального изменения вулканитов березовской свиты, представленных андезидами, туфами и андезитами. Последние с левой стороны ручья перекрыты четвертичными базальтами вулкана Хухотваямский, с правой — они прорываются субвулканическим телом миоценовых дацитов. Зона пропилитизации и вторичных кварцитов, тяготеющих к ее центральной части, при ширине 20—30 м прослеживается на расстояние 1,5—2 км. Золотосеребряная минерализация связана с монокварцитами, которые слагают тело мощностью 5 м, окаймляющееся оторочкой кварц-серицитовых и кварц-каолинитовых пород, сменяющихся в латеральном направлении пропилитизированными породами с реликтами первичной структуры. Они сложены карбонатом, эпидотом, серицитом, альбитом и гидрослюдой. Монокварциты представлены тонкозернистым катаклазированным кварцем с примесью гидрослюды, монтморил-

лонита и редких зерен пирита. В них встречаются занорыши с мелкими кристаллами горного хрусталя. Золото в монакварцитах установлено спектральным и пробирным анализами в количестве от следов до 3,6 г/т. Содержание серебра колеблется от 0,8 до 285,6 г/т.

Проявление Ламутское (II-1-2)* находится в верховьях одноименной реки, где распространены туфы среднего состава березовской свиты, которые прорваны небольшими субвулканическими телами и дайками андезитов, дацитов. Туфы подверглись гидротермальному метаморфизму с образованием пропилитизированных пород и вторичных кварцитов. Зона измененных пород шириной до 500 м прослежена по аз. 130° на расстояние 1,5 км. В ней наблюдается зона дробления, приуроченная к разрывным нарушениям, мощностью 50—70 м и длиной до 1 км. В зоне дробления встречаются кварцевые жилы мощностью до 2 м и прослеженные по простиранию на 180 м. Кроме того, сама зона сопровождается интенсивным кварцевым прожилкованием. Опробование жил показало в них содержание золота в количестве 0,5—7,6 г/т и серебра — 0,8—9,2 г/т. В пробах, отобранных из пород самой зоны дробления, насыщенных кварцевыми прожилками, золото присутствует в количестве до 18,8 г/т, серебро — 14,3 г/т.

Проявление Туагынваямское (IV-2-1) расположено в верховьях руч. Туагынваям, выше отметки 253 м. По левому притоку ручья, в 1,5 км от его устья, среди пропилитизированных и пиритизированных андезитов и туфов березовской свиты обнажается кварцевая жила мощностью 0,4 м, простирающаяся по аз. 230°. Она прослежена на 10 м. В жиле обнаружено серебро в количестве 1 г/т. В 50 м ниже по притоку обнажается кварцевая жила мощностью 0,3 м, в которой содержание золота 0,5 г/т и серебра — 1 г/т. Непосредственно по самому руч. Туагынваям вскрывается кварцевая жила среди пропилитизированных андезитов мощностью 4 м, простирающаяся в северо-восточном направлении. В жиле содержится золото в количестве 1 г/т и серебро — 1,5 г/т.

Проявление Истык (IV-1-3) находится в истоках одноименной реки, где в небольшом распадке, рассекающем западный отрог высоты 1062, обнажаются андезиты и туфы березовской свиты. Они прорываются интрузией кварцевых диоритов и пересекаются небольшими разрывами северо-восточного простирания, трассирующими крупный разлом, к которому севернее приурочена долина р. Кангалатваям. С этими разрывами ассоциируют кварцевые жилы мощностью 0,3—2 м. В них, особенно у зальбандов, встречаются обломки интенсивно пиритизированных вмещающих пород. Сами вмещающие породы в зоне экзоконтакта пропилитизированы и

*Описание приводится по данным незавершенных геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000.

часто пронизаны прожилками кварца. Золото в жилах содержится в количестве до 1,5 г/т, а серебро — 0,7—2 г/т.

Проявление по правому притоку р. Истык (IV-1-5) расположено в 2,8 км к юго-востоку от высоты 608. Оно приурочено к разлому, ориентированному по аз. 45—50°. Он сопровождается зоной гидротермально измененных пород, образовавшихся за счет андезитов березовской свиты. Из них наиболее распространены алунитовые кварциты (см. раздел «Алунит»), в которых содержание золота колеблется от 0,1 до 0,7 г/т, а серебра — 0,2—1 г/т.

Проявление Левохайлюлинское (III-1-1) расположено по левому притоку р. Левая Хайлюля, в 2,5 км выше отметки 170 м. По ручью обнажаются андезиты березовской свиты, которые карбонатизированы и хлоритизированы и содержат пирит в виде мелкой вкрапленности и гнезд. Золотосеребряная минерализация локализуется в зоне гидротермально измененных пород мощностью 1 м, простирающейся по аз. 300°. Протяженность зоны не установлена. Падение ее вертикальное. Контакты с вмещающими андезитами резкие. Юго-западная часть зоны сложена монакварцитами, рассеянными прожилками карбоната и кварца. В породах встречаются включения гидрослюды и глинистых минералов. Они интенсивно пиритизированы (до 10 %). Содержание в них золота достигает 0,1—2 г/т, а серебра — 1—5 г/т.

В районе россыпей золота не обнаружено, что связано, видимо, с тем, что оно находится в кварцевых, кварц-карбонатных жилах и вторичных кварцитах в тонкораспыленном, дисперсном состоянии. Небольшие шлиховые ореолы, содержащие золото, установлены в среднем и верхнем течении рек Ламутская (II-1-1) и Иуриттынваям (I-3-2). Эти ореолы имеют длину около 5 км. Золото в них мелкое (0,1—0,3 мм), его количество составляет 1—10 зерен на шлиховую пробу (0,02 м³), в единичных случаях — до 20 зерен. По весу содержание золота не превышает 25—40 мг/м³. Разрозненные шлиховые пробы с единичными мелкими зернами выявлены в бассейнах рек Левая Хайлюля, Истык, Правая Хайлюля, Сановаям и др.

Серебро. Самостоятельных проявлений серебра не обнаружено. Обычно оно ассоциирует с золотом. За редким исключением серебро обнаружено почти во всех проявлениях золота (см. раздел «Золото»). Количество его колеблется в пределах 1—60 г/т, а в проявлении Иуриттынваям достигает 285,6 г/т.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Сера. Обнаружено лишь одно проявление серы — Ламутское (III-2-1). Оно связано с вторичными кварцитами, обнажающимися в окрестностях высоты 1062, где они занимают площадь 4—5 км². Кварциты образовались в процессе гидротермального метаморфизма вулканитов березовской свиты, которые на этом участке перекрываются неизменными андезитами нижней толщи алнейской

серии. Помимо кварцитов, здесь развиты аргиллизированные и пропицитизированные породы. Последние в рельефе занимают гипсометрически более низкое положение, чем вторичные кварциты, в которых серные кварциты образуют пластовую залежь с наибольшей мощностью 11 м. Прослеженная длина ее составляет 150—170 м. Характерно, что серные кварциты в вертикальном разрезе зоны гидротермально измененных пород занимают определенное положение.

Самое низкое положение в зоне занимают пропицитизированные и интенсивно пиритизированные породы. Мощность их не менее 100—120 м. Они пересекаются многочисленными дайками андезитов и базальтов. Пропицитизированные породы довольно резко сменяются микромонокварцитами, которые в подошве обогащены гидрослюдой и серицитом. Вверх по разрезу в них появляется алунит, количество которого достигает 60 % (алунитовые кварциты). Мощность алунитовых кварцитов — 20 м. Последние переходят в серные кварциты (рудная залежь), которые сложены кварцем, алунитом и серой. Содержание алунита в залежи довольно равномерное и достигает 10—15 %. Количество серы варьирует в значительных пределах: в верхней части залежи оно достигает 15,96 и 17,20 %, в остальной части — от 5,61 до 7,37 %. Сера в кварцитах встречается в виде мелкой вкрапленности и тонких прожилков длиной 10—15 см при мощности 0,5 см. Иногда она замещает какие-то обломки или вкрапленники.

Выше серных кварцитов с постепенным переходом залегают кварц-лимонитовые породы (мощностью 2—5 м), представляющие собой туфы и туфобрекчии, почти нацело замещенные лимонитом и кварцем. Кварц-лимонитовые породы в свою очередь переходят в кварц-алунитовые и алунитовые кварциты, содержащие алунит в количестве от 30 до 80 %. Общая мощность пород 130—190 м, из которых мощность кварц-алунитовых и алунитовых кварцитов составляет 35—40 м.

Алунит связан с вторичными кварцитами. Помимо проявления Ламутское (III-2-2), в котором алунит ассоциирует с серой (см. раздел «Сера»), он образует самостоятельное алунитовое проявление.

Проявление Истык (IV-1-4) расположено по правому притоку р. Истык, где обнажаются гидротермально измененные породы, приуроченные к разлому северо-восточного простирания, который пересекает андезиты и туфы березовской свиты. Зона гидротермально измененных пород, имеющая мощность 40 м и вертикальное падение, обнажается в обрыве правого борта ручья высотой 5—7 м. Верхняя часть обрыва сложена ледниковыми отложениями мощностью 1,5—2 м, отчего сама зона не была прослежена по простиранию. Из 40 м мощности зоны на долю алунитовых кварцитов приходится 30 м, а 2 м — на каолинитовые глины и кварц-

каолинитовые породы. Каолинитовые глины мощностью 0,8 м приурочены к самому разлому. В северном направлении от последнего каолинитовая глина сменяется лимонитизированными породами, которые через 8 м от разлома перекрываются моренными отложениями. В южном направлении после каолинитовых глин и кварц-каолинитовых пород прослеживаются алунитовые кварциты, образующие оторочку зоны. Алунит в кварцитах устанавливается при микроскопическом исследовании. Он встречается в удлиненных, шестоватых или изометричных зернах размером до 0,8 мм, образуя скопления или прожилковидные выделения. Количество его варьирует от 20 до 70 %. Спектральным анализом алунитовых кварцитов установлены ртуть (0,00005 %), олово (0,004 %), молибден (0,001 %), золото (до 0,7 г/т), серебро (до 1 г/т).

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

В пределах района в качестве строительных материалов могут быть использованы песок, песчано-гравийно-галечные отложения, андезиты и базальты. Песчано-гравийно-галечные образования распространены по берегу пролива Литке, где ими сложены пляж и протяженные косы (Ивашкинская, Русаковская и Хайлюлинская). Так, Русаковская коса, сложенная преимущественно разнозернистым песком, при наибольшей ширине 0,5 км и мощности до 5 м прослеживается на 18—20 км. Отложения пляжа протягиваются полосой шириной 20—150 м с юга на северо-восток на расстояние 30—40 км, исключая протяженность кос (береговых баров). Мощность их до уровня воды составляет 1—3 м. Также широко распространены песчано-гравийно-галечные отложения в долинах большинства водотоков района. Поисковые работы на строительные материалы на территории не проводились.

МИНЕРАЛЬНЫЕ И ТЕРМАЛЬНЫЕ ИСТОЧНИКИ

В районе находятся Кангалатваямская и Вэвиваямская группы холодных минеральных источников, а также Русаковские, Хухлотваямские, Хухотваямские и Иэтваямские минеральные термальные источники. Кроме того, встречаются одиночные преимущественно холодные минеральные источники. Русаковские и Хухлотваямские термальные источники известны давно, все остальные обнаружены в процессе геологосъемочных работ [18].

Минеральные источники. Кангалатваямская группа источников (IV-1-1) находится в верховьях одноименной реки, долина которой приурочена к разлому северо-восточного простирания. Последний пересекает вулканогенные образования березовской свиты, которые подверглись интенсивному гидротермальному метаморфизму. Левый борт долины сложен среднечетвертичными базальтами. В самой

долине развиты аллювиальные отложения, слагающие русло реки, а также пойменную и надпойменные террасы. Выходы минеральных вод в долине начинаются в 1,5 км выше устья крупного левого притока р. Кангалатваям и прослеживаются вверх по обоим берегам на протяжении 1,2 км. В этом интервале обнаружено 15 источников. По своему строению они довольно близки и отличаются друг от друга некоторыми частностями. Характерными для этой группы являются источники, расположенные на левом берегу р. Кангалатваям, в 1,6 км выше упомянутого устья притока. Здесь на I надпойменной террасе находится площадка размером 70×30 м с группой грифонов. Минеральная вода вытекает из вершин небольших усеченных конусов, образованных красновато-бурыми железистыми отложениями источников. Высота конусов 20—50 см, диаметр их основания — 60—80 см. Вершины конусов увенчаны воронками диаметром до 30 см и глубиной 15—20 см, наполненными водой. Со дна воронок, выстланных ярко-красными осадками, поднимаются пузырьки газа. Вода в отдельных грифонах в разной степени насыщена углекислым газом и на вкус близка к нарзану. Температура воды 3 °С, дебит отдельных грифонов — 0,7—1 л/с. Суммарный дебит всех источников составляет 10—15 л/с.

Вэвиваямская группа источников (III-1-2) расположена в бассейне р. Вэвиваям. Все источники приурочены к долинам самой реки и ее притокам, где широко развиты аллювиальные отложения. В целом участок источников сложен вулканитами березовской свиты, которые прорываются интрузией габбро-диоритов. Эти породы перекрываются ледниковыми отложениями и среднечетвертичными базальтами. Интрузивные породы и вулканиты березовской свиты пересекаются разломами и гидротермально изменены с образованием пропилитизированных пород и вторичных кварцитов. Наиболее характерны для этой группы источники сконцентрированы в долине левого притока р. Вэвиваям с отметкой 236 м в устье. В 1,4 км выше этой отметки по течению в интервале 120 м сосредоточено семь грифонов, расположенных у самого русла. Один из грифонов находится на галечной косе. На вкус вода очень кислая, но слабо газирована. Второй грифон находится в нескольких метрах ниже по течению. Струйки воды выбиваются из трещин в коренном основании I надпойменной смешанной террасы, сложенной вторичными кварцитами. Вода кислая, слабо газирована. Третий грифон представляет собой струйки воды, вытекающие из трещин в основании смешанной террасы, также сложенной вторичными кварцитами, которые в местах выхода воды покрыты коркой лимонита. Вода имеет вкус нарзана, без запаха, интенсивно насыщена углекислым газом. Температура ее 8 °С, дебит — 15 л/с. Грифоны 4—7 расположены на низкой пойме. Вода в них слабокислая и мало газирована.

Кроме этих грифонов, в долине ручья обнаружено еще 13 отдельных выходов минеральных вод. Источники расположены на пойме, на поверхности или в уступах аллювиальных террас. В местах выходов наблюдаются корки лимонита, железистые охры, цветные глины. Рыхлые отложения террас у источников часто крепко сцементированы бурым лимонитом. Вода некоторых грифонов имеет запах сероводорода. Встречаются небольшие лужицы воды, пахнущие сероводородом, со дна их поднимаются пузырьки газа. Дно таких лужиц покрыто илом и белым налетом, температура воды в них достигает 19 °С, при температуре воздуха 8—10 °С. Помимо этих двух групп минеральных источников, в районе установлен еще ряд одиночных источников с кисловатым и железистым привкусом, в частности, в верховьях р. Кангалатваям, по рекам Лэвье Начики, Ламутская и др.

Химический состав минеральных вод Кангалатваямской и Вэвиваямской групп источников сходен. Общая минерализация в Кангалатваямских источниках колеблется от 348 до 3754 мг/л, а в Вэвиваямских — от 697 до 2978,35 мг/л. В целом воды обеих групп гидрокарбонатно-сульфатные, сульфатно-гидрокарбонатные и гидрокарбонатные. Хлор-ион обычно присутствует в небольших количествах. Из основных катионов преобладают кальций и натрий-ион, магний-ион содержится в подчиненном количестве, редко доминируя над остальными. Содержание сульфат-иона в наиболее минерализованных водах достигает 1406 мг/л, гидрокарбонат-иона — 1029 мг/л. Из микрокомпонентов в повышенных количествах встречаются бор, литий, а также мышьяк (до 0,5 мг/л). Содержание метаборной кислоты варьирует от 13 до 230,04 мг/л, а лития — от 1,26 до 3,60 мг/л. Кроме того, присутствуют медь, свинец, цинк, серебро, никель, кобальт, германий, титан, железо, алюминий и марганец, определенные спектральным анализом сухих остатков водных проб. Все элементы по содержанию близки к кларковым, лишь содержание серебра на два порядка превышает кларковые. Воды насыщены свободным углекислым газом, особенно это характерно для Вэвиваямских источников. Следует отметить, что углекислые минеральные воды этих источников по макрокомпонентному составу весьма схожи с кисловодскими и железноводскими лечебными нарзанами [2].

Термальные минеральные источники. Хухлотваямские источники (I-2-2) расположены в долине одноименной реки, в 3,5 км выше ее впадения в р. Русакова. На протяжении 3 км наблюдается несколько источников горячих вод. Основная группа источников сосредоточена на площадке 450×200 м на правом берегу. Площадка представляет собой I надпойменную террасу с ровной поверхностью, слабо наклоненной к реке. Горячие ключи, бьющие со дна блюдцеобразных углублений размером около 5×3 и глубиной 0,3—0,5 м,

дают начало горячим ручьям, пересекающим площадку с северо-запада на юго-восток. Температура воды в местах выхода 45—80 °С. Дебит отдельных грифонов 0,04—1 л/с, суммарный дебит — около 15 л/с. В двух местах на термальной площадке обнажаются вторичные кварциты. Из трещин в одном из них бьет ключ с температурой 45—50 °С. По ионному составу воды сульфатные, из катионов преобладают натрий и кальций. Вода содержит SiO₂ — до 40 мг/л, мышьяк — 0,04 мг/л [18], стронций — 0,4—0,7 мг/л [15]. Общая минерализация воды достигает 889 мг/л, рН=7.

Русаковские источники (I-2-3) расположены в 4 км выше устья р. Хухотваям, у подножия левого борта долины р. Русакова, где на термальной площадке размером 300×100 м сосредоточено 15 грифонов. Родники дают начало трем горячим ручьям, пересекающим площадку в субширотном направлении. Общий дебит — около 25 л/с. Вода чистая, прозрачная, без вкуса, иногда со слабым запахом сероводорода. Температура воды 60—70 °С. Она имеет сульфатный, кальциево-натриевый состав. Содержание свободной углекислоты достигает 4,88 мг/л [18], по данным А. В. Аксеновича — 36 мг/л [11]. Кроме того, в воде присутствуют (мг/л): SiO₂ — до 46, HNO₃ — до 1, мышьяк — до 0,02, NH₄ — до 0,3 [18], стронций — до 0,4—0,7 [15].

К Русаковским источникам проведена грунтовая дорога. На самих источниках оборудован бассейн размером 25×15 м с крытой ванной и построен дом отдыха с горячим отоплением и электрическим освещением.

Источник Иэтваямский (II-2-1) расположен у левого борта долины р. Иэтваям, в 5 км выше ее слияния с р. Русакова. Несколько небольших грифонов находятся под уступом склона, сложенного туфами березовской свиты. Суммарный дебит всех грифонов достигает 8—10 л/с. Температура воды 53 °С. Состав ее сульфатный, натриево-кальциевый с минерализацией 1217 мг/л. Содержание SiO₂ — 32 мг/л, рН=7. В настоящее время блуждающие по пойме ручьи почти полностью затопили этот источник. Температура воды не превышает 25 °С.

Источник Хухотваямский (I-2-1) расположен в среднем течении р. Хухотваям. Здесь, в правом борту реки из тектонической трещины в лавобрекчиях березовской свиты в двух местах выбивается горячая вода. Источник периодически газифицируется по 5 с, с перерывом 30—35 с. Газ без запаха, не горит. Вода прозрачная, без запаха, слабокислая, приятная на вкус. Температура воды 60 °С. Дебит источника — 0,1—0,2 л/с. По химическому составу воды хлоридно-сульфатные, натриевые с минерализацией 1045 мг/л, рН=7,6. В воде содержится SiO₂ — до 22 мг/л и HNO₃ — до 5 мг/л.

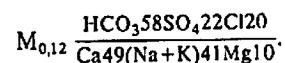
В целом по составу воды термальных источников однообразные. Воды сульфатные либо хлоридно-сульфатные, из катионов преобладают кальций и щелочи. Реакция чаще всего слабощелочная. Газовый состав изучался только в Русаковских источниках [11], в результате чего установлено содержание азота 99,34 % и углекислого ангидрида — 0,66 % с газовой составляющей. По классификации В. В. Иванова [2], термальные воды относятся к группе азотных щелочных терм, широко распространенных на Камчатке. Потенциальные ресурсы Хухотваямских и Русаковских источников составляют 1160 л/с, а тепловая мощность — 7500 ккал/с [15].

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

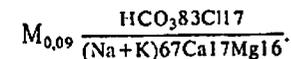
В районе выделяются три водоносных комплекса: четвертичных рыхлых отложений, четвертичных эффузивных и пирокластических образований, дочетвертичных вулканогенно-терригенных пород.

Водоносный комплекс четвертичных рыхлых отложений объединяет ледниковые, водно-ледниковые, аллювиальные, элювиально-делювиальные, болотные и современные морские отложения, широко развитые по всем водотокам района.

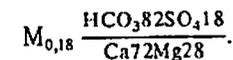
Питание вод осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков и талых вод, а также подтока воды из прилегающих коренных пород. Несколько отличные условия питания создаются в районе морского побережья, где значительную роль играет подток в рыхлые отложения морских вод. Разгрузка осуществляется в уступах речных террас, по склонам долин и оврагам. Выходы вод линейные, рассеянные, реже сосредоточенные. Все источники нисходящие. Дебиты их от 0,3 до 25 л/с. Общая жесткость 0,3—1,2 мг экв/л, рН — 6,2—7,2. По химическому составу воды гидрокарбонатно-кальциевые с минерализацией до 120 мг/л. Формула Курлова:



Водоносный комплекс четвертичных эффузивных и пирокластических образований включает потоки и покровы лав базальтов, андезитов на восточных склонах Срединного хребта, а также в районе разрушенного щитового вулкана горы Хайлюля. Породы обладают высокой водопроницаемостью, обусловленной трещиноватостью, проникающей на глубину до 100 м. Воды этого комплекса трещинные, пластово-трещинные. Питание осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков, а в высокогорных районах также за счет таяния ледников и снежников. Разгрузка происходит на склонах речных долин и в крутых обрывах базальтовых плато. Источники нисходящие. Выходы вод рассеянные, сосредоточенные. Дебиты источников меняются от 0,4 до 40 л/с, чаще составляют 1—6 л/с. Общая жесткость 0,3—0,5 мг экв/л, рН — 6,6—6,8. По химическому составу воды гидрокарбонатно-натриево-калиевые с минерализацией до 93 мг/л. Формула Курлова:



Водоносный комплекс дочетвертичных вулканогенно-терригенных пород включает вулканогенные, осадочно-вулканогенные и осадочные породы неогенового возраста, осадочные породы палеогена, вулканогенно-кремнистые образования верхнего мела. Разнообразный состав пород обуславливает неодинаковую обводненность. Воды этого комплекса трещинные, пластово-трещинные, в пористых пластах песчаников и конгломератов — поровые и пластово-поровые; в системах тектонических нарушений циркулируют трещинно-жильные воды. Питание их осуществляется за счет просачивания вод из вышележащих водоносных комплексов, а в местах выхода пород комплекса на поверхность — за счет инфильтрации атмосферных осадков. Характер выходов сосредоточенный, рассеянный, реже линейный. Все источники нисходящие. Суммарный дебит от 0,1 до 10 л/с. Общая жесткость 0,3 мг экв/л, рН — 6,4. По химическому составу воды гидрокарбонатно-кальциевые, гидрокарбонатно-натриево-калиевые с минерализацией до 180 мг/л. Формула Курлова:



Воды всех комплексов пригодны для питья и промышленных целей. Водоснабжение может осуществляться также за счет поверхностных вод.

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

В районе обнаружены проявления золота, серебра, серы, алунита, минеральных и термальных вод. Установлены шлиховые ореолы киновари и золота. Золотосеребряная минерализация генетически связана с кварцевыми, кварц-карбонатными жилами и отчасти гидротермально измененными породами формации вторичных кварцитов и пропилитов. С вторичными кварцитами ассоциируют сера и алунит. Как гидротермально измененные породы, так и жилы встречаются среди миоценовых вулканитов, главным образом березовской свиты, хотя гидротермальному метаморфизму, но несколько в меньшей степени, подвергнуты вулканогенные образования нижней части разреза алнейской серии. Однако в последних проявлениях золота и серебра не обнаружено. Не исключено нахождение в них этих полезных ископаемых, в том числе серы и алунита. Последние были установлены в подобных образованиях на западных склонах Среднего хребта [19]. Шлиховые ореолы рассеяния ртути (реки Сухая Речка, Вээнхаваям и др.) приурочены к полю развития преимущественно вулканитов алнейской серии, а также к зоне их контакта с вулканогенными образованиями березовской свиты. Пространственно они тяготеют к восточной красной зоне Центрально-Камчатского вулканического пояса, в то время как золотосеребряная минерализация, а также проявления серы и алунита тяготеют к внутренней части пояса, что и предопределяет районы их поисков.

Минеральные и термальные источники тяготеют к западной части района и прежде всего к зоне, где с толщами вулканитов неогена контактируют четвертичные вулканогенные образования. Поэтому все дальнейшие работы по изучению имеющихся и обнаружению новых минеральных и термальных источников следует сосредоточить здесь. Правда, одиночные минеральные источники встречаются вне зоны, значительно восточнее ее. Однако эти источники малодобитные и поэтому вряд ли заслуживают внимания. В самой зоне сочленения неогеновых и четвертичных вулканитов вероятность обнаружения новых источников минеральных вод, исходя из геологической обстановки, весьма высока. В то же время маловероятно открытие новых значительных проявлений термальных вод, поскольку их источники являются легко обнаруживаемым

объектом. Рекомендуется провести специальные детальные работы с проходкой скважин на Кангалатских и Вэвиваямских минеральных источниках с целью вскрытия высокодебитных их горизонтов.

Особого внимания заслуживают Русаковские, Хухлотваямские, а также Хухотваямские термальные источники. Здесь рекомендуется проведение специальных работ с применением бурения скважин для выяснения гидрогеологической обстановки и вскрытия горизонтов высокодебитных и высокотемпературных парогидротерм. Изучение термальных источников должно проводиться как с бальнеологической, так и с энергетической точки зрения для выяснения возможности строительства на этих источниках энергетических установок с целью обеспечения электричеством близлежащих поселков (Ивашка, Хайлюля и др.), в которые для выработки электроэнергии завозятся за тысячи километров дорогостоящие нефтепродукты.

На большей части района проводятся геологосъемочные работы масштаба 1 : 50 000. С целью обнаружения новых и детализации ранее открытых проявлений золота, серебра и ртути следует эти работы провести и в северной части района. Вряд ли следует ожидать обнаружения в районе россыпей с промышленной концентрацией золота, так как золото во всех обнаруженных проявлениях находится в дисперсном или тонкораспыленном состоянии, и россыпей оно обычно не образует. Видимо этим можно объяснить низкую золотоносность пляжевых отложений и отсутствие морских россыпей на участке дна пролива Литке, расположенного в пределах площади листов [35].

Низкое содержание серы в серных кварцитах и небольшое ее распространение, так же как и алунита, дают основание считать район малоперспективным в отношении этих полезных ископаемых.

Касаясь перспектив района в отношении нефти и газа, следует отметить, что из всех осадочных и туфогенно-осадочных образований лишь отложения ковачинской серии можно рассматривать в качестве нефтеобразующих. Литологические особенности, палеогеографическая обстановка и плохие коллекторские свойства пород серии препятствуют накоплению в них нефти, несмотря на то, что в районе имеются структуры (Тымлатское поднятие), благоприятствующие этому накоплению. По данным гравиметрических работ [32], в Тымлатском антиклинории установлен ряд гравитационных максимумов, которым могут соответствовать структурные ловушки.

Анализ совокупности признаков дает основание рассматривать территорию листов, включая и акваторию пролива Литке в пределах района, как малоперспективную в отношении месторождений нефти. В целом, имеющиеся материалы позволяют выделить объекты для проведения дальнейших работ (рис. 4).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. Геология СССР. Т. XXXI, ч. I. М., «Недра», 1964. 717 с.
2. Иванов В. В. Основные закономерности формирования и распространения термальных вод Камчатки. — Труды Лабор. вулканологии АН СССР, 1958, вып. 13, с. 186—211.
3. Классификация и номенклатура магматических горных пород/Е. Д. Андреева, О. А. Богатиков, М. Б. Бородаевская и др. М., «Недра», 1981. 160 с.
4. Лучицкий И. В. Основы палеовулканологии. Т. I. М., «Наука», 1971. 478 с.
5. Магматические горные породы Ч. I, 2/Е. Д. Андреева, В. А. Баскина, О. А. Богатиков и др. М., «Наука», 1983. 768 с.
6. Михайлов А. Е. Полевые методы изучения трещин в горных породах. М., «Госгеолтехиздат», 1956. 132 с.
7. Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М., Изд-во АН СССР, 1963. 172 с.
8. Наконник А. И. Вторичные кварциты СССР. М., «Недра», 1968. 335 с.
9. Огородов Н. В., Кожемяка Н. Н. Вулканы и четвертичный вулканизм Среднего хребта Камчатки. М., «Наука», 1972. 212 с.
10. Соловьев С. П. Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. Л., «Наука», 1970. 311 с.

Фондовая*

11. Аksenovich А. В., Зеленая А. И. Гидрогеологические условия бассейнов рек Дранка, Ивашка, Сановая, Хайлюля. (Отчет партии № 653 за 1959 г. по территории северо-восточной части листа О-57 и северо-западной части листа О-58). 1960, № 561.
12. Апрельков С. Е., Ежов Б. В., Оточкин В. В. Строение Центрально-Камчатского вулканического пояса, вулканотектонические структуры и связь с ними оруденения на основе дистанционных методов исследования. (Отчет Центральной опытно-методической аэрогеологической партии за 1976—1979 гг.). 1979, № 4241.
13. Боровцов А. К., Успенская Г. И. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Западно-Камчатская. Лист О-57-ХII. 1985, № 4881.
14. Бражаев В. И. Отчет о гравиметрической съемке масштаба 1 : 1 000 000 в северной части Камчатского полуострова и о-ве Карагинский. (Северо-Камчатская гравиметрическая партия, 1966—1967 гг.). 1967, № 2312.
15. Ворожейкина Л. А., Манухин Ю. Ф. и др. Отчет о работе по теме: «Прогнозная оценка геотермальных ресурсов Камчатской области» по работам 1977—1980 гг. Т. 3. кн. 2. 1980. № 4379.
16. Гладикова В. М., Конова Л. Н. и др. Отчет Палеонтологической партии о результатах работ по стратиграфическому расчленению и обоснованию возраста

палеоген-миоценовых образований Южной, Центральной и Северной Камчатки в 1976—1980 гг. 1980, № 4360.

17. Григорьянц Н. Г., Юдакова Г. А. и др. Геология и полезные ископаемые бассейна р. Русаковой. (Промежуточный отчет о геологической съемке масштаба 1 : 200 000, проведенной Хайлюлинской ГСП в северной части листов О-57-ХVIII и О-58-ХIII). 1969, № 2697.

18. Демидов Н. Т., Гузиев И. С. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые листов О-57-ХVIII, О-58-ХIII. (Окончательный отчет о съемке масштаба 1 : 200 000, проведенной Хайлюлинской партией в 1968—1971 гг. в бассейнах рек Русаковой и Хайлюли). 1972, № 3341.

19. Демидов Н. Т., Матвиенко А. А. и др. Отчет по геологосъемочным работам масштаба 1 : 200 000 на территории листа О-57-ХVII. 1975, № 3733.

20. Демидов Н. Т., Сулима Г. С. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Западно-Камчатская. Лист О-57-ХVII. 1983, № 4689.

21. Демидов Н. Т., Сулима Г. С. Отчет по теме «Граница неогена и квартера», проведенной в пределах северной части Камчатки. 1979, № 4244.

22. Демидов Н. Т., Сулима Г. С., Кудинов Н. И. Отчет по тематическим работам «Изучение плио-плейстоценовой границы и стратиграфии верхнекайнозойских отложений Центрально-Камчатской вулканической зоны и Западной Камчатки», проведенной в 1981—1984 гг. 1984, № 4730.

23. Демидов Н. Т., Сулима Г. С., Кудинов Н. И. Отчет о стратиграфических работах и подготовке к изданию Государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000 листов О-57-ХVIII, О-58-ХIII. 1986.

24. Дьяченко В. Т., Горяев М. И. Отчет о геологосъемочных работах Укинской партии № 39 в Карагинском районе летом 1953 г. 1954, № 95.

25. Илечко Я. В., Химченко Э. А. и др. Отчет о работах по составлению аэрофотогеологической карты масштаба 1 : 50 000 на территории листов О-57-46-Г; О-57-47-В, Г; О-57-48-В, Г; О-57-59-А, Б, В, Г; О-57-60-А, Б, В, Г; О-58-37-В, Г; О-58-38-В; О-58-49-А, Б, В (Русаковская партия, работы 1975—1979 гг.). 1979, № 4181.

26. Крымов В. Г., Лапшин Л. И. Отчет о результатах работ Дранкинской партии, проводившей геологическую съемку масштаба 1 : 500 000 в бассейнах рек Дранка, Ивашка, Русакова летом 1958 г. 1959, № 460.

27. Коган А. Д. Отчет о региональных морских сейсморозведочных работах МОВ—ЦЛ и МОВ в Олюторском и Карагинском заливах Берингова моря в 1975 г. 1976, № 3915.

28. Максимов С. П., Аргутин А. В. Отчет о результатах гравиметрической съемки масштаба 1 : 200 000, проведенной Паланской (госбюджетной) и Эруваямской (договорной) партиями в Карагинском и Тигильском районах Камчатской области в 1977 г. 1978, № 4158.

29. Мороз Ю. Ф., Сазонова Л. П. Отчет о результатах работ Литкенской электроразведочной партии № 21/75 на Камчатке. 1976, № 3914.

30. Новоселов Ю. А. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Западно-Камчатская. Листы О-58-VII, VIII. М., 1981, № 3702.

31. Ольшанская О. Н., Соловьев Г. С. и др. Отчет о результатах гравиметрической съемки масштаба 1 : 200 000 в пределах листов О-57-Б, Г, О-58-В, проведенной Маимлинским отрядом гравиметрической партии № 17 в 1979—1981 гг. 1981, № 4448.

32. Попова В. Ф. Отчет о результатах гравиметрической съемки масштаба 1 : 50 000, магнитной съемки масштаба 1 : 100 000 и электроразведочных работ МТЗ, МТП, ТТ, проведенных в юго-западной и южной частях Ильпинского прогиба в зимние периоды 1976—1977 гг. и 1977—1978 гг. 1978, № 4144.

33. Ривовш Л. А., Гольбрайх С. Э. Отчет по работам Камчатской аэромагнитной партии за 1959 г. (Западный геофизический трест). 1960, № 601.

34. Семенов Е. М. Отчет о результатах аэрогеофизической съемки, проведенной на территории Камчатской области в 1977 г. 1978, № 4109.

35. Хитров В. В. и др. Отчет Камчатской партии о результатах региональных геолого-геофизических поисковых работ на россыпи шельфа северо-восточного побережья Камчатки за 1980—1982 гг. 1982, № 4519.

*Работы хранятся в фондах ПГО «Камчатгеология».

СПИСОК

проявлений полезных ископаемых, показанных на листе О-57-ХУІІІ,
О-58-ХІІІ Государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000

Индекс клетки на карте	Номер на кар- те	Вид полезного ископаемого и название (местонахождение) проявления	Ссылка на литературу (номер по списку ли- тературы)	Примечание
Ртуть				
I-4	1	Бассейны рек Сухая Речка, Вэвиссенваям, Канурива- ям, Вэрихаваям	18	Шлиховой ореол
Золото, серебро				
I-3	2	р. Иуриттышваям	18	»
I-3	1	Иуриттышваямское	18, 25	В коренном залегании
I-3	3	Белая Грива	18	»
II-1	1	Река Ламутская	18	Шлиховой ореол
II-1	2	Ламутское	*	В коренном залегании
III-1	1	Лсвохайлолинское	18	»
III-1	3	Вэвиваямское	18	»
IV-1	2	Кангалатское	18	»
IV-1	3	Истык	18, 12	»
IV-1	5	Река Истык	18	»
IV-2	1	Туагышваямское	18	»
Сера				
III-2	1	Ламутское	18	»
Алунит				
III-2	2	Ламутское	18	»
IV-1	4	Река Истык	18	»

*По данным незавершенных геологоразведочных работ масштаба 1 : 50 000.

Индекс клетки на карте	Номер на кар- те	Вид полезного ископаемого и название (местонахождение) проявления	Ссылка на литературу (номер по списку ли- тературы)	Примечание
Минеральные источники				
III-1	2	Вэвиваямские	18	
IV-1	1	Кангалатваямские	18	
Термальные источники				
I-2	1	Хухотваямский	18	
I-2	2	Хухлотваямские	18	
I-2	3	Русаконские	11, 18	
II-2	1	Иэтваямский	18	

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Геологическая изученность	6
Стратиграфия	9
Интрузивные образования	38
Тектоника	52
Геоморфология	60
Полезные ископаемые	67
Подземные воды	80
Оценка перспектив района	82
Список литературы	84
Приложение. Список проявлений полезных ископаемых	86

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Масштаб 1 : 200 000

Серия Западно-Камчатская
Лист О-57-ХVIII, О-58-ХIII (р. Сановаям, Ивашка)
Объяснительная записка

Редактор *Т. В. Брежнева*
Технический редактор *Л. С. Челнокова*

ЛР № 020704 от 28.01.93

Подписано в печать 15.05.98. Формат 60×90/16. Гарнитура таймс.
Печать офсетная. Печ. л. 5,5 + 4 вкл. Уч.-изд. л. 7,2. Тираж 150 экз.
Заказ 1805. Цена договорная



Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72
Тел. 321-8121, факс 321-8153