

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВТОРОЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ

КАРТА СССР

Масштаба 1:200000

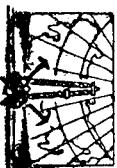
Серия Сихотэ-Алинская

Лист М-54-ХХVI

Объяснительная записка

Составители В. А. Шурыгина, В. К. Шевченко
Редактор Ю. А. Иванов

Утверждено Научно-редакционным советом ВСЕГЕИ
20 апреля 1963 г., протокол № 12



СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Приложения	3
Литература	5
Полезные волны	26
Полезные ископаемые	38
Геоморфология	45
Тектоника	48
Интузивные образования	53
Стратиграфия	55
Введение	57

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа М-54.ХХVI расположена на восточном склоне Северного Саяна-Алтая в пределах Советского района Хакасовского края РСФСР. Координаты района $48^{\circ}40' - 49^{\circ}20'$ с. ш. и $139^{\circ}-140^{\circ}$ в. д. Большую часть района занимает расщлененное плато, полого наклоненное на восток, в сторону Татарского пролива. Абсолютные отметки поверхности плато уменьшаются от 900—1000 м до 200—400 м. Вдоль западной границы района (плоской от 5 до 20 км) и в междуречье Чипала—Бол. Хади к плато примыкают средневысотные горы с преобладающей абсолютной высотой 1000—1100 м. Наивысшая абсолютная отметка (1277 м) на хр. Желтый.

Территория района расчленена густой речной сетью. В пределах плато густота ее составляет в среднем 0,4—0,5 км на 1 км², в средневысотных горах почти в 2 раза больше. Реки и ручьи характеризуются бурным течением (2—3 м/сек), большим количеством перекатов и порогов. Русла ручьев обычно загромождены валунами и глыбами. Долины рек узкие и глубоко врезанные, с крутыми, местами отвесными склонами. Наиболее крупными реками района являются Хуту-Бута, Аджалам и Бол. Хади, имеющие ширину от 20 до 70 м, глубину 0,5—3,5 м. Река Хуту доступна для передвижения моторных лодок. Для рек характерны осенне-летние паводки, нередко носящие катастрофический характер.

Климат характеризуется суховой малоснежной зимой и теплым долгим летом. Среднегодовое количество осадков достигает 620—805 мм, из них около 70% выпадает в теплый период года. Среднегодовая температура воздуха от +0,3 до —2°. Первый снег выпадает в конце сентября — начале октября. Сходит снег в конце апреля — начале мая. Наиболее теплыми месяцами, благоприятными для проведения полевых исследований, являются июнь, июль и август со среднемесечными температурами 12,5—17,8°.

Растительность района представлена в основном хвойными лесами. На базальтовом плато развиты темнохвойные леса из ели и листвы с примесью кедра, в среднегорье преобладает лиственница. По долинам больших рек тянутся полименные леса из тополя, ильма, ясеня, ясени, березы, осины с густым подлеском. В центральной части района на значительной площади леса уничтожены пожарами в 1929 и 1954 г., и в настоящее время здесь распространены гары с сухостоем, по которым местами возобновляется молодой лес из лиственницы, березы, осины. Район богат строевым лесом, который почти не разрабатывается из-за отсутствия дорог.

На территории листа имеется всего лишь один населенный пункт — пос. Тельский Ключ, расположенный в северо-восточной части района, на водоразделе рек Худым и Лайма. Немногочисленное население поселки занято на небольших лесоразработках. Ближайшим к территории крупным населенным пунктом является город Советская Гавань. На большей части района дороги и тропы отсутствуют. Лишь у восточной его границы имеются редкие грунтовые дороги и тропы.

Первые сведения о геологическом строении района, его рельфе, гидрогеографии и растительности получены В. К. Арсеньевым. В 1901, 1908—1910 и

Подписано в печать 15/X 1969 г.

Формат 60×90^{1/16}.

Печ. л. 3,75

Уч.-изд. л. 6,3
Заказ № 05111

Тираж 100 экз.

Издательство «Недра»
Ленкартфабрика ВАГТ

1927 гг. им пройдены маршруты по долинам рек Хуту, Буга, Тутто (Арсеньев, 1949). Первое систематизированное описание геологического строения района и плоскостей, прилегающих к нему, сделали В. А. Булатов (1931Ф) и Г. Д. Аллер (1931Ф). В их отчетах имеются сведения по геологии, гидрогеологии, тектонике и полезным ископаемым.

В 1938 г. А. А. Кирилловым, М. Г. Золотовым и В. А. Кузнецовым была проведена геологическая съемка масштаба 1:200 000 в бассейне р. Хуту, охватившая очень незначительную часть района. В отличие от предыдущих вавших исследователей, указывавших на палеозойский возраст осадочных пород (Аллер, 1931), М. Г. Золотов и другие (Кириллов, Золотов, 1938Ф) считали осадочные отложения мезозойскими.

В 1948–1950 гг. Ю. Ф. Чемеков прошел геологическую съемку масштаба 1:1 000 000 на восточном склоне Сихотэ-Алиня, полностью перекрыв ее описанной район. В пределах района он выделил юрские осадочные породы, связанные с кварцевыми порфиритами и базальты олигоцен-нижней меловой эпохи. В бассейне р. Чипали им отмеченорудопроявление золота (Чемеков, 1950Ф).

В 1951–1953 гг. почти вся площадь листа М-54-ХХVI была закартирована в масштабе 1:200 000. На восточной его половине вели работы А. Б. Разживин, А. В. Кутякин и др. (Разживин и др., 1952Ф), на западной — А. А. Головнева и А. К. Кузнецова (1954Ф), И. Я. Зытгер и Н. Воронцов (1954Ф). В результате этих работ выяснены основные черты геологического строения района и уточнена стратиграфическая схема, предложенная Ю. Ф. Чемековым.

А. А. Головневой и А. К. Кузнецовым установлено широкое развитие в районе оловорудной минерализации. На одном из выявленных ими рудопроявлений кассiterита в 1954 г. С. Я. Николаевым (Николаев и др., 1955Ф) проведены поисковые работы, на основании которых охарактеризована геологическая позиция рудопроявления и сделан вывод о необходимости дальнейших поисковых работ.

В 1960 г. на западной половине территории листа была проведена геолого-гидрогеологическая съемка масштаба 1:200 000 и на всей его площади контролирующие маршруты. Работы велись геологами четвертого геологического управления А. В. Кутякиной, В. К. Шевченко и др. В результате этих работ эффилюзы основного состава, занимающие 70% территории, расчленены на три свиты — совгавансскую, кизинскую и кузнецовскую, возраст которых подтвержден спорово-пыльцевыми спектрами. Установлена многофазность интрузивных пород и значительно уточнены геологические контуры.

Кроме геологических исследований, на территории листа велись геофизические работы. В 1955 г. район был покрыт аэромагнитной съемкой масштаба 1:1 000 000 (Бейман, Кудряшов, 1956Ф), а в 1957 г. аэромагнитной штабой 1:200 000 (Риволь, Добина, 1958Ф). В результате этих работ выявлен общий характер магнитного поля в пределах района. Важным результатом работ явилось выделение участков магнитных аномалий, совпадающих с плоскими развилиями основного состава. В 1961 г. А. А. Головко и А. Н. Бронштейн (Днепропетровская партия) провели геофизические работы на небольшой части территории листа, расположенной в западной его части. В левобережье р. Буга была установлена магнитная аномалия в 200У, обусловленная, по мнению Б. А. Головко и А. Н. Бронштейна, глубинным объектом. Кроме того, ими отмечено, что интузия по р. Бол. Икчу обладает высокими магнитными свойствами (Головко, Бронштейн, 1961Ф).

В период с 1951 по 1960 г. вся территория листа М-54-ХХVI была охвачена радиометрическими исследованиями, в результате которых аномалии выявлены не было.

При подготовке описываемого листа к изданию за основу принятые геологические карты, составленные А. Б. Разживиным и А. А. Головневой

с уточнениями и изменениями, сделанными после работ 1960 г. При этом было проведено дешифрирование аэрофотоснимков масштаба 1:40 000. Раздел «Подземные воды» написан при участии Н. П. Ахметьевой.

СТРАТИГРАФИЯ

По геологическому строению район делится на две части: западную, сложенную преимущественно меловыми осадочными породами, и восточную, где широко распространены базальты неогенового и четвертичного возраста. Палеогеновые эффилюзы развиты незначительно, в основном на юго-востоке района. Самые молодые — верхнечетвертичные и современные породы — распространены повсеместно и представлены рыхлыми элювиальными, гравитационными и аллювиальными образованиями.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел

Валанжинский ярус

Нижнемеловые отложения обнажаются в северо-западной части района. Они образуют юго-восточное крыло крупной антиклинали, большая часть которой находится за пределами района. По составу среди нижнемеловых отложений выделяются две свиты, сопоставляемые по характеру разреза с пионарской и пиванской свитами района Комсомольска-на-Амуре.

Пионарская свита (Стр.). Породы свиты распространены в бассейнах рек Пупу, Мун, Бату и Сакай-Балу. Ими сложены ядра антиклинальных складок, вытянутых в северо-восточном направлении. Наиболее полный разрез свиты наблюдался на водоразделе Буга — Адлерского портала с крутым (до 75°) юго-восточным склоном и более пологим (до 60°) северо-западным крылом. На юго-восточном крыле складки разрез свиты следующий (снизу вверх):

1. Алевролиты черные, с очень неровным склоном, с редкими прослойками (0,5—1 м) аргиллитов. Алевролиты имеют алевролитовую и алевритеческую структуры и содержат 50—70% алевритовых зерен кварца и полевых шпатов. Аргиллиты состоят из темно-бурового глинистого вещества, содержащего единочные алевритовые зерна кварца и полевых шпатов и иногда на 30% обогащенного рудной пылью.

2. Пещаниники полимиктовые, мелко- и среднезернистые, се-
реые, состоящие на 70% из угловатоокатанных зерен кварца и полевых шпатов размером 0,15—0,4 м, а также обломков кремнистых пород и глинисто-кварцевых сланцев (до 2 м).

Тип цементации — базальный.

3. Тонкое ритмичное переслаивание мелкозернистых песча-
ников и алевролитов, с некоторым преобладанием последних в иззах пачки. Мощности прослоев 0,02—0,5 м, ритмов 0,2—0,6 м. В средней части пачки встречаются сантиметровые про-
стые песчаники, переполненные обломочками глинистых слан-
цев, песчаников и кремнистого пород.

4. Алевролиты полосчатые, пликтчатые, аналогичные опи-
саным в пачке 1, с единичными прослойками (0,03—0,1 м) мел-
козернистых песчаников. В верхах пачки мощности прослоев песчаников увеличиваются до 0,5—3 м.

5. Песчаники полимиктовые, серые, мелкозернистые, ана-
логичные описанным в стое 2.

6. Алевролиты те же, что и в пачке 4, с редкими прослоя-
ми мощностью 0,5—0,8 м мелкообломочных осадочных брек-

чиц, состоящих на 80% из неокатанных обломков алевролитов разммером до 1 см. 7. Неравномерное переслаивание мелко- и среднезернистых полимиктовых песчаников (мощности слоев 0,02—1 м) и черных плитчатых алевролитов (мощности слоев 0,1—1,5 м).

8. Алевролиты черные, матовые

9. Тонкое ритмичное переслаивание песчаников и алевро-

литов, аналогичное пачке 3.

10. Песчаники мелко- и среднезернистые, полимиктовые,

состоящие из угловато-окатанных зерен кварца и плагиоклаза,

а также обломков кремнистых и глинисто-кварцевых сланцев.

В верхах присутствует пачка (10 м) тонкого переслаивания

песчаников и алевролитов, содержащая слой осадочных брек-

чиц (2 м), аналогичных описанным в пачке 6.

11. Тонкое ритмичное переслаивание песчаников и алевро-

литов, аналогичное пачке 3. Редко встречаются слои песчани-

ков мощностью до 10—15 м.

Общая мощность пород в разрезе 1300 м.

Берхи пионерской свиты, отсутствующие в приведенном разрезе, были вскрыты канавой в приустьевой части р. Буга и прослежены в обрывах правого борта долины р. Сакай-Балы.

В приустьевой части р. Буга они представлены пачкой черных плитчатых аргиллитов мощностью 100 м, перекрытых слоем полимиктовых среднезернистых песчаников (30 м). В выше согласно залегают породы пиванской свиты.

В долине р. Сакай-Балы верхи свиты образованы 150-метровой пачкой тонкого ритмичного переслаивания темно-серых алевролитов и песчаников, очевидно, соответствующей пачке 11 приведенного выше разреза. Мощность слоев 0,1—0,25 м, ритмов 0,2—0,5 м. В выше лежат алевролиты (мощность 120—150 м) темно- и зелено-серые, полосчатые благодаря наличию тонких (до 1—2 м) прослоев светло-серых песчаников, переходящие без видимого несогласия в породы пиванской свиты. Таким образом, общая мощность свиты достигает 1500—1600 м.

В пределах района в породах свиты ископаемая фауна не обнаружена. Севернее района, в непосредственной близости от его границы, в пачке ритмичного переслаивания алевролитов и песчаников, приуроченной к верхней части свиты, найдены обильные остатки нижневалдайских пелеципод: *Ancilla cf. crassicollis* Key S., *Ancilla* ex gr. *Keyserlingi* Lah. (Левитан и др., 1961Ф).

Свита по своему строению обнаруживает сходство с отложениями, развитыми на Кузнецком перевае, возраст которых также обоснован фациональной валанжиной (Плиев, 1958), и с пионерской свитой, развитой в районе Гионерских лагун на Амуре.

Пиванская свита (Стр.). Породы свиты прослеживаются в бассейне р. Буга в виде двух полос северо-восточного направления. Они согласно, иногда со следами размытия, ачаще с постепенным переходом залегают на отложениях пионерской свиты и принадлежат вместе с ними к единому циклу осадконакопления.

В составе свиты ведущую роль играют различные по зернистости полимиктовые песчаники. Алевролиты и аргиллиты в свите присутствуют в поличистом количестве, редко встречаются гравелилы. Однообразный состав саниты, отсутствие четкой структуры в породах и плохая обнаженность не дают возможности детально изучить ее разрез. В долине р. Могот-Бекани по разрозненным коренным выходам и глыбовым россыпям установлено следующее строение свиты (снизу вверх):

1. Алевролиты темно-серые, окремнелые, с простоями и гнейзами гравелистых песчаников мощностью 0,1—0,2 м. Алевролиты имеют алевритовую структуру и на 60—90% состоят из угловатых зерен кварца, полевых шпатов и рудного

60 м

минерала, cementированных глинисто-серпилитовым мате-

риалом.

2. Песчаники светло-серые, полимиктовые, мелкозернистые, окремнелые: количество кластического материала в них колеблется от 60 до 90%. Зерна в песчаниках полукатаны, иногда слабо ориентированы в одном направлении и пред-

ставлены в основном кварцем и полевыми шпатами, к кото-

рым примешиваются обломки кремнистых пород, глинисто-

серпилитовых сланцев и эффилюзов среднего состава. Редко

присутствуют зерна циркона и сфена. Цемент базальтий,

3. Переслаивание песчаников, аналогичных описанным в слое 2, алевролитов, аналогичных описанным в слое 1, и аргиллитов. Преобладают песчаники. Мощности их слоев 0,3—1 м, мощности слоев алевролитов и аргиллитов 0,1—0,3 м. Аргиллиты имеют пелитовую и алевропелитовую струк-

туры и состоят из темно-бурового глинистого вещества и 10—30% алевролитовых зерен кварца и рулного минерала

4. Алевролиты темно-серые, тонкоплитчатые, аналогичные описанным в слое 1.

5. Песчаники тонко- и мелкозернистые, подобные выше.

6. Те же песчаники, но с единичными прослоями алевро-

литов (до 1,5 м).

Общая мощность пород в разрезе 1000 м.

7. Туффитовые алевролиты с единичной галькой алевро-

литов и мелкозернистых песчаников, имеющей размеры 1—1,5 см. Порода на 75% состоит из темно-бурового глинистого вещества и на 25% из тонкого пирокластического и кластического материала, распределенного очень неравномерно и представленного клиновидными зернами кварца и полевых

шпатов.

2. Алевролиты черные, неслонистые, с выклинивающи- мися прослоями бурых мелкозернистых полимиктовых песчаников. Алевролиты состоят на 70—80% из угловатых обломков кварца, плагиоклаза и рудного минерала и на 20—30% из глинистого цемента с примесью биотита и серпилита. Песчаники мелкозернистые, полимиктовые, состоящие из полуокатанных зерен кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кашеука биотита и обломков кремнистых пород и андезита. Каустический материал слабо ориентирован в одном направлении. Цемент в песчаниках базальный глинисто-серпилитовый с примесью хлорита и биотита.

3. Гуффитовые алевролиты, аналогичные описанным

в слое 1, с обильным вкраплением гальки (до 1,5 см) и гра-

вия тех же осадочных пород. Отдельные прослои алевроли-

тов содержат около 25% крупных (0,5—2 м) полуглянци-

ных обломков кварца, плагиоклаза, алевролитов и песчани-

ков.

4. Песчаники среднезернистые, полимиктовые, серо-зеле-

ные, аналогичные описанным в пачке 2.

40—50 м

Около 100 м

7

Как видно из приведенного выше описания, породы пачек I—3 указывают на некоторую смену устойчивой осадконакопления к началу формирования свиты. Для этих пород характерно присутствие плохо отсортированного материала, галек подстилающих пород и прослоев гравелитов, а также сле-дов косой слоистости. Это с достаточным основанием позволяет их отнести к базальным слоям свиты и предполагать наличие частичного размыва между некоторыми липецкой и пионерской свитами.

- Песчаники мелко- и первонефрозернистые, полимиктовые, содержащие обломоки алевролитов и выклинивающиеся прослои гравелитов и осадочных брекций мощностью 0,3 м. Встречаются песчаники синевато-серые, мелкозернистые, с тонкими ($1\text{--}5$ мм) выклинивающимися прослойками черных алевритистых песчаников.
- Ритмичное переслаивание черных аргиллитов и серых мелкозернистых песчаников. Мощности аргиллитов $0,2\text{--}0,4$ м, песчаников $0,02\text{--}0,07$ м.
- Песчаники мелкозернистые с обломками и линзами алевролитов.
- Такое ритмичное переслаивание полимиктовых песчаников

т. 103 км р. Рыбинки — черных аргиллитов и алевролитов. Мощности прослоев песчаников 0,03—0,03 м, алевролитов и аргиллитов 0,05—0,2 м. Алевролиты и аргиллиты ничем не отличаются от встречающихся в разрезе устья Янтарной, кроме того, что последние содержат около 80% углопирокатаных зерен р. Буга. Песчаники содержат около 80% углопирокатаных зерен и каолина, микроклина, платиоклаза, мусcovита, эпидота, рудного минерала и обломков кремнистых пород. Цемент базального типа селенито-карбонатный.

Из приведенных разрезов достаточно четко устанавливается отличие пиванской свиты от нижележащей пионерской. В составе пиванской свиты преобладают мелкозернистые, иногда неравномернозернистые полимиктовые песчаники и подчиненное значение имеют алевролиты и ариллиты. В основании свиты породы более грубозернистые, иногда с примесью туфового материала и с прослойками и линзами осадочных брекчий и гравелитов, а также с включениями гальки пород нижележащей свиты.

Верхний отдел

Сеноманский — туронский ярусов

Ларгасинская серия ($C_{12} lr$). К ларгасинской серии отнесены породы, распространенные в западной и юго-западной частях территории, в бассейнах рек Алжалам и Иопли, а также обнаженные в эрозионных окнах в бассейне р. Чипали. На посттилоющих породах нижнего мела отложения серии сменяются с угловым несогласием и содержат конгломераты в основании. Последние в бассейне р. Хупли прослеживались по простираннию на протяжении 4—5 км.

В строении ларгасинской серии отчетливо выделяются две части: нижняя, преимущественно пестниковая, и верхняя, преимущественно алевролитовая. Переходы между ними постепенные.

Наиболее полный разрез нижней части серии составлен в долине левого притока р. Хупли. Здесь снизу вверх обнажаются:

1. Мелкогалечниковые конгломераты и гравелиты, чередующиеся с неравномерногернистыми песчаниками и гальвролитами. Каменности состоят из алевролитов 0,1—0,2 м. Гальвролиты в конгломератах песчаников и алевролитах преобладают. Она имеет размеры от 10 до 25 мм.

и составляет 20—35% породы. Наряду с галькой в количестве 30—40% присутствует крупный гравий размером 3—10 ми и неокатанный кластический материал (до 2—3 ми), представленный обломками песчаников и алевролитов. Цементом в пределах температур и гравийных венцах является мелкозернистый песчаник.

2. Песчаники черные с примесью туфового материала и единичной галькой кремнистых пород размером 1—30 ми. В виде единичных прослоев мощностью 5—6 см присутствуют светло-серые алевролиты.

3. Песчаники серые, мелкозернистые, полимиктовые, с мало-

мощными (до 0,2 \hat{m}) прослойями мелкогалечникового конгломерата, аналогичного описанному в пачке I.

Общая мощность грубообломочных пород 255 m .

Выше залегают прослеженные в высыпках зеленовато-серые песчаники, иногда полосчатые благодаря наличию тонких (3—5 m) прослоев темно-серых песчаников и алевролитов. Количество прослоев алевролитов постепенно увеличивается вверх по разрезу, вследствие чего пачка песчаников сменяется пачкой алевролитов сизо-черных, также полосчатых, с тончайшими (1—3 m) прослойми светло-серых тонкозернистых песчаников. Редко прои-
слой песчаников достигают 0,1—1,5 m . Мощность всей этой части разреза около 600 m .

Грубообломочные породы, залегающие в основании лагасинской серии в долине левого притока р. Хуппи, прослеживаются в северо-восточном на-
правлении на 5—6 км и далее фациально замещаются грубо- и среднезерни-
стыми полимиктовыми песчаниками. Нигде в других местах подобной пач-
ки грубообломочных пород встреченено не было.

Разрез верхней части лагасинской серии обнажен в правом борту ло-
лины р. Аджалами, в 4 км выше устья р. Хуппи:

1.	Существенно алевролитовая пачка. Алевролиты черные, полосчатые, с редкими прослоями среднезернистых серо-зеленых песчаников мощностью 0,15—0,3, редко до 1,5—2 м. В верхах приступают тuffогенные песчаники (до 2 м), содержащие обуглившися растительные остатки	450 м
2.	Песчаники среднезернистые, полимиктовые, с единичными прослоями алевролитов мощностью 0,3—0,5 м	100 "
3.	Неравномерное перекладывание песчаников и алевролитов, аналогичных ранее встречавшимся. Мощности слоев песчаников, 0,2—4,0 м, алевролитов 0,3—0,5 м	50 "
4.	Алевролиты черные, полосчатые, с прослоями (до 2—3 м) аргиллитов	50 "
5.	Постепенное погружение песчаников и алевролитов с некоторым пре-	

На значительной площади в бассейне р. Иоли обнажаются породы, относящиеся к верхней части разреза ларгасинской серии. Здесь преобладают алевролиты и аргиллиты. Они переслаиваются с мелкозернистыми песчаниками, имеющими иногда туфогенный облик (мощности прослоев составляют 0,01—0,25 м, редко 1,5—4,0 м), и с паками (до 10 м) тонкого чередования алевролитов, аргиллитов и песчаников. Мощности прослоев в последних колеблются от 0,1 до 0,5 м.

Характерными признаками пород, распространенных в бассейне р. Иолни является лиловый оттенок (следственные почти повсеместного ороговикования) присутствие черных туфопесчаников с большим количеством обутившихся растительных остатков, а также наличие вкрапленности марказита в виде пачек до 1 см в попречнике.

Таким образом, основную роль в строении серий играют породы алевролитового ряда, подчиненное значение имеют простой и пачки песчаников, количество которых не превышает 25%. В основании серии присутствуют грубозернистые разности песчаников и мелкогалечники, контактирующие с единичной галькой. Характерными признаками серии являются: зеленоватая и сизо-черная окраска пород; присутствие черных туфогенных песчаников; наличие тонкополосчатых алевролитов и песчаников, обусловленное чередованием тончайших (от 1 до 3 мм) прослоев пород различных по цвету и зернистости; наличие растительного мусора, иногда составляющего 25% породы, а также углистого материала.

Алевролиты имеют алевролитовую структуру и состоят на 50% из алевролитовых зерен кварца и полевых шпатов и на 50% из хлоритизированного глинистого материала. Иногда они содержат пылеватую примесь углистого вещества. Последний дает также небольшие прослойки и линзы. Часто присутствует растительный детрит.

Аргиллиты состоят из темно-бурого глинистого вещества, обогащенного углистым материалом и содержащего единичные алевролитовые зерна кварца.

Для песчаников характерен полимиктовый и близкий к аркозовому состав. Количество обломочного материала колеблется в пределах 60—90%, реже 30—50%. В составе его преобладающее значение имеют кварц и полевые шпаты, в подчиненном количестве присутствуют мусcovит, биотит, кремнистые, эфузивные и осадочные породы, а также акцессорные минералы — циркон и сфен. Материал угловато-окатанный, часто клиновидный, окольчатый, серповидный. Цемент глинисто-хлорито-кварцевый либо глинисто-сернистый базального, реже порового типа.

Туфопесчаники, как правило, содержат 25—30% пирокластического материала и 20—25% обуглившихся растительных остатков размером 1—5 мм.

Общая мощность отложений ларгасинской серии около 1500 м.

Серия в районе фаунистически не охарактеризована, но вблизи южной границы территории в алевролитах, протягивающихся по простиранию в долину р. Иоли, М. А. Ахметьевым и Л. Г. Ботылевой (Ахметьев и др., 1962) собраны аммониты *Rizosia* (определение В. Н. Верещагина), характерные для пород ларгасинской серии.

Следует отметить также, что породы, относимые в районе к ларгасинской серии, очень хорошо сопоставляются с соответствующими образованием, распространенными фауной сеноман-турона в бассейне р. Тумнин (Вдовин, 1961).

Урманский ярус — сеноманский надярус

Удоминская свита (*Ст2 ad*). Отложения, отнесенные к удоминской свите, широко распространены в юго-западной части района. Наибольшую площадь они занимают в верховьях рек Аджалами и Иоли. На подстилающей их ларгасинской серии породы залегают согласно, местами с очень незначительным размывом. Они слагают ядра широких синклинальных структур и, как правило, имеют углы падения порядка 30—70°.

Детальные разрезы свиты составить не удалось в связи с отсутствием хорошо обнаженных участков. Породы удоминской свиты повсеместно орошены и образуют глыбовые россыпи. Основную роль в ее строении играют полимиктовые песчаники голубовато- и зеленовато-серые, разнозернистые, иногда тонкополосчатые. В подчиненном количестве присутствуют алевролиты и аргиллиты со скролупчатой отдельностью. Для свиты характерны: присутствие растительного детрита, выклинивающие прослойки аргиллитов, песчаников и осадочных брекций, туфогенность пород и наличие прослоев эфузивных образований.

Наиболее полный разрез свиты наблюдался в долине р. Аджалами, выше устья р. Бол. Икчу (снизу вверх):

1. Песчаники полимиктовые, мелко- и среднезернистые, голубовато-серые, с единичными обломками алевролитов размером 1—3 мм	250 м
2. Переслаивание голубовато-серых песчаников, аналогичных описанным в слое 1, и черных полосчатых аргиллитов. Мощности песчаников от 0,03—0,15 м до 1,5—5 м, аргиллитов 0,1—0,6 м	100 "
3. Песчаники серые и зеленовато-серые, мелко- и среднезернистые, полимиктовые, с единичными выклинивающимися прослойями аргиллитов и осадочных брекций. Характерна волнистая поверхность пластов	400—500 "
4. Песчаники серые, среднезернистые, полосчатые, с обуглившимися растительными остатками размером до 5 мм. Полосчатость обусловлена наличием прослоев мелкозернистых песчаников мощностью 2—3 мм	300—350 "
Общая мощность пород в разрезе 1000—1200 м.	

Мелко- и среднезернистые песчаники, залегающие в основании разреза, по простиранию переходят в более грубозернистые разности.

В долине правого притока р. Хупли разрез свиты начинается первоначально изогнутыми песчаниками розово-серыми, содержащими 10—15% угловатых обломков алевролитов и неопределенными остатками раковин инопланетных. В виде линзообразных прослоев в этой пачке песчаников присутствуют гравелиты и мелкогалечниковые конгломераты.

В правобережье р. Иоли (вблизи горы Брусиная), в низах свиты встречаются туфы дацитового состава, образующие единичные прослои мощностью 0,5—1,5 м в пачке серых полосчатых песчаников. Разрез верхней части свиты наблюдается в верховьях одного из левых притоков р. Иоли, вблизи горы Лысая. Здесь в коренных выходах, прослеживающихся с небольшими перерывами на протяжении около 1 км, снизу вверх обнажаются:

1. Аргиллиты черные со скролупчатой отдельностью, содержащие редкие линзообразные прослои мелкозернистых песчаников и линзы эфузивных пород среднего состава. Мощности прослоев аргиллитов 0,5—5 м, песчаников 0,15—0,6 м. Линзы эфузивов имеют мощность 0,2—0,7 м и протяженность 1,2—1,8 м	Около 100 м
2. Песчаники разнозернистые, полимиктовые, с единичными обломками алевролитов	30 "
3. Пересланые песчаников полимиктовых, мелкозернистых, серых (мощность 0,2—0,7 м), черных аргиллитов (0,3—0,6 м) и черных туфогенных песчаников (до 0,5 м), содержащих обломки аргиллитов. Границы между слоями резкие	60 "
4. Песчаники полимиктовые, разнозернистые, серые, с единичной галькой и обломками аргиллитов размером 3—10 мм	40—50 "
Общая мощность пород в разрезе 230 м.	

Суммарная мощность пород удоминской свиты 1300—1500 м.

Песчаники, слагающие свиту, обычно полимиктовые, мелко-, среднезернистые, состоят из угловато-окатанных, иногда резко остроугольных зерен кварца, плюскоклаза, калиевого полевого шпата, мусcovита, биотита и обломков кремнистых пород и эфузивов среднего состава. Количество обломочного материала 60—90%, иногда он в значительной степени представлен пирокластическим материалом и тогда порода переходит в туфопесчаник. Цемент глинисто-сернисто-хлоритовый, поровый, реже базальный. Алевролиты характеризуются алевролитовой структурой и состоят из кварца, полевых шпатов, мусcovита, биотита, рудного минерала. Цемент глинисто-сернисто-кварцевый, иногда с примесью органического вещества, базального типа.

Аргиллиты состоят из сернисто-глинистого вещества, в котором содержится 5—10% остроугольных зерен кварца и плагиоклаза и незначительные линзообразные простые углистого вещества.

Согласное залегание свиты на отложениях ларгасинской серии, ее разрез и состав (преобладание полимиктовых, иногда туфогенных песчаников своеобразного зеленовато- и голубовато-серого цвета с простыми алевролитами в верхах разреза, присутствие в породах растительного детрита, единичных прослоев эфузивов и обломков раковин иноцерамов) позволяют уверенно сопоставлять ее с хорошо охарактеризованными фауной сеноман—турона отложениями ульдминской свиты бассейна р. Тумнин (Бельгенев и др., 1958; Вдовин, 1961).

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Палеоцен (?)

Самаргинская свита (Рг1? см). Наиболее древние в районе эфузивные образования, относенные к самаргинской свите, распространены преимущественно в юго-восточной части района, на водоразделе рек Чигали — Бол. Хади, и в небольших эрозионных окнах обнажаются по долинам рек Санку, Бол. Дианко, Хича и др. Кроме того, не последние останцовные покровы этих пород имеются в юго-западной части района.

В составе свиты основную роль играют дациты и андезиты. В подчиненном количестве присутствуют фельзодакиты, порфиры, туфы и туфобрекчики среднего состава. Следует отметить, что порфиры фиксируются близ зон разломов и контактов с интрузиями и представляют собой измененные андезиты. Повсеместно образование самаргинской виты залегает с резким угловым несогласием на осадочных породах мелового возраста.

Строение свиты на различных участках различно, что свидетельствует о формировании ее за счет деятельности многочисленных вулканических аппаратов. Судя по мощности пород и площадям их распространения, один из наиболее мощных аппаратов, расположившийся в междуречье Чипали — Бол. Хади. Здесь породами самаргинской свиты сложен участок в 220 км². Разрез свиты на этом участке следующий (снизу вверх):

1. Плагиоклазовые андезиты зелено-серого и черного цвета, порфировые и афировые. Пресобладают андезиты с резкопорфировой структурой, состоящие на 75—85% из микролитовой основной массы, в которую погружены вкрапленники плагиоклаза и реже роговой обманки. Тенди-буровое стекло, цементирующее микролиты основной массы, обогащено рудной пылью и местами замещено хлоритом.
2. Туфы и туфобрекчики андезитов пестрощетевые и зеленовато-серые, состоящие на 30—70% из угловатых и оплавленных обломков андезитов и кварцевых порфиров размером 0,5—6 см, сцепленных скрытокристаллической основной массой среднего состава. Последняя содержит угловатые осколки полевых шпатов размером 0,5—1,5 мм.

Туфы и туфобрекчики в 3 км севернее ложатся непосредственно на оадочные породы мела, что свидетельствует о выклинивании плагиоклазовых андезитов в этом направлении.

60 м

80—100 „

Таким образом, для самаргинской свиты в районе характерны следующие особенности: преобладание в ее составе андезитов и дацитов (последние встречаются несколько реже); присутствие в зонах разрывных нарушений и в приконтактовых частях интрузий сильно измененных разностей пород (порфириотов), присутствие туфов и агломератов, образующих покровы мощностью до 150 м; смена пород от андезитов (в нижних) до дацитов и фельзодакитов (в верхних частях свиты); непостоянная мощность свиты — от 100—150 до 450 м. Максимальную мощность свита имеет, очевидно, вблизи центров извержений.

По химическому составу андезиты самаргинской свиты относятся к классу слабо пересыщенных кремнеземом и к группе белых шелочами (см. таблицу). В них очень незначительно преобладают цветные компоненты, причем в цветной части железо преобладает над Магнием. Судя по величине «п» калий и натрий содержатся примерно в равных количествах и не исключено, что в основной массе пород присутствует кальций полевой шпат. Поэтому, что в основной массе пород присутствует кальций полевой шпат. По-порядку по составу близки к агитовым андезитам по Р. Дели; отличаются от них несколько большим содержанием кремнезема и меньшим содержанием кальция.

Породы свиты залегают с резким угловым несогласием на осадочных образованиях верхнего мела и, следовательно, нижняя возрастная граница их не опускается ниже турона. Верхняя граница обусловлена несогласным наледанием зеленовых андезитов на породы свиты. По составу и строению свита может быть сопоставлена с хорошо известной на Сихотэ-Алине са-

ндинском № 40 и роговой обманкой. Основная масса фельзодакиты с участками микророзничистой, реже пойкилитовой структуры.

Общая мощность пород самаргинской свиты в разрезе 420 м. Около 150 м.

Совершенно аналогичное строение свиты наблюдается и в западной части этого участка. Оно отличается лишь увеличением мощностей отдельных пачек. Пачка плагиоклазовых андезитов, лежащая в основании свиты, достигает 200 м мощности. Агломераты и туфы андезитов содержат простой дацитов и их мощность увеличивается до 180—240 м. В самых верхах присутствует пачка роговообманковых дацитов, очень свежего облика, мощностью 60—70 м.

В северо-восточной части района из-под палеогеновых и неогеновых бакаловых андезитов и порфириты, содержащие прослои туфобрекций того же состава.

В андезитах и порфириях во вкраплениях наблюдаются андезиты № 36—38, редкие зерна кварца и роговой обманки. В порфириях вкрапленники нацело замещены эпидотом и хлоритом. Кроме того, в них присутствуют кристаллы лимонитизированного пирита. Основная масса имеет гипоптиловую, реже микророзничистую структуру.

Туфобрекции содержат обломки пород среднего состава с андезитовой и микропойкилитовой структурой. В туфобрекциях по р. Хича встречаены обломки кремнистых и глинистых сланцев, а также фельзитов.

Почти исключительно туфовыми разностями пород самаргинская свита представлена в баскессайских рек Тутточа и Джакусана.

В долине р. Тутточа, в основании разреза свиты залегает 150-метровая пачка туфов порфириотов, сильно пиритизированных. Количество обломков в них 40—70%; по составу это преимущественно плагиоклазовые порфириты, реже фельзиты; размеры их колеблются в пределах 0,5—10,0 см.

Вверх по разрезу туфы сменяются туфоловавами дацитов, состоявшими на 20—25% из обломков плагиоклаза, фельзитов и андезитов, погруженных в лаву дацитового состава с четкими следами течения. Мощность горизонта туфолов 40—50 м.

В бассейне р. Джакусана строение свиты наблюдать не удалось; установлено лишь, что породы здесь более кислого состава, чем на других участках.

Таким образом, для самаргинской свиты в районе характерны следующие особенности: преобладание в ее составе андезитов и дацитов (последние встречаются несколько реже); присутствие в зонах разрывных нарушений и в приконтактовых частях интрузий сильно измененных разностей пород (порфириотов), присутствие туфов и агломератов, обраzuющих покровы фельзодакитов (в верхних частях свиты); непостоянная мощность свиты — от 100—150 до 450 м. Максимальную мощность свита имеет, очевидно, вблизи центров извержений.

По химическому составу андезиты самаргинской свиты относятся к классу слабо пересыщенных кремнеземом и к группе белых шелочами (см. таблицу). В них очень незначительно преобладают цветные компоненты, причем в цветной части железо преобладает над Магнием. Судя по величине «п» калий и натрий содержатся примерно в равных количествах и не исключено, что в основной массе пород присутствует кальций полевой шпат. Поэтому, что в основной массе пород присутствует кальций полевой шпат. Поэтому, что в основной массе пород присутствует кальций полевой шпат. По-порядку по составу близки к агитовым андезитам по Р. Дели; отличаются от них несколько большим содержанием кремнезема и меньшим содержанием кальция.

Породы свиты залегают с резким угловым несогласием на осадочных образованиях верхнего мела и, следовательно, нижняя возрастная граница их не опускается ниже турона. Верхняя граница обусловлена несогласным наледанием зеленовых андезитов на породы свиты. По составу и строению свита может быть сопоставлена с хорошо известной на Сихотэ-Алине са-

маргинской свитой, возраст которой считается в насторожнее время палеоценовым. Учитывая появившиеся в последние годы находки верхнемеловой флюры в туфогенно-осадочных породах и туфобрекциях, относимых к самаргинской свите (Шлахонник, 1962; Козлов, Буфф и др., 1961 г.), авторы принимают возраст андезитов и дацитов как палеоценовый условно.

Толица кислых эффиузивов (Рг²)

Породы этой толщи очень незначительно распространены в районе. Они образуют небольшие (3—15 км²) покровы, купола и экструзивные тела, имеющие в плане овальную или грубоизометрическую форму. В составе толщи присутствуют кварцевые порфирь, липариты, дациты, фельзодалиты, трахиандезиты, различные туфы, туфоловы и итимбриты. Кварцевые порфирь встречаются только близи интрузивных массивов.

Подавляющее количество выходов пород этой толщи приурочено к юго-западной части района, но они прослеживаются и на востоке территории в рядах эрозионных окон. Почти повсеместно образование толши кислых эффиузивов пространственно связано с породами самаргинской свиты и залягают на них согласно. В связи с тем, что толща в пределах отдельных выходов имеет несколько различный состав, описание ее дается по участкам.

Наиболее широкие по площади покровы наблюдались на двух участках в среднем и верхнем течении р. Алжалиами, где они слагают хр. Желтый и расположенный восточнее горы Кува безымянного хребта. В пределах второго участка кислые эффиузивы образуют купольобразные покровы, резко возвышающиеся над окруждающими осадочными породами и покрыты огромным количеством глыбовых осыпей, среди которых встречаются отдельные кореневые выходы высотой до 15 м со своеобразной столбчатойностью. Этот покров сложен однообразными кварцевыми и туфовыми альбитом-серого цвета, содержащими в подошве пачки туфов и туфолиров. Туфы в юго-западной части покрова слоистые с четким пленением на северо-восток под углами 28—30°. Разрез толщи на данном участке следующий:

1. Туфолавы и кристаллолитокластические туфы кварцевых порфиров. Туфолавы на 50—80% состоят из обломков песчаников и аргиллитов размером от 1—2 до 50 см и обломков кристаллов, реже стекла, погруженных в кислую связующую массу, имеющую фельзитовую структуру и флюидальную текстуру. Колличество обломочного материала вверх по разрезу постепенно уменьшается. В кристаллолитокластических туфах, кроме обломков осадочных пород, имеющих уже значительно меньшие размеры (до 5 мм), чем в туфолавах, присутствуют осколки кварца и плагиоклаза. Наряду с последними встречаются зерна кварца с очень правильными очертаниями.

2. Вытрокристаллолитокластические туфы кварцевых порфиров состоят на 50% из осколков кварца, плагиоклаза, стекла и обломков пород дацитового состава с фельзитовой и андезитовой структурами. Цементом является вулканическое стекло, содержащее рогульчатые осколки того же стекла, раскрошенного в микропеллит и обогашенного чешуйками сернокислого биотита и биотита. Модальность их меняется от 30—40% в юго-восточной части до полного выклинивания — в северо-западной.

3. Кварцевые порфирь светло-серые с лиловатым оттенком, порфировой структуры. Они содержат 3—5% вкрашенников кварца, 2—4% биотита и 10—15% олигоклаза, реже андезита № 43—45. Калиевый полевой шпат во вкрашенниках отсутствует. Основная масса породы кристаллическая кварц-

полевошпатовая, на отдельных участках пойкилитовая, мелко-зернистая и сферолитовая. Общая мощность по разрезу 300—350 м.

На хр. Желтый в отличие от описанного выше участка преобладают пегматитовые кварцевые порфирь. Они содержат осколки кварца и пылевых шпатов. Основная масса стекловатая темно-бурая с флюидальной текстурой.

В северо-восточной части территории породы толши кислых эффиузивов имеют незначительные мощности, прослеживаются на очень небольших по протяжению участках и выходы их приурочены к долинам крупных рек. В долине р. Хича строение толши определяется на туфобрекции андезитовых самаргинской свиты, ложатся плагиопорфирь, содержащие единичные обломки пород андезитового состава и плагиопорфирь. Основная масса пород фельзитовая с редкими вкрашенииками олигоклаз-андезина № 36, роговой обманки и кварца. По роговой обманке развивается хлорит, по плагиоклазу — серцит. Выше лежат кварцевые порфирь, совершенно аналогичные описаным в районе горы Кува, и фельзиты. Мощность пород толши кислых эффиузивов на этом участке не превышает 80—100 м.

В бассейнах рек Тутточа, Тутто и руч. Буйный в низах толши кислых эффиузивов занягают туфы альбитопорфирь, переходящие вверх по разрезу в фельзит-порфирь и затем в кварцевые порфирь. Фельзит-порфирь серо-зеленые с фельзитовой и микропегматитовой основой массой и редкими вкрашенииками олигоклаз-андезина, замещенными агрегатом кварца и альбита.

В кварцевых порфирах в отличие от встречающихся на других участках основная масса часто стекловатая. По вкрашениикам плагиоклаза развивается эпилит.

Отличие по составу породы распространено в долине р. Санку, в верховьях р. Чипали и левого притока р. Иоли. Площади их составляют 1—3 км², форма выходов определяется формой эрозионных окон в речных долинах. Характерными признаками этих пород являются их свежесть, очень быстрый петрографический состав, большое развитие туфовых разностей пород, присутствие вулканических стекол и преобразование белых и лиловых окрасок.

Не исключено, что эти образования являются более молодыми, но, учитывая их незначительное распространение и отсутствие данных о взаимоотношениях с подстилающими породами, мы не сошли возможным отнести их к описываемой толще кислых эффиузивов. Единственный факт, говорящий о их возрасте, является тот, что они лежат под базальтом миопелитового возраста. По составу это липариты, дациты, андезитовые дациты, трахиандезиты и различные туфы.

В верховых рек Санку и Чипали развиты преимущественно лавы липаритов, андезитоидных дацитов и трахиандезитов. Все эти разности пород образуют переслаивания, иногда довольно тонкие, что наблюдалось на отдельных глыбах. Установлено также преобладание туфов в низах разреза и лав в верхах.

Липариты имеют лиловый цвет и отличаются исклонительной свежестью. По составу — это вулканическое стекло полосчатой текстуры, в которое погружены 2—3% вывралленников андезина № 41—42 и биотита. Полосчатость обусловлена чередованием участков сферолитового строения и перекристаллизованного стекла.

Андезитоидные дациты в отличие от липаритов имеют почти черный цвет и содержат 30—40% ориентированного в одном направлении листистого плагиоклаза. Цементом является вулканическое стекло, иногда слабо раскрытое. Травертиновые дациты состоят из тонкозернистой основной массы, представленной смесью плагиоклаза и кальевого полевого шпата, содержащей 15% тонкопризматических кристаллов андезина № 36—38 и редких чешуек биотита. Текстура породы флюктуационная, структура трахиандезитная.

В долине левого притока р. Иоли резко преобладают туфы: кристалло-вулканические, либо и кристаллокластические. Первые на 50—60% состоят из осколков кристаллов плагиоклаза, кварца, темно-зеленого минерала и девитрифицированного стекла, погруженных в буроватую, сильно раздробленную и обогащенную рудной пылью связующую массу. Размеры осколков кристаллов и стекла составляют 0,2—3 мм. Кристаллокластические туфы отличие от описанных не содержат осколков стекла. В лягокластических же туфах содержится 70—80% обломков пород (фельзитов, андезитов, различных туфов), размеры которых колеблются от 3—4 ми до 1—6 см.

Структура туфов псефо-псаммитовая, иногда пепловая; текстура либо беспорядочная, либо полосчатая. Последняя подчеркивается послойным обогащением основной массы чешуйками биотита и серицита.

На юге территории, в бассейне р. Иоли, встречены экструзивные тела (вулканические некки) кислых эфузивов. Это каналы диаметром 70—100 м, заполненные вязкой лавой кислого состава, обогащенной обломками вмещающих пород, захваченных лавой при внедрении.

Экструзивные тела сложены кварцевыми порфиритами белого и желтого цвета с фельзитовой структурой и сильно обогащенными серицитом. Они содержат 3—5% вкраплениников, представленных квадратами, обогащенной обломками листочками мусковита, а также редкие зерна циркона и пирита размером 0,25—1,0 ми, ориентированные в одном направлении.

Из пород, развитых в бассейне р. Санку и уступно отнесенных к толще кислых эфузивов палеоценового возраста, сделаны два химических анализа (см. таблицу). Это персыщенные кремнеземом SiO_2 породы, богатые и персыщенными щелочами, соответствующие по классификации Р. Дэли ли-паритам. В породе светлая часть резко преобладает над цветной и содержит свободный кварц. Светлая часть характеризуется присутствием кислых плагиоклазов или преобладанием щелочных полевых шпатов над кальциевыми. Величина « t » говорит о преобладании калия над натрием, т. е. о присутствии калиевого полевого шпата в породе.

Определая стратиграфическое положение толщи, следует обратить внимание на тонкую пространственную связь кислых эфузивов с породами самаргинской свиты, на которых они лежат согласно. Кислые эфузивы в ряде мест перекрываются базальтами, относимыми к эоцену, и прорываются раннепалеогеновыми интрузиями. Таким образом, по стратиграфическому положению и по составу они могут быть отнесены к толще кислых эфузивов палеоценового возраста, соответствующей в южном Сихотэ-Али-

К северо-западу от района, между ст. Сихотэ и Кузнецеским перевалом, в аналогичных вышеописанных кислых эфузивах Э. П. Изюхом (Половая, Изюх, 1960) обнаружены отпечатки флоры, которые, по заключению М. И. Борсук, характерны как для конца датского века, так и для палео-чины.

Эоцен

Кузнецеская свита ($Pg_2 k_2$). Породы кузнецеской свиты развиты только в восточной части территории листа. Наиболее значительные поля они образуют в левобережье р. Мал. Хади и в нижнем течении р. Большой. Небольшие по площади выходы этих пород прослеживаются в эрозионных окнах из-под покровов более молодых базальтов по долинам рек Тутто, Хича, Уктука и Худяни.

Эфузивы кузнецеской свиты несогласно налагаются на палеоценовые эфузивы, а также на интрузивные породы, прорывающие последние. Налегание андезитов на интрузивные породы наблюдалось в востораздельной части Чипаги — Буйный и в верховых р. Лачама. На первом участке неандезиты андезитов залегают практически горизонтально на размытой поверхности гранодиоритов. В верховых р. Лачама птичье андезиты кузнецеской свиты ложатся на разнозернистые пески, являющиеся продолжением разрушения гранитов.

В составе свиты преобладают андезиты и андезито-базальты, реже встречаются долериты, туфы и туфобрекции основного состава и пачки туфоген-но-осадочных пород.

Строение свиты наблюдалось в долине р. Мал. Хади. Для этого участка характерно наличие большого количества коренных выходов высотой от 3 до 30 м. Породы имеют углы падения от 10 до 20° (замеры произведены по поверхности разделов отдельных покровов). Не исключено, что углы в 20° являются следствием течения лав по первоначальной поверхности древнего ре-тефона, на который изливалась эфузивы кузнецескими туфами.

В низах свиты лежит пачка пестроцветных туфобрекций мощностью 10—12 м, прослеживающаяся не повсеместно. Она представлена переслаиванием грубо- и среднеобломочных пород. Мощности отдельных слоев 2—3 м. Обломочный материал в туфобрекциях содержитесь в количестве 70—80% и представлен неокатанными глыбами и гальками окатанными валунами и гальками различных пород. Размеры глыб до 0,2 м в прослоях среди необломочных туфобрекций и до 1,5 м в грубообломочных. По составу среди них преобладают андезиты, в меньшем количестве присутствуют полосчатые серо-ливовые фельзиты, красно-бурые андезито-базальты и биотит-рогообломковые граниты. Кроме обломков пород, присутствуют осколки осенних плагиоклазов, пироксена и оливина. Цементом является сильно хлоритизированная вулканическая масса.

На туфобрекции, а местами на породы самаргинской свиты ложатся роговообманково-гипстеновые андезиты, лилово-серые, полифиевые, с гиалоплитовой основной массой. Во вкраплениниках присутствуют андезит № 48—49 и гипертен. Количество вкраплениников иногда равно количеству основной массы, иногда резко подчинено ему. Основная масса состоит из светлого вулканического стекла, содержащего около 70% лейст андезина № 45—49, ориентированых в одном направлении, и 5—6% нацело опадающими плагиоклазами. Кроме обманки и изометричных зерен гиперстена. Среди роговообманково-гипстеновых андезитов встречаются миниалекаменные разно-стии, характеризующиеся наличием миниалий размером 1—2 ми, выполненные темно-зеленым хлоритом. Мощность описанного покрова 80 м. Андезиты покров в бассейне р. Жулихи имеет мощность около 200 м.

Выше по разрезу роговообманково-гипстеновые андезиты сменяются гиперстен-авгитовыми серыми и лилово-серыми, часто полосчатыми, содержащими 5—7% осколков полевых шпатов, четко видимых макроскопически и придающих породе туфовый облик. В отличие от вышеупомянутых андезитов они содержат авит в виде гломераторифовых спростков и более основной плагиоклаз (андезит-лабрадор № 60). Мощность 60 м.

На гиперстен-авгитовых андезитах залегают полноクリсталлические темно-серые и черные андезито-базальты. Они имеют порфироющую структуру и микродолеритовую, реже пойкилоплитовую основную массу. Первая обусловлена наличием пересекающихся идиоморфных кристаллов андезина № 43—49 в угловатых промежутках между которыми располагаются ксеноморфные зерна авлита и гиперстена. Для второй характерно присутствие крупных матических кристаллов андезина. Мощность 100 м.

В самых верхах разреза, в ряде мест, являются оливиновые базальты, отличающиеся от андезито-базальтов присутствием лабрадора и оливина. Мощность 20—30 м. Область мощности по разрезу 280—300 м.

Для пород синты, распространенных в юго-восточной части территории, в общем характерны: постепенное увеличение основности пород от низов разреза к верхам (андезиты с роговой обманкой сменяются пироксеновыми андезитами, переходящими в свою очередь в андезито-базальты и, наконец, в базальты, содержащие оливин), смена стекловатых структур, преобладающих в нижней части разреза, структурами поликристаллическими, неизвестного распространения туфов, приуроченных к нижним частям разреза; преобладающее значение в свите гипстеновых андезитов; пестрая окраска пород — серая, черная, лиловая, часто неравномерная, полосчатая; обра-

тельное присутствие вторичных продуктов — хлорита по стеклу, идингита по оливину и реже гиперстену, иногда сернита по плагиоклазу.

В северо-восточной части территории таких закономерностей в строении свиты не наблюдается. Здесь лавы черных стекловатых базальтов переслаиваются с серыми гиперстеновыми андезитами и присутствуют,примерно в равных количествах. Мощности покровов 30—40 м. Среди андезитов встречаются миндалекаменные разности. Почти повсеместно в основании разреза присутствует горизонт туфобрекций. Это свидетельствует о том, что вулканическая деятельность в палеогене на большинстве участков началась с выбросов туфового материала и закончилась спокойным излиянием лав. Тип извержения, очевидно, центральный.

Установлено, что породы свиты (в бассейне р. Худямы и в верховье руч. Буйный) с несогласием перекрывают образования самаргинской свиты и толщи кислых эфузивов и в свою очередь (в долине р. Хуту) перекрываются рыхлыми образованиями, содержащими пыльцу миоценена. На основе этого они могут быть отнесены к кузнецковской свите.

А. Б. Разживиной (Разживин и др., 1952ф) в долине р. Бол. Хади отмечено присутствие словес тuffогенно-осадочных пород среди образований кузнецковской свиты. Этот факт, с одной стороны, говорит о периодичности проявления вулканической деятельности и, с другой стороны, дает возможность четко сопоставить эфузивы, относимые к кузнецковской свите, с аналогичными образованиями других районов, где они охарактеризованы флористически.

В районе бухты Сизиман, между Накатова и Сторкум в прослоях туфогенных песчаников кузнецковской свиты обнаружена среднедилюновая флора (Михалина, 1956ф; Плахотник, Дулькин, 1957ф; Плахотник, 1962).

На основании всего вышеизложенного возраст кузнецковской свиты определяется как эоценовый.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ — НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Олигоцен — миоцен

Кузнецковская свита (Pg — Nkt). Стратиграфически выше эфузивов кузнецковской свиты залегает комплекс рыхлых континентальных пород, представленных корой выветривания различного состава, озерно-аллювиальными и делювиальными образованиями, не поддающимися расчленению в масштабе карты.

Образования смешанного по генезису состава распространены не повсеместно, а лишь на тех участках, где возникли небольшие замкнутые бассейны. Коры же выветривания, очевидно, пользовались очень широким распространением (они обнаружены в различных частях района на самых разнообразных породах), но на участках, не бронированых молодыми базальтами, впоследствии смывты.

Описываемые образования наиболее полно представлены и имеют наибольшую мощность в долине р. Хуту, близи устья ее притока — кл. Муку. Здесь снизу вверх обнажаются:

1. Горизонт сильно разрушенных пород кузнецковской свиты, представленный щебнем, плотно скрепленным тяжелым суглинком желто-коричневого цвета. Количество обломочного материала 40—50%. В составе его присутствуют оливин-пироксеновые и пироксеновые базальты и гиперстеновые андезиты.

2. Глина коричневато-серая, с буровато-красными пятнами ожелезнения и тонкими (до 4 см) линзовидными прослойками углистого вещества. В глинах содержатся 30% полукаратного щебня афировых гиперстеновых андезитов и единичная галька интрузивных пород.

3. Бурый угол, содержащий куски слабо обуглившийся древесины.

4. Песок светло-серый с дресвой и глыбами мелкозернистого порфировидного гранита.

5. Шебень андезито-базальтов размером 0,02—0,1 м, склонированный ржаво-коричневым тяжелым суглинком. Количественно суглинки 40%. Андезито-базальты состоят из андезина № 42—46, авгита, гиперстена и рудного минерала.

6. Глина темно-серая 1,2 "

Общая мощность около 15 м.

В пробах, отобранных из глинистого и углистого материала слоев 1, 2, 3, 4 и 6, В. Ф. Морозовой определен богатый спорово-пыльцевой спектр: Bryales (0,5%), *Ginkgo* (0,8—19,5%), *Osmunda* (0,8—3,5%), *Polyuradiales* (2,3—14%), *Taxaceae* (0,5—1,5%), *Torreya* (1 зерно), *Pinaceae* (0,5—1,5%), *Abies* (0,5—1,5%), *Tsuga* (0,5—13,1%), *Picea* (4—17,7%), *Larix* (0,5—12%), *Pinus* (6—9,2%), *Taxodiaceae* (0,5—6,8%), *Sequoia* (5 зерен), *Tahodium* (5 зерен), *Metasequoia* (1 зерно), *Schizopitites* (2 зерна), *Cypripodaceae* (0,8—1,2%), *Sparganiteaceae* (1 зерно), *Gramineae* (0,8—3,7%), *Salix* (2 зерна), *Juglans* (0,5—1,2%), *Betula* (7,2—22%), *Alnus* (9,5—20,5%), *Corylus* (1—3%), *Carpinus* (0,5—2%), *Ostrya* (1 зерно), *Fagus* (1 зерно), *Quercus* (0,3—1,4%), *Castaneae* (0,3—1,1%), *Ulmus* (0,3—1,2%), *Moraceae* (1 зерно), *Rosaceae* (1 зерно), *Leguminosae* (0,5—1,4%), *Rhus* (2 зерна), *Acer* (1 зерно), *Tilia* (2 зерна), *Nyssa* (1 зерно), *Aralia* (0,4—0,7%), *Elaeocarpaceae* (25—8,2%), *Diervilla* (2 зерна), *Caprifoliaceae* (1 зерно), *Rhamnaceae* (1 зерно), *Cyperaceae* (0,4—1%), *Vitis* (0,4%).

Аналогичные отложения были встречены еще в ряде мест (долины рек Унукуле, Худямы), но по составу они несколько отличны, что связано, очевидно, с составом пород, на которых они образовались. В долине р. Унукуле на песчаниках ларгасинской серии залегают ржаво-бурые и синевато-серые пески, содержащие линзовидные прослои мощностью 5—6 см коричневой и голубовато-серой глины с углистыми включениями. Мощность этих образований 3 м. В отобранных из песков и глин пробах обнаружен очень богатый спорово-пыльцевой спектр, аналогичный описанному в долине р. Хуту.

В долине р. Худямы рыхлые континентальные образования олиготен-миоценены залегают на базальтах кузнецковской свиты и среднепалеогеновых гранит-порфирах. Они представлены зловивальными песками, содержащими щебень разрушенных базальтов и гранитов.

На левом берегу р. Худямы, в 2 км юго-западнее высоты 713 м (гора Хича), установлена кора выветривания на кистевых эфузивах, представленная каолиновыми глинами (Кириллов, Золотов, 1938ф).¹

Отложения, аналогичные вышеописанным, отмечались как севернее, так и южнее территории данного листа. Причем там, где они приурочены к древним депрессиям (междуречье Удоми — Уктур), мощность их достигает 300 м (Плиев, 1958).

На территории, примыкающей с юга, аналогичные отложения встречены в долине р. Котли, близи южной границы описываемого района и в долине р. Ботчи. Они представлены преимущественно глинами, содержащими прослой песков и линита, реже отложений (Разживин, Михайлов и др., 1954ф). В простое линита в долине р. Котли обнаружен богатый спорово-пыльцевой комплекс, характеризующий олиготен-миоценовый возраст отложений. В долине р. Ботчи в отложениях были сделаны многочисленные сборы растительных остатков, определяющих возраст отложений, как переходный от олиготену к миоцену (Ахметьев, Ботырева и др., 1962).

Комплекс пыльцы, обнаруженный в долинах р. Хуту и Унукуле, по мнению В. Ф. Морозовой, характеризует нижнемиоценовый возраст вмещающих отложений. Учитывая наличие тесных связей между верхнеэпигенетическими и нижнемиоценовыми флорами Сихотэ-Алиня и принимая во внимание

состав описываемых образований представляется возможным параллелизовать их с кхудинской свитой Среднего и Северного Сихотэ-Алиня, возраст которой достоверно определен как олигоценовый — нижнемиоценовый.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Миоцен

Кизинская свита ($N_1 ks$). Кизинская свита в районе выделена впервые.

В ее состав включены породы, которые А. А. Головнева (в западной части территории) относила к кузнецкой и частично совгаванской свитам, а А. Б. Разживин (в восточной части) выделял в нижнюю подсвиту совгаванской свиты. Следует отметить, что А. Б. Разживин высказывал предположение о возможности выделения нижней подсвиты совгаванской свиты в самостоятельную свиту более древнего возраста, чем плиоцен.

Кизинская свита представлена различными по структуре оливиновыми и оливин-пироксеновыми базальтами, реже андезито-базальтами. Она делится на две части — нижнюю, с преобладанием массивных, преимущественно черных базальтов и долеритов, и верхнюю, представленную серыми и розово-серыми базальтами, пористыми и кавернозными, редко плотными. К контакту этих двух частей иногда приурочены корочки вулканических стекол, а местами обожженные красно-бурые базальты. На местности контакт распознается по заболоченности и наличию резкого уступа и выровненной структурой плоскадке, иногда до 100 м шириной. Следует отметить, что верхняя часть кизинской свиты похожа на вышеупомянутые образования совгаванской свиты, но отделяется от последней корой выветривания, достигающей по мощности 4 м, и линзами древних аллювиальных отложений мощностью 0,8—1,0 м.

Образования кизинской свиты довольно широко распространены в районе. Они образуют значительные по площади поля в бассейнах рек Хугу, Аджалами и Иоли и погружаются к востоку под базальты совгаванской свиты, обнажаясь там лишь по долинам наиболее крупных рек (Хича, Гутто, Худым).

На все более древние породы базальты кизинской свиты налегают с несогласием и размытом. Они изливались на первовую, имеющую слабый уклон в северо-восточном направлении поверхность, заполняя древние долины, а также бронируя гребни водоразделов. Наиболее полный разрез свиты наблюдался в правобережье Хугу, в долинах ее притоков Пахи и Дюканы. Здесь прослеживается 300-метровая толща эффузивов кизинской свиты, залегающая на первовной поверхности нижнемеловых осадочных пород и гравийников. Разрез свиты следующий (снизу вверх):

1. Базальты черные, массивные, плотные, с изометрично-ругательными язычками (до 1,5 м) и скорлуповатой отдельностью. Они имеют порфировую структуру и содержат 10—15% вкраплеников плагиоклаза, реже базальтической роговой обманки размером 1,0—1,7 мм, погруженных в основную массу долеритового строения. Постепенная смена из лист лабрадора размером 0,25—0,5 м. Плотно прилегающих друг к другу и слабо ориентированных в одном направлении, и изометричных зерен авгита и оливина, заполняющих интэрстиды между листами лабрадора. Крайне редко в интэрстидиях присутствует также вулканическое стекло, наполнено замещенное хлоритом и ильдингитом.
2. Серые базальты имеют простые размеры 2—7 мм и вытянуты параллельно поверхностям покровов.

3. Чёрные гиалобазальты, характеризующиеся наличием мелких (0,08—0,25 см) лейстообразных кристаллов плагиоклаза и изометричных зерен авгита и оливина в черном вулканическом стекле. Количество авгита и оливина не более 5%.

развиваются хлорит и железистый минерал в виде разнообразных кристаллитов.

3. Базальты оливиновые, черные, с птицатой и глыбовой, отдельностью, содеражание 10—15% вкраплениников бутылочно-зеленого оливина размером 3—7 мм. Структура породы микродолеритовая.

4. Долериты пироксен-оливиновые, бура-черного цвета, с огнестойкой структурой.

5. Гиалобазальты, аналогичные описанным в покрове 2.

6. Базальты бура-черные, птицатые, с вкраплениками оливина, аналогичные описанным в покрове 3.

7. Базальты крупнозернистые (размер зерен 0,5—0,7 мм), темно-серые, афирные, пироксен-оливиновые, с глыбовой отдельностью. Структура породы полнокристаллическая с незначительным количеством стекла (голубитковый тип). В породе присутствуют андезин № 48 и лабрадор № 50—52, оливин, авгит ирудий минерал. Авгит и оливин, а иногда стекло заполняют угловатые промежутки между листами плагиоклаза. Из вторичных продуктов наблюдается хлорит по стеклу и ильдингит по оливину.

8. После уступа высотой 8—10 м, образующего перегородку из обломков стекла и пористостью. Количества пор снизу вверх увеличивается от 3—5 до 25%, размеры от 0,5 до 10 ми.

Внизу этой пачки присутствуют стекловатые андезито-базальты, состоящие на 85% из прозрачного слабо буроватого стекла с редкими кристаллами. От базальтов покрова 7 они отличаются несколькими ко-

нажениях, выше по разрезу прослеживаются базальты тонкопористые, серые, оливин-пироксеновые, с интересертальной, а на отдельных участках с долеритовой и пойкилопофитовой структурами.

9. От базальтов покрова 7 они отличаются несколько большим количеством стекла и пористостью. Количества пор снизу вверх увеличивается от 3—5 до 25%, размеры от 0,5 до 10 ми.

Внизу этой пачки присутствуют стекловатые андезито-базальты, состоящие на 85% из прозрачного слабо буроватого стекла с редкими кристаллами. От базальтов покрова № 49—51 и оливина. Имеются минералы, выполненные хлоритом концентрического строения. Отдельность базальтов глыбовая и грубоплитчатая.

9. Брешиевые гиалобазальты серые, массивные, с редкими тонкими (до 1 мм) порами. Они на 70—80% состоят из темно-бурового вулканического стекла, в которое погружены листы лабрадора № 58—60, а также изометричные зерна оливина.

В стекле много ильдельевых кристаллов плагиоклаза и пироксена, обычно, пересекающиеся.

Общая мощность по разрезу 300 м.

Описанный разрез можно разделить на две пачки: нижнюю, обобщающую покровы 1—7 мощностью около 230 м и характеризующуюся преобладанием полнокристаллических пород и черного и бура-черного цвета, и верхнюю, состоящую преимущественно из стекловатых базальтов, темно-серых и серых, часто тонко-пористых, мощностью до 70 м. К границе этих пачек приурочены покровы стекловатых андезито-базальтов.

Аналогичное двуслойное деление свиты прослеживалось в долинах рек Унукуле, Джагдами, Наммага и влевобережье р. Аджалами.

В долине р. Хича наиболее полно представлена верхняя пачка кизинской свиты, характеризующаяся четким чередованием покровов плотных пористых разностей базальтов. Отдельные покровы имеют мощности 1—8 м и разделены между собой маломощными (0,5—0,7 м) прослойками кирпично-красных обожженных базальтов (последние указывают на перегородки в излияниях лав). Мощность верхней пачки базальтов составляет 160 м.

В юго-западной части территории (левобережье р. Иоли, верховья рек Санку, Чипали и Комку) двуслойное деление свиты не установлено. Базальты развиты здесь, преимущественно оливиновые, серые и черные с лиловым оттенком, сильно железистые, часто миндалекаменные и шестоватые. Порфировые выделения оливина иногда достигают 0,3 м. Кроме лав, в очень

мезнанчительном количестве здесь присутствуют лавобрекции. Общая мощность пород на этом участке колеблется от 140 до 200 м.

Характерно нахождение в этой части района конусообразных вершин высотой 25—100 м., возывающихся над поверхностью расщелченного плато, об разованного эфузивами кишинской и совгаванская свит. Образование их связано, очевидно, с имевшимися здесь жерлами вулканов. Пикокластический материал около этих вершин отсутствует. Лишь вблизи одного из древних вулканов, расположенного в 8—9 км юго-западнее горы Лысая, при упомянутого к разрывному нарушению, отмечается присутствие лавобрекций, состоящих из обломков пористых бурых базальтов размером 7—10 см, спектропарированных серыми плотными базальтами.

Коренные выходы пород свиты встречаются лишь в верхних частях склонов, при спуске с плато. Здесь можно встретить обрывы высотой до 70—100 м и протяженностью от нескольких сот метров до 2—3 км. Такие обрывы, очень труднодоступные для исследований, наблюдались в долинах рек Бол. и Мал. Ичу, Хичу и Тутто. В нижних более пологих частях склонов этих долин обнаруживаются породы кизинской свиты. Образование отвесных обрывов в эффеузивах совгаванской свиты связано, по-видимому, с отрывом масс город по вертикальным трещинам, секущим базальты, и занятию их по глинистой коре выщеривания, образованной на породах кизинской свиты. По основанию этих обрывов, четко видимых на аэрофотоснимках, можно картировать границу между породами кизинской и совгаванской свит.

Наиболее типичный разрез совгаванской свиты был описан в долине

что по составу они близки к нормальным базальтам и принадлежат к классам насыщенных и слабо насыщенных кремнеземом пород, к группе белых щелочами.

В целом для свиты характерны следующие особенности: свита делится на 2 части: нижнюю — с преобладанием черных и темно-серых разностей пород, в подавляющем большинстве долеритовых, и верхнюю, состоящую из серых и розовых базальтов, сильно пористых, среди базальтов преобладают оливин-пироксеновые и оливиновые разности, сильно обогащенные рудной пылью, с долеритовыми, гипаллитовыми, интекситовыми и реже с олифитовыми и пойкилоолифитовыми структурами; в низах свиты присутствуют миндалекаменные разности базальтов; ромбический пироксен в породах отсутствует; почти полное отсутствие пирокластического материала, свидетельствующее о преобладании изливий трещинного типа; поверхность, обогащенная базальтами, представляет собой расщепленное плато, часто с узкими гребнями вблизи крупных долин, покровы залегают почти горизонтально, иногда с уклонами до 15° , соответствующими дренирующему рельефу; базальты секутся редкими разрывными нарушениями, к которым приурочены небольшие вулканические аппараты; мощности свиты составляют 300—

древнего рельефа.

Возраст базальтов определяется как среднемиоценовый на основании непосредственного наложения их на рыхлые образования олигоцен-нижне-миоценового возраста в долинах рек Хуту и Ункуле и присутствия в кровле кизинской свиты верхнемиоценовых и плиоценовых образований, обнаруженных в скважине у ст. Окоча (Г. Советская Гавань). В этой скважине на интервале глубины 40—51 м установлены туфогенно-осадочные породы и диатомиты с гравием и галькой базальтов и с растительными остатками — диатомитами с водорослями и пыльцой верхнемиоценового — плиоценового возраста (Разживин, 1958а).

НЕОГЕНОВАЯ — ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Совгаванская свита (N_2-Q_5). Самыми молодыми эфузивными образованиями района являются базальты совгаванской свиты. Они образуют плато, занимающее около 60% территории и залегают горизонтально. Абсолютные отметки плато поникаются в направлении с запада на восток, что свидетельствует о наклоне древнего рельефа к востоку. Максимальные мощности (около 200—300 м), судя по отметкам подошвы и кровли, наблюдаются в центре плато, где по изолиниям древнего рельефа намечается депрессия, заполненная базальтами (см. рис. 3).
По составу свита очень однообразна. Это оливин-пироксеновые и крупнопористые базальты, реже долериты. Они образуют закономерное чередование покровов, свидетельствующее о пульсирующем характере извержения. В нижних частях отдельных покровов обычно присутствуют тонкопористые серые разности базальтов, в верхних — крупнопористые, а иногда кавернозные. Постепенные приобретают бурую окраску благодаря обжигу следующей порции лавы.

- Коренные выхолы пород свиты встречаются лишь в верхних частях склонов, при спуске с плато. Здесь можно встретить обрывы высотой до 70—100 м и протяженностью от нескольких сот метров до 2—3 км. Такие обрывы, очень труднодоступные для обследования, наблюдались в долинах рек Бол. и Мал. Ику, Лича и Тутто. В нижних более пологих частях склонов этих долин обнажаются породы кизинской свиты. Образование отвесных обрывов в эфузивах совгаванской свиты связано, по-видимому, с отрывом масс город по вертикальным трещинам, секущим базальты, и сползанием их по глинистому коре выветривания, образованной на породах кизинской свиты. По осложнению этих обрывов, четко видимых на аэрофотоснимках, можно картировать границу между породами кизинской и совгаванской свит.

Наиболее типичный разрез совгаванской свиты был описан в долине р. Хича. Здесь снизу вверх обнажаются:

1. Пачка переслаивания тонкопористых серых и ноздреватых бурых базальтов. Мощность отдельных покровов не превышает 6,0 м. Это альтерированные породы с ониксивыми и пойкилоптическими структурами. Для них характерно наличие длиннопризматических кристаллов пироксена, взаимнопресекающихся с лабрадором. Крупность зерна увеличивается к низам пачки (до 0,6—0,8 м), в этом же направлении почти исчезают стекло	60 м
2. Красно-бурые ноздреватые базальты, оливин-пироксеновые, с плинчатой отдельностью, характеризующиеся сильной пористостью. Поры размерами 3—5 ми составляют около 60% объема породы	0,7 „
3. Базальты светло-серые, оливиновые, тонкопористые, с пойкилоптическим-интерститиальной структурой, состоят на 30—35% из вулканического стекла, расположенного в интерститициях между лейстами палиноклаза. Оливин замещен идинситом, стекло обогашено рудной пылью	2—7 „
4. Красно-бурые ноздреватые базальты, аналогичные базальтом покрова 2	0,95 „
5. Базальты оливин-пироксеновые, серые, тонкопористые, с глибовой отдельностью и офтитовой и пойкилоптической структурами. Они состоят из лабрадора № 50—53, аугита, оливина, рудного минерала и незначительного количества вулканического стекла. На одних участках в крупных зернах аугита присутствуют идиоморфные призмы лабрадора, на других — аугит и оливин распологаются между индивидами палиноклаза	2,5 „

Общая мощность по разрезу 67 м.

В разрезах, наблюдавшихся по рекам Тутто, Джагдами и в ряде других мест, прослеживается аналогичное описанному чередование покровов базальтов. Различие заключается лишь в мощности отдельных покровов. Так, в долине Тутто они достигают 6—10 м, а в водораздельной части Алжала-ми — Джагдами иногда не превышают 0,2—0,7 м.

Для базальтов совгаванской свиты характерно наличие малоомощных склонов, сильно разрушенными красно-бурыми базальтами и указывающих на перерывы в излияния лав. Такие коры встречаются через 15—25 м и наблюдаются в долине Унукле. В верховьях р. Хича, в долине р. Бол. Ику и в ряде других мест. Аналогичные коры выветривания отмечались в скалажине, пробуренной на плато между реками Май и Бол. Хади (Разживин, 1958ф).

В долине р. Хича в основании совгаванской свиты наблюдались кора-растворения мощностью 4,0 м и древние аллювиальные отложения, указывающие на имеющийся значительный перерыв после излияния базальтов миоцене. Коры выветривания снизу вверх представлена:

 1. Базальты, полуразрушенные с офтитовой и пойкилоптической структурами и долериты, сцепментированные плотной глиной

Конусы выноса мелких рек и ручьев развиты вдоль склонов рек Буга, Мунчи, Алжалами, Хуту и других; mestами площадь их до $1,5 \text{ км}^2$. Они характеризуются грубым, не сортированным составом отложений, слабой окатанностью материала, значительной мощностью (до 12 м). Сложенны валунами-глыбовым или галечниковым материалом с примесью суглинков и супесей. Размер глыб и валунов до 1—1,2 м в поперечнике.

Гравитационные образования (обвално-сыпные накопления) распространены на кругих ($30\text{--}40^\circ$) склонах в средневысотных горах и на склонах долин среди плато. Они состоят из наромождения остроугольных глыб размером до 1,5 м в поперечнике, а также щебня с незначительной примесью дресвы, суглинка и супеси. Мощность глыбовых осыпей 2—3 м, в отдельных местах у подножий склонов достигает 6—8 м.

Формирование конусов выноса и глыбовых осыпей наиболее интенсивно происходит, по-видимому, в эпоху верхнечетвертичного оледенения в результате энергичного морозного выветривания и мощного сноса обломочного материала.

Среди гравитационных образований выделяются также обвално-оползевые накопления, развитые по долинам рек среди базальтового плато. По базальтов, под действием силы тяжести происходит отрыв и оползание в долины крутих блоков (площадью до $0,8 \text{ км}^2$) и напротивление их у подошвы склонов. Местами в долинах рек Хуту, Бол. Ікку, Хича, Уй-Гагана и других вдоль склонов обвально-оползневые накопления образуют террасы, видные вдоль высотой 6—8 м и в отдельных случаях до 30 м. Сложенны они крупными (размером до 3 м в поперечнике) глыбами базальтов с незначительной примесью бурых суглинков. Образование оползней происходит и в настоящее время, что легко устанавливается на местности и по аэрофотоснимкам.

Современный отдел (Q_4)

К современным относятся аллювиальные отложения поймы и первой надпойменной террасы высотой до 3—4 м. Развиты они в долинах всех рек, занимают почти все их днища. Эти отложения повсеместно характеризуются двуслонным строением. Сверху заливают суглинки, или и пески тонко-зернистые с включением гравия и редкой гальки — фация пойменного аллювия (мощность 0,5—1,5 м). Ниже залегают галечники с гравием и супесями из примесью песков и супесей — русловая фация. Общая мощность современных аллювиальных отложений поймы и первой надпойменной террасы хателности, на основе чего и устанавливаются их возраст как современные. Самыми молодыми пойменными отложениями являются галечники и пески кос и островов рек Буга, Хуту, Алжалами и других, которые продолжают формироваться в настоящее время.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузивные образования занимают не более 15% площади района. Представлены в основном гранитами, реже габбройдами и образуют единый интрузивный комплекс. Они прорывают осадочные породы Мелового кузнецкого свода.

В составе интрузивного комплекса обособляются три фазы. Первая — различные гранитами, диоритами, габбро-норитами и габбро; вторая — гейко-кристаллическими гранитами (рис. 1).

Наличие трех интрузивных фаз доказывается следующими фактами:

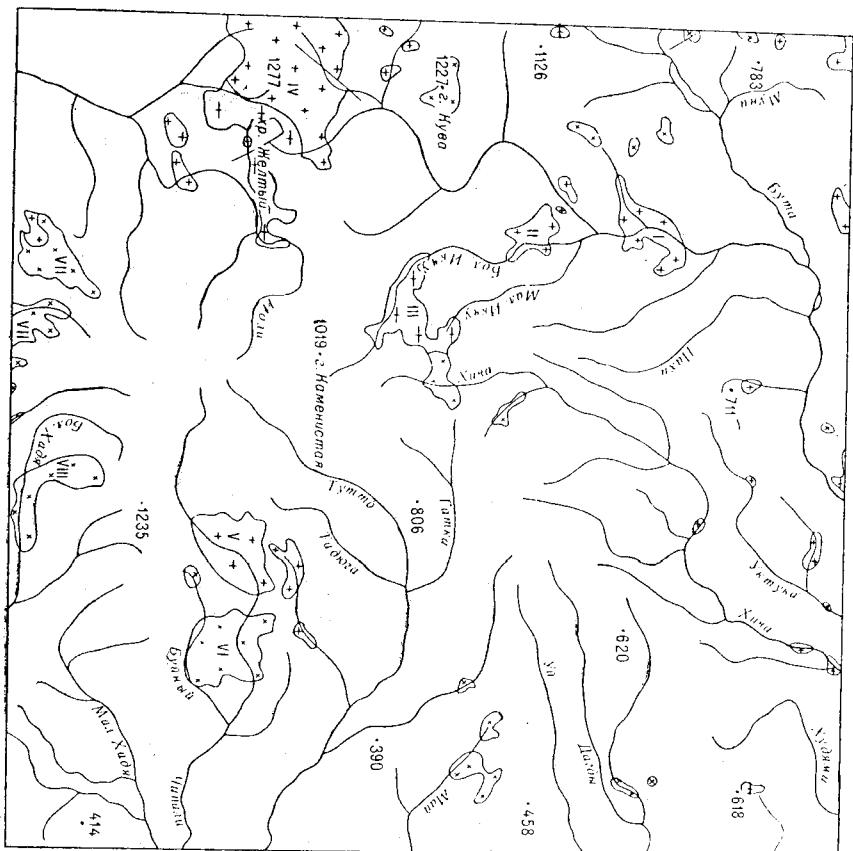


Рис. 1. Обзорная карта распространения интрузивных пород. I — породы первой интрузивной фазы; II — породы второй интрузивной фазы; III — породы третьей интрузивной фазы; IV — Иолийский; V — Нижнечепалайский; VI — Верхнечепалайский; VII — Среднечепалайский; VIII — Комкий; VIII — Халинский.

1. В среднем течении р. Аджалами габбро-нориты и габбро первой фазы, образующие небольшое интрузивное тело, секутся малоомощными прожилками гранита второй фазы.

2. У южной границы района, в междууречье Комку — Иоли, в породах гранодиоритового и диоритового состава, относящихся к первой интрузивной фазе, наблюдалась гидротермальная изменение и ороговикование на контакте с интрузиями гранитов второй фазы.

3. В междууречье Иоли — Аджалами на контакте интрузий гранитов второй фазы и гранит-порфиров третьей фазы в последних наблюдаются явления контаминации.

4. В Аджаламском массиве наблюдались ксенолиты гранодиоритов и кварцевых диоритов первой фазы в гранитах второй фазы и пересечение последних пегматитовым гранитом третьей фазы.

Породы первой интрузивной фазы

Породы первой интрузивной фазы образуют массивы различной величины и состава. Наиболее крупные из них (Среднеципалийский, Комку и Халинский) сложены преимущественно гранодиоритами, переходящими в зоне эндоконтакта в диориты, более мелкие — диоритами и гранодиоритами. Габбро-нориты и габброобразные штокобразные тела. Переходы между фациальными разностями в массивах постепенные. Характерно преобразование порфировидных пород, свидетельствующее, по-видимому, о небольшой глубине формирования интрузивных тел.

Массив в Комку расположжен на юге района, в бассейнах левых притоков р. Копли, и обнажается в эрозионных окнах из-под покрова базальтов кизинской и совгаванской свит на площади около 45 км². О форме массива судить трудно, так как он лишь частично вскрыт эрозией. Вместе с городами являются отложения уломинской свиты и ларгасинской серии, а также эффузивные образования палеоцена, ороговитовые и кварцевые на контакте с интрузией. Ширина зоны контактового метаморфизма в осадочных городах достигает 1,5 км, в эффузивах — не превышает 0,5 км. Массив сложен городами первой и второй интрузивных фаз, причем городы второй интрузивной фазы слагают небольшую юго-западную часть его. Среди город первой фазы преобладают порфировидные гранодиориты. Переходящие в периферических частях в диориты и кварцевые монцониты. Гранодиориты и диориты массива секутся гранитами второй интрузивной фазы и на контакте с последними несут следы гидротермального изменения. Последние выражаются в частичной перекристаллизации городы и обогащении ее кварцем и биотитом. В некотором удалении от контакта развиты пятна мелкозернистого агрегата хлорита с биотитом.

Среднеципалийский массив расположен в междууречье р. Чипали и кр. Буйного; имеет площадь 40 км² и грубоизометричную форму в плане. На севере он перекрывается базальтами кизинской свиты, на востоке — эффузивами кизинской свиты, на западе и на юге контактирует с осадочными городами верхнемелового возраста и эффузивами самаргинской свиты. Контакты с последними активные и, судя по небольшой ширине зоны контакта измененных город (до 1 км), крутые.

Состав массива очень пестрый. Здесь присутствуют все переходные разности от городов до диоритов. В центральных его частях преобладающую роль играют гранодиориты, в периферических — резко порфировидные диориты и кварцевые диориты.

Халинский массив обнажается в верховье р. Бол. Хади и по форме в плане повторяет кругой изгиб реки. По составу он аналогичен Среднеципалийскому. Площадь выхода 30 км². Массив прорывает андезиты саларгинской свиты и перекрывает с юга базальтами совгаванской свиты. Контакты массива крутие, о чем свидетельствуют узкие зоны контактного метаморфизма.

Основную роль в составе перечисленных выше массивов, а также в составе небольших интрузивных тел, окружающих их, играют гранодиориты (δ Pg). Это средне- и крупнозернистые породы, плотные, массивные, слабо выветреные, с гипидоморфно-зернистой, а на отдельных участках монцонитовой структурой. В составе их присутствуют плагиоклаз андезнового ряда (до 40%), калиевый полевой шпат (15—30%), кварц (20—25%), роговая обманка (до 15%), иногда биотит (до 5%). Цветное число составляет 10—15%. Аксессорные минералы представлены апатитом, цирконом, спектром, лейкоксеноем и ильменитом; вторичные — серпентитом, пелитовыми продуктами, хлоритом, эпидотом и реже биотитом.

Химический анализ гранодиоритов показывает, что они относятся к группе пород, пересыщенных кремнеземом и бедных щелочами (см. таблицу). В зоне эндоконтакта гранодиориты преобразуются с изменением химического состава или без его изменения. В первом случае происходит образование гибридных пород — квартовых монцонитов, квартовых ортогранитов и тоналитов (δ Pg). Для них характерны невыносимые составы: присутствие среднего и основного плагиоклаза наряду с калиевыми полевыми шпатами в тоналитах и кварцевых диоритах и кварцевых монцонитах, значительное количество кварца в кварцевых диоритах, повышенное содержание (до 1%) аксессорных минералов, представленных ортитом, спектром, цирконом, апатитом и гранатом; образование вторичных плагиоклазов, роговых обманок и биотита. Последние повышают цветное число пород и неравномерно поглощают цветные минералы. Все эти породы имеют порфировидное строение, монцонитовые, микропойкилитовые и редко микропегматитовые структуры и встречаются в массивах Комку, Среднеципалийском и в ряде небольших интрузивных тел, распространенных в левобережье р. Аджалами.

В случае сохранения своего первичного состава гранодиориты в зоне эндоконтакта становятся порфировидными. Для них характерно наличие 20—40% крупных выделений плагиоклаза (олигоклаз-андезина), роговой обманки, кварца и биотита, образующих иногда скопления до 6 мм в перечине. Средний размер зерен в основной массе 0,2—0,3 мм, состав ее тоже, что и в описанных выше гранодиоритах. Темноватые минералы часто концентрируются в виде участков изоморфии. Из аксессорных минералов, кроме пересыщенных выше, встречается турмалин.

Диориты (δ Pg) имеют подчиненное значение в наиболее крупных массивах первой интрузивной фазы и приобретают ведущую роль в небольших интрузивных телах. Это серые и зеленовато-серые породы, средне- и мелкозернистые, массивные, крепкие, с призматически-зернистой структурой. В их составе преобладает плагиоклаз андезинового ряда (65—70%). Темноватые минералы представлены роговой обманкой, реже — биотитом и еще реже пироксеном и составляют 25—30% от общего объема породы. В резко подчиненном количестве (до 3%) в диоритах присутствует кварц. Аксессорные минералы представлены спектром, цирконом и ильменитом. Из вторичных минералов установлены эпидот, карбонат, хлорит и уралит. В зоне эндоконтакта диориты обычно не меняют своего состава, но становятся порфировидными за счет увеличивающихся в размере табличек плагиоклаза (до 3 мм и более).

Резко подчиненное значение среди город первой интрузивной фазы имеют габбро и габбро-нориты (γ Pg). Они образуют три небольших (до 0,4 км) тела, два из которых прорывают верхнемеловые осадочные городы и эффузивные городы палеоценена (в среднем течении р. Аджалами и в верховьях р. Комку), а один обнажается в эрозионном окне из-под базальтов кизинской свиты в верховьях р. Иоли.

Габро и габбро-нориты представляют собой темно-серые с зеленоватым оттенком городы, средне- и крупнозернистые, очень плотные, массивные, с зеленовато-буровой корочкой выветривания. Структура город габбро-офитовая, в габбро-норитах панидоморфозированная. На отдельных участках как в тех, так и в других — пойкилофитовая.

В составе этих пород преобладает плагиоклаз лабрадорового ряда (около 60% объема породы). Иногда в габбро-норитах содержатся около 5% кварца и тогда они переходят в кварцевые. В кварцевых габбро-норитах содержится, кроме того, 4—5% калиевого полевого шпата. Цветное число колеблется от 30 до 40%, что дает право отнести габбро и габбронориты района к типу лейкократовых. Темноцветные минералы представлены в основном ромбическим (гиперстен) и моноклинным (авгит) пироксеном (нормальный габбронорит), реже одиним моноклинным пироксеном (нормальный габбронорит). Нередко авгит замещает гиперстен. Оливин встречается только в оливиновых габбро-норитах, где он составляет не менее 10% всех темноцветных минералов.

Кроме минералов, определяющих название породы, присутствуют 5—8% магнетита, титаномагнетита и пириита, а также единичные чешуйки биотита. Последний образует обычно реакционные оторочки вокруг пироксенов и рудных минералов. Из вторичных продуктов присутствуют псевдомонзоны уралита и хлорита по пироксенам и ильменита по оливину. Акессорные представлены апатитом, цирконом и сференом.

Вмешавшиеся породы на контактах несут следующие изменения. Осадочные породы превращаются в различные роговики (кварци-биотитовые, биотит-хлоритовые, кордиеритовые) с полосчатой, массивной и узловатой текстурой и с мозаичной, микрогранобластовой и порфиробластовой структурами. В некотором удалении от массива в породах присутствуют отдельные пятна кварца мозаичного строения, скопления чешуек биотита и многочисленные кварцевые прожилки.

Эффузивы на контактах нащупаны перекристаллизованные в агрегат кварца и биотита и приобретают бластопорфировую и гранобластовую структуры. Вдали от интрузии лишь частично перекристаллизована основная масса; фенокристаллы полевых шпатов замещаются серидитом и карбонатом, биотит и роговая обманка — хлоритом и эпидотом.

Породы второй интрузивной фазы

Интрузивные породы второй фазы отличаются однородным, преимущественно кислым составом и наиболее широко распространены среди интрузивных образований района. Ими сложен самый крупный массив в районе — Иолийский и средние по размеру массивы — Алжаламийский, Верхнечаплинский и Инженерчикий, а также ряд более мелких интрузивных тел, обычно пространственно тяготеющих к крупным массивам. Наибольшее количество выходов пород фазы расположено в западной части территории. Породы второй интрузивной фазы, так же как и первой, имеют порфировидный облик, но отличаются более светлыми окрасками и крупноглыбовой и матрацивидной отдельностью.

Иолийский массив в расположен в междуяче Иоли — Алжалами и занимает наиболее возвышенные части территории. Он развит и за пределами района, достигая в целом по площади 220—240 км². Форма массива в плане неправильная, вытянута в широтном направлении, со слабо извилистыми очертаниями. Вмешавшимися породами являются отложения улодинской свиты и образования толщи кислых эффузивов. В массиве наблюдается пересечение гранитов второй фазы гранит-порфирами третьей фазы. Ширина зон контакто-измененных пород с севера и юга не превышает 1,0 км, с востока достигает 3—4 км, что говорит о пологих контактах в этой части. Границы Иолийского массива легко дешифруются на аэрофотоснимках.

Массив сложен нормальными, лейкократовыми и шелочными гранитами, порфировидными и крупнозернистыми, обычно с микролегматовыми структурами.

Другой крупный массив — Верхнечаплинский — обнажается в верхнем течении р. Чипали. Форма его в плане овальная, площадь 30—35 км². С юга, востока и запада массив имеет активные контакты с верхнепеловыми осадочными породами и палеоценовыми эффузивами самаринской свиты, а на севере перекрывается базальтами совгаванской свиты.

В составе массива преобладают граниты, переходящие в периферических частях в гранодиориты. Переходы постепенные вследствие уменьшения количества кварца и увеличения темноцветных минералов.

Алжаламийский массив занимает площадь около 25 км². Он прорывает осадочные породы нижнего и верхнего мела и перекрывается базальтами кизлинской и совгаванской свит. Вмешавшиеся породы на контактах сильно ороговикованы, причем по ширине зон контактового метаморфизма можно заключить, что с запада контакты массива значительно круче, чем с юга.

По составу массив очень однороден. Он сложен крупнозернистыми гранитами, биотитовыми в центральных частях и биотит-роговобомаковыми в периферических, содержащими редкие ксенониты гранодиоритов и пересеченные дайками аplitов и прожилками кварца.

Основную роль в строении всех описанных выше массивов, а также в строении малых интрузивных тел, относящихся ко второй фазе внедрения, играют биотитовые граниты. (УРГ). Это средне- и крупнозернистые породы розово-серого цвета с призматической-глыбовой, толстоплитчатой и матрацивидной отдельностью. Они имеют гранитовую и монцонитовую структуры и размер зерен 0,8—2,0 мм. В составе гранитов ведущая роль принадлежит калиевому полевому шпату (45—50%), далее следут кварц (25—30%), плагиоклаз олигоклазового ряда (10—15%) и биотит (5—10%).

Акессорные минералы представлены цирконом, сфееном, апатитом, гранатом, орбитом и пиритом.

Из вторичных продуктов развиваются соссюрит и серидит по плагиоклазу, хлорит и эпидот по биотиту и пелит по калиевому полевому шпату.

Химический состав биотитового гранита (см. таблицу) свидетельствует о том, что порода пересыщена кремнеземом и богата щелочами. Светлая часть резко преобладает над цветной, причем в последней содержится алюминий, а железо сильно преобладает над магнием; это обстоятельство служит признаком низкотемпературного образования породы.

При приближении к периферическим частям массивов граниты становятся резко порфировидными, химический состав их при этом обычно не меняется.

Порфировидные граниты и гранит-порфиры имеют полнокристаллическое порфироподобное строение с альтогранитоморфно-зернистой, микрограммутовой и микроприматовой структурами основной массы. Порфировые выделения представляются кристаллами плагиоклаза, кварца, калиевого полевого шпата и биотита размером 1—1,5 мм. Характерно, что вторичные минералы интенсивнее развиваются по основной массе, чем по порфировым выделениям.

Иногда в зонах энтоконтакта граниты переходят в порфировидные гранодиориты, (УРГ) реже в тоналиты и монцониты. Гранодиориты были встречены в Алжаламийском массиве на контактах с песчаниками и характеризуются наличием, кроме наиболее распространенной гранитовой структуры, монцонитовой и поикалитовой (на отдельных участках). Состав их сплошной: плагиоклаз 50%, калиевый полевой шпат 5—10%, кварц 30—35%, роговая обманка 15%.

Тоналиты и монцониты присутствуют в приконтактовых частях небольших интрузивных тел, развитых в северо-восточной части района.

Среди пород второй фазы в подчиненном количестве присутствуют лейкократовые и шелочные граниты (УРГ). Они установлены в центральной части Иолийского и в юго-восточной части Алжаламийского массива, в массиве, обнаженном по кл. Узей, и в юго-западной части массива Комку. Это светло-серые с буроватым оттенком породы, среднезернистые, с обилием миаролитовых пустот. Лейкократовые граниты отличаются от нормальных очень малым цветным чистотом (менее 3%), а шелочные еще и полным отсутствием плагиоклаза.

Состав лейкократового гранита следующий: калиевый полевой шпат 55—60%, кварц 25%, плагиоклаз олигоклазового ряда 15—20%, биотит и рудный минерал 5%. Химический состав альянитов (см. таблицу) показывает, что они сильно пересыщены кремнеземом и шелочами.

Химические анализы магматических

таблица

пород, вес. %

№	Порода	Место взятия	Возраст	Химические анализы магматических пород, вес. %												
				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	Сумма
1	Кварцевый диорит	Среднециапалийский массив, 6 км западнее устья руч. Буйный	Ранний палеоген	59,32	0,82	15,87	3,19	4,85	0,20	2,65	5,27	4,51	1,46	1,28	0,39	99,81
2	Гранодиорит	Массив горы Куба, 1,2 км юго-восточнее высоты 1227 м (Головнева, Кузнецова, 1954)	То же	65,47	0,70	15,46	1,30	3,72	0,12	2,48	3,14	2,85	3,35	1,28	0,18	100,05
3	Гранит	Иолийский массив, вблизи высоты 1277 м	То же	74,17	0,21	12,24	0,63	2,46	0,06	0,40	0,68	4,29	3,39	1,49	0,06	100,08
4	Бютигитовый гранит	Аджаламийский массив, 4 км южнее высоты 660 м (Головнева, Кузнецова, 1954)	То же	75,28	0,07	14,06	0,07	1,51	0,04	0,15	0,94	2,98	4,21	0,09	0,04	99,44
5	Порфиропиленый гранит	Массив в верховье кр. Узей	То же	75,86	0,11	11,91	0,46	2,35	0,03	0,13	0,29	4,50	3,94	0,50	0,02	100,10
6	Лейкократовый гранит	Иолийский массив, 8 км западнее горы Аджалами (Головнева, Кузнецова, 1954)	То же	76,70	0,07	12,83	0,65	0,72	0,01	0,10	0,35	3,78	4,21	—	0,06	99,48
7	Авгитовый андезит	Самаргинская свита, 3 км юго-восточнее высоты 1077 м	Палеоцен (?)	59,00	0,96	18,29	5,94	0,15	2,40	3,40	3,45	3,40	0,16	0,48	97,63	
8	Липарит	Толща кислых эффиузивов, 2,5 км северо-западнее горы Лысая	То же	75,04	0,12	13,93	0,70	0,02	0,17	0,92	4,60	4,16	0,04	0,11	99,81	
9	То же	То же	То же	74,88	0,19	13,22	2,00	0,02	0,79	0,20	1,90	4,65	0,84	0,05	98,74	
10	Кварцевый базальт	Кузнецовская свита, верховье р. Худямы, 1 км юго-западнее высоты 496 м	Эоцен	52,50	1,26	18,26	8,44	0,14	5,44	7,48	3,85	1,35	0,40	0,46	99,58	
11	Базальт	Кизинская свита, 0,8—1,0 км юго-западнее устья р. Пахи	Миоцен	47,88	3,42	16,09	13,27	0,16	4,05	6,94	3,20	2,05	0,92	0,86	98,84	
12	То же	То же	То же	47,86	3,06	16,87	13,65	0,16	3,90	6,68	3,70	1,85	0,44	0,70	98,87	
13	“ ”	Совгаванская свита, правобережье р. Хича	Плиоцен-четвертичный	48,54	1,74	16,65	10,73	0,17	7,77	7,84	3,40	2,30	0,04	0,74	99,92	

Числовые характеристики по А. Н. Заваринскому

№ н/п	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>s</i>	α'	
					<i>n</i>	<i>a : c</i>
1	12,4	4,6	14,1	68,9	—	2,8
2	11,2	3,7	10,6	74,5	16,0	3,0
3	13,8	0,8	3,8	81,6	31,8	17,0
4	12,1	1,1	5,4	81,4	51,6	33,2
5	14,7	0,2	2,9	82,2	64,0	32,1
6	13,7	0,4	3,0	82,9	57,5	35,4
7	12,8	4,3	13,25	55,3	60,7	34,0
8	15,5	1,05	1,57	69,7	9,45	3
9	10,38	0,26	81,9	28	31,7	14,8
10	7,6	7,18	80,63	16,6	62,5	31,73
11	10,65	6,09	14,94	66,4	38,5	40,32
12	11,48	6,21	22,28	—	40	40
13	10,8	26,3	60,4	—	—	—
		5,7	57,2	—	—	—

В составе щелочного гранита резко преобладает калиевый полевой шпат (75—80%) и сравнительно мало кварца (20—25%). Темноцветные минералы и рудные всегда отсутствуют.

Структура лейкократовых и щелочных гранитов гранитовая, на отдельных участках гранулированная, аplitовая и микролегматитовая. Аксессорные минералы встречаются редко и представлены цирконом и сфеном. Вторичные изменения выражаются в замещении биотита хлоритом, плагиоклазом — серицитом и калиевого полевого шпата — глинисто-пелитовым агрегатом.

Породы третьей интрузивной фазы

Третья фаза интрузивного магматизма представлена преимущественно гранит-порфирами, очень похожими по внешнему облику на кварцевые порфиры, и в меньшей степени мелкозернистыми микролегматитовыми гранитами. Они слагают восточную часть Иолийского массива, основной частью Верхнекининского массива и ряд очень небольших интрузивных тел, приуроченных в основном к разрывным нарушениям, развитым в северо-западной части района.

В Иолийском массиве гранит-порфиры обнажаются на площади около 30 км², образуя тело очень неправильной формы, с сильно извилистыми гранитами, широкими (до 3 км) зонами kontaktового метаморфизма и, следовательно, с очень пологими kontaktами. Гранит-порфиры прорывают пестраники Удоминской свиты, кислые эфузивы палеоценового возраста и граниты второй интрузивной фазы, превращая эфузивы и особенно песчаники в роговики и в свою очередь изменяясь на контакте с гранитами в результате kontaktации. Нередко песчаники на контактах превращаются в гранитизированные породы, макроскопически трудно отличимые от интрузивных пород.

Верхнекининский массив обнажается в эрозионном окне в верховьях рек Бол. и Мал. Ичу, из-под базальтов неогенового и четвертичного возраста, в связи с чем контакты с вмещающими породами, за исключением kontaktов с диоритами первой интрузивной фазы, наблюдению недоступны. О форме массива судить также трудно. Площадь составляет 20 км².

Небольшие тела гранит-порфиров и мелкозернистых гранитов, обнаженные в северо-западной части района, в Межкуруче Буга — Алжали и долине р. Худямы, имеют форму штоков площадью 1—1,5 км² каждый и

f'	n'	c'	n	Q	
				—	a : c
54,0	32,0	14,0	82,0	—1,1	2,8
43,3	38,9	—	56,6	16,0	3,0
75,4	17,6	—	65,7	31,8	17,0
27,7	4,8	—	51,6	33,2	11,0
86,8	8,8	4,4	64,0	32,1	74,0
38,3	6,4	—	57,5	35,4	34,0
40,7	31,2	—	60,7	9,45	3
66,7	16,7	—	62,5	31,73	14,8
18,6	14,9	—	38,5	40,32	40
39,3	49,0	11,64	81	4,83	1,06
54,5	32,5	70,7	—	—5,44	1,74
56,9	31,9	11,2	70,4	1,85	1,85
35,8	50	14,2	69,6	—8,46	2,11
		—	—12,9	2,11	

круглые контакты с вмещающими породами. Последние несут незначительные следы kontaktового метаморфизма.

Гранит-порфир (УгРgi) имеет светло-серую и желтовато-серую окраску, четкое порфировое строение и призматически глыбовую отдельность. Они содержат 10—20% вкрашенников, имеющих размеры 1,5—2,0 мм иidiоморфные, реже оплавленные очертания. По составу это плагиоклаз и кварц.

Основная масса микролегматитовой, сферолитовой, микрогранитовой и микропойкилитовой структуры, состоит из 30—35% кварца, 25—30% калиевого полевого шпата, 15—25% кислого плагиоклаза и 3—10% темноцветных минералов, представленных биотитом и реже роговой обманкой. Полевые шпаты выражены в гранит-порфирах малых интрузивных тел. Она характеризуется наличием сферолитовых образований размером 0,2—0,8 мм кварцполевощпатового состава, имеющих радиальное, реже микропойкилитовое строение.

Аксессорные минералы представлены цирконом и пиритом, в Иолийском массиве — еще и каситеритом. Вторичные изменения такие же, как и в гранитах предыдущей фазы.

На контакте с гранитами в Иолийском массиве гранит-порфиры содержат два вида плагиоклаза — олигоклаз и антезин — и два темноцветных биотит и пироксен. Структура на отдельных участках пойкилитовая.

Мелкозернистые микролегматитовые граниты распространены наряду с гранит-порфирами в небольшом массиве, обнажающемся на правобережье р. Худямы, слагают значительную часть Верхнекининского массива, а также наблюдаются в виде дака, секущих все интрузивные породы района.

Микролегматитовые граниты обычно афировые, равнотемновзренистые, светло-серые с розовым оттенком, состоят из калиевого полевого шпата, кварца, олигоклаза, биотита и аксессорных минералов — циркона, пирита, ортита и сфена. Кварц образует микролегматитовые вrostки в относительно крупных индивидах калиевого полевого шпата. Участки с правильными вростками имеют микрографическую структуру. В эндоконтактовой зоне в микролегматитах появляются участки сферолитового строения. Вторичные продукты те же, что и в нормальных гранитах.

Большинство интрузивных тел района, в гипабиссальных условиях, на что указывает обилие порфировидных разностей пород, нали-

чие микронегматитовых структур и, наконец, преобладание в химизме интрузий железистой части над магнезиальной.

Наличие миаролитовых пустот (в Иолинском массиве, в массиве, обнаженном по к. Узей, и в Верхнечапаевском) свидетельствует о формировании пород в спреде, богатом летучими компонентами; кроме того, обильные эрозии вскрыта только апикальная их часть.

Возраст интрузивных пород района считается раннепалеогеновым на основании того, что они прорывают все породы Мезобайского и палеоценового возраста и перекрываются образованием кузнецковской свиты, имеющими эоценовый возраст.

По данным Э. П. Иохса (Полевая, Изюх, 1960), интрузии, петрографически сходные с описываемыми, расположенные на соседнем с юга листе, из занимающие аналогичную геологическую позицию, имеют абсолютный возраст 60–62 млн. лет.

Не исключено, что роль мелких интрузий в северо-западной части территории может иметь более древний возраст. Эти интрузии прорывают осадочные породы нижнего мела и нигде не контактируют с более молодыми образованиями. Характерно, что к зоне развития этих интрузий приурочена полоса высоких значений магнитного поля (200 Гц), что, возможно, связано с развитием интрузивного тела, обладающего высокой магнитностью, на глубине. Тогда соответственно выходы отдельных мелких интрузий являются его аникальными частями.

В региональном плане интрузии всех трех интрузивных фаз, выделенных в районе, хорошо увязываются с широко развитыми вдоль восточного склона Сихотэ-Алиня гранитоидными интрузиями. В последних также выделяется до трех, реже четырех интрузивных фаз. С большинством интрузий этого возраста связаны проявления преимущественно редкометальной (оловянной, вольфрамовой, молибденовой, висмутовой), а также золоторудной и полиметаллической минерализации.

Жилые породы

С комплексом интрузивных пород связаны многочисленные дайковые образования различного состава. Большинство из них обнаруживает генетическую связь с интрузивными породами и пространственно тяготеет к последним, и лишь некоторые, преимущественно основного состава, не имеют каких-либо определенно установленных связей с другими магматическими породами и четких закономерностей в распределении.

С интрузиями первой фазы генетически связаны дайки диоритовых пор-

фириотов и кварцевых диоритовых порфиритов, с интрузиями второй и третьей фаз — дайки и штоки гранит-порфиров, кварцевых порфиров, аplitов, пегматитов, а также кварцевые и кальцитовые жилы.

Дайки диоритовых и кварцевых диоритовых порфиритов (ди Pg_1) встречаются преимущественно в северо-западной части района, по р. Хугу. Они выступают в виде грядок северо-западного простирания среди осадочных пород и прослеживаются по глыбовым развалам. Мощности их не превышают 2–3 я.

Это зеленовато-серые породы порфировой структуры с микрозернистой основной массой. Диоритовые порфириты содержат во вкраплениниках плагиоклаз (андезин № 40–43), роговую обманку и реже пиромеллит. Минеральная основная масса призматическая-зернистая, либо гипсоморфно-зернистая. Вторичные минералы представлены хлоритом и эпидотом, аксессорные — апатитом, сфефитом и ильменитом. Кварцевые диоритовые порфириты отличаются от диоритовых порфиритов присутствием кварца в составе основной массы и в фенокристаллах.

Дайки диабазовых порфиритов ($Ba_i Pg_1$) * встречаются

вблизи массивов Комку, Алжаламинского и в ряде мест вне связи с какими-либо массивами. Они прослеживаются только по высыпкам, поэтому установить их простижение трудно.

Это зеленовато-серые до темно-зеленых порфировые породы, состоящие из редких вкраплениников лабрадора и авитита и микролибазовой основной массы, представленной плагиоклазом, авитом, хлоритом и рутилом. Минералами. Плагиоклаз замещен хлоритом и серицитом, пироксен — хлоритом и уралитом. Из аксессорных присутствуют сфер, ильменит и магнетит.

Среди даек кислых пород широко распространены дайки гранит-порфиров ($Ug Pg_1$) и кварцевых порфиров ($q Pg_1$). К востоку от р. Сакай-Балу они образуют целые дайковые поля среди осадочных пород нижнего мела и находятся вплоть с интрузивными массивами. Проблакющее направление даек северо-восточное, мощности их колеблются от 2–3 до 10–15 м. Кроме даек, здесь прослеживается множество обработанных тел гранит-порфиров. По составу гранит-порфирь жильной серии ничем не отличаются от гранит-порфиров, слагающих крупные интрузивные тела, поэтому петрографическая характеристика их не приводится.

Кварцевые порфириты содержат 5–20% вкраплеников, представленных олигоклазом, кварцем, биотитом и редко роговой обманкой. Основная масса криптокристаллическая кварц-полевошпатовая, на отдельных участках микрозернистая или пойкилитовая.

Не исключено, что эти дайки являются корнями покровов кварцевых порфиров. АPLITЫ являются самыми распространенными жилыми образованиями. Они отмечаются во всех массивах второй и третьей интрузивных фаз и секут как сами интрузии, так и вмещающие их породы. Направление даек самое разнообразное, мощности колеблются от нескольких сантиметров до 1 м, углы падения от 20 до 90°. Контакты с вмещающими породами всегда чёткие.

Это светло-серые сахаровидные мелкозернистые породы, состоящие из кварца и полевого шпата. Структура аллотриоморфозернистая и аplitовая. Часть породы сернистизированы и содержат вкрапленность сульфидов.

ПЕГМАТИТЫ в отличие от аplitов приурочены к средним частям гранитных массивов и образуют мало мощные жилы, изометрические тела и ширмы размером 0,5–1 м. По составу они ничем не отличаются от аplitов, но обладают пегматитовой или пегматоидной структурой, характеризующейся налинием купулевых кристаллов полевых шпатов и кварца, плотно прилегающих друг к другу или образующих сложные скелетные кристаллы. Пегматиты — безрудные, иногда с купулами (до 5 см) выделениями мусковита. Помимо описанных выше даек, в районе встречаются дайки габбро-пегматитов ($Ug Pg_1$), не обнаруживающие какой-либо связи с теми или иными магматическими проявлениями. Не исключено, что они являются корнями базальтовых покровов неогенового и неоген-четвертичного возраста. Однако их пространственная связь с интрузиями (а местами они встречаются и внутри интрузивных массивов) и несколько отличный от эфузивов состав заставляют условно относить их к жильной фации интрузивных пород района. Они прослеживаются в верховых рек Бол. и Мал. Хайд, вблизи Алжаламинского интрузивного массива и в Иолинском массиве. Это темно-серые поликристаллические породы порфиритовой структуры. Порфиритовые выделения представлены длиннопризматическими кристаллами андезин-лабрадора и лабрадора зонарного строения, а также оливина. Основная масса микролабрадор. Она состоит из аллотриоморфных или идиоморфных зерен плагиоклаза, пироксена и рудного минерала. Из аксессорных минералов присутствует апатит.

Для даек габбро-порфиритов характерны широкое, северо-западное и северо-северо-восточное простирание и мощности 1–15 м. На территории почти повсеместно встречаются кварцевые и кальцитовые жилы и прожилки. Они секут осадочные породы вблизи зон разрывных нарушений или вблизи интрузивных массивов, реже встречаются и в извер-

* В основных знаках карты индекс $Ba_i Pg_1$ должен соответствовать диоритовым порфиритам, а $Ba_i Pg_1$ — лабазовым порфиритам.

женных породах. Мощности кварцевых жил непостоянны — от 1—2 см до 1—1,5 м, кальцитовых прожилков не превышают 10 см.

Кварц молочно-белый, желтоватый, имеет сливное строение и облачное угасание. Кальцит розового-желтый с отчетливой спайностью. Жилы кварца и кальцита часто содержат обломки вмещающих пород и несут узкую вкрапленность пирита, халькопирита, арсенопирита, сфалерита и других минералов.

ТЕКТОНИКА

Район расположен на восточном крыле крупного Сихотэ-Алинского сводового поднятия и характеризуется наличием двух структурных этажей, разделенных перегородкой в осадкоакапельном и угловом несогласием 1.

Нижний структурный этаж образован геосинклинальными отложениями нижне- и верхнемелового возраста, смытыми в крутые линейные складки северо-восточного простирания; верхний — охватывает кайнозойские вулканогенные породы, образующие систему брахиструктуры, и горизонтально залегающие, иногда слабо покоробленные базальты (рис. 2).

Нижний структурный этаж. В пределах территории наблюдается погружение структур нижнего структурного этажа в восточном направлении под более молодые образования, вследствие чего эти структуры обнажены лишь в западной части района.

В строении нижнего структурного этажа принимает участие комплекс меловых осадочных пород мощностью около 6000 м, сильно дислокированых, кливажированных и пересеченных большим количеством разрывных нарушений. Нижний структурный этаж подразделяется на два структурных ярусов — нижнемеловой и верхнемеловой, разделенных угловым несогласием и размывом.

Нижнемеловой структурный ярус характеризуется наличием узких линейно вытянутых складок с преобладающим падением на крыльях 60—80° (в среднем углы падения пород в верхнемеловом структурном ярусе составляют 40—60°). Степень метаморфизма и дислокации нарушенности пород в нижнемеловом структурном ярусе выше, чем в верхнемеловом.

Наиболее крупным структурным элементом нижнего этажа является Сихотэ-Хунгарицкое антиклинальное поднятие (Салун, 1962), представленное в прегородках района частью его юго-восточного крыла. Оно сложено породами пионерской и пиванской свит, состоит из ряда узких антиклиналей и синклиналей, осложненных складками более высокого порядка. Последние обычно симметричные, прямые, реже изоклинальные и опрокинутые самоподголовами до 100 м. В ядрах антиклиналей прослеживаются породы пионерской свиты, а на их крыльях и в мульдах синклиналей — породы пиванской свиты.

В пределах антиклинального поднятия выделяются две антиклинали — Центральная и Восточная. Центральная антиклиналь имеет простирание СВ 25—30° и протягивается от р. Сакай-Бату через долину р. Бута и водораздел рек Бату и Муни в долину р. Пупу. В бассейне р. Муни она разорвана нарушениями северо-западного направления, по которым произошло значительное погружение пород пионерской свиты. В центральной части антиклиналь видоизменяется на две антиклинальные складки, имеющие ширину 2—4 км каждая, причем шарнир одной из них, тянущийся от устья р. Муни до кл. Узей, погружается в северо-западном направлении, что видно по смене пород пионерской свиты породами пиванской свиты.

¹ В пределах складчатой системы Сихотэ-Алиня правильнее не выделять два структурных этажа, подразделенных, как это будет видно из последующего изложения, на структурные ярусы, а ограничиться выделением самостоятельных структурных ярусов: нижнемелового, верхнемелового, палеогенового и неоген-четвертичного. — *Приим. редактора.*

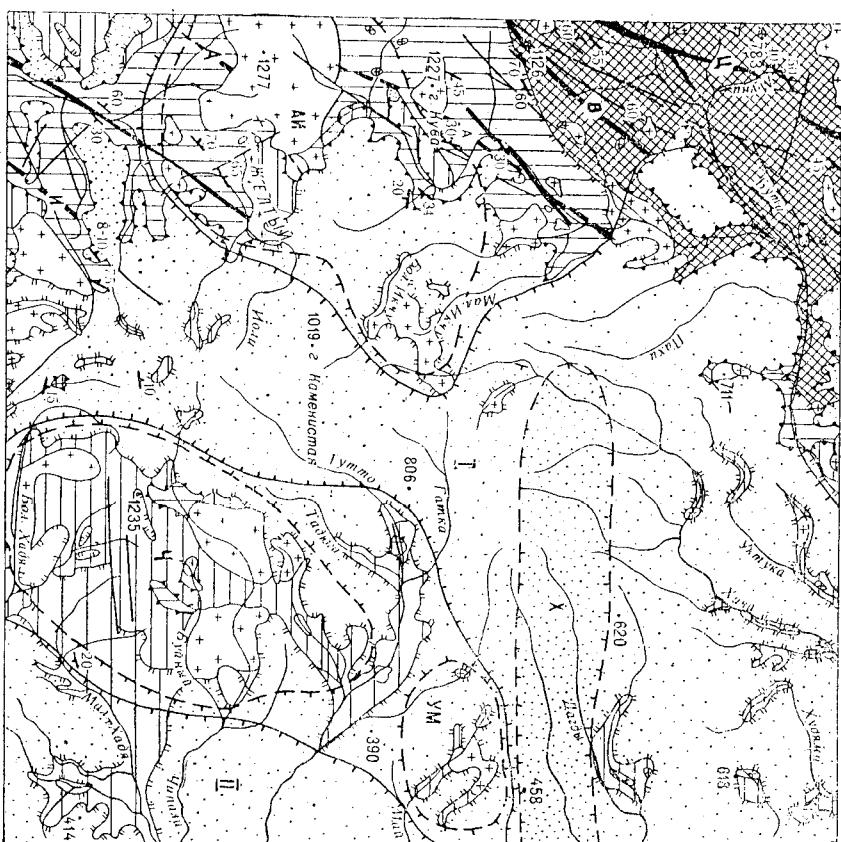


Рис. 2. Тектоническая схема.

Нижний структурный этаж: 1 — нижнемеловой структурный ярус; 2 — верхнемеловой структурный ярус; 3 — нижний (палеоценовый) структурный ярус; 4 — средний (оценовый) структурный ярус; 5 — верхний (мiocеновый — четвертичный) структурный ярус; 6 — участок максимального прогибания; 7 — интрузивные массивы; 8 — оси антиклинальных структур (угольщенные знаки означают воззрение шарнира); 9 — оси синклинальных структур (угольщенные знаки означают воззрение шарнира); 10 — разрывные нарушения; 11 — границы между структурами ярусами; 12 — контуры брахиструктур; 13 — граници линейных структур; 14 — граници прогибов; 15 — элементы застегивания; 16 — линейные структуры; 17 — брахиструктуры. Тектоноческие структуры: I — Тутто-Хинчанская депрессия; II — Советская депрессия; III — Центральная антиклиналь; IV — Восточная антиклиналь; V — Альпийская антиклиналь; VI — Аджаламинско-Иккимская синклиналь; VII — Иволгинская синклиналь; VIII — Чипадийская брахиантеклиналь; IX — Хинчинская грабен-синклиналь.

Восточная антиклиналь прослеживается от верховьев р. Хулги до устья вай части р. Буга. Шарнир ее испытывает погружение в северо-восточном направлении. Углы падения на крыльях составляют 60—70°. В юго-восточной части структура нарушена взбросом, имеющим простирание, близкое к пространнию пород. В ядре этой антиклинали породы сильно окарованы и прорваны множеством малых интрузивных тел.

Между Центральной и Восточной антиклиналями расположена синклиналь, имеющая ширину от 4 до 5—6 км и сложенная породами пиванской свиты. Строение этих структур усложняется интрузивными массивами, разрывными нарушениями и дайками, сопровождающими их.

Складчатые структуры нижнемелового структурного яруса погружаются в юго-восточном направлении под образование в ерхнемелового структурного яруса. Последние залегают на нижнемеловых отложениях с небольшим угловым и, вероятно, азимутальным несогласием и об разуют две широкие, четко выраженные синклинали, разделенные антиклиналью.

В междууречье Иоли — Аджалами прослеживается *Аджаламийская синклиналь*, сложенная на крыльях песчано-сланцевыми породами ларгасинской серии, а в Мульде — песчаниками уломинской свиты. Ширина ее около 17 км, углы падения на крыльях 30—70°. В бассейне р. Аджалами эта синклиналь распадается на две синклинальные складки, одна из которых протягивается к устью р. Айлу и там затухает, другая — в верховьях р. Аджалами уходит под покров базальтов верхнего структурного этажа. Синклинальные складки разделены небольшой антиклиналью, образованной породами верхней части Тагасинской серии. Строение Аджаламийской синклинали осложнено наложенной на нее брахиантиклиналью второго структурного этажа, к ядре которой приурочен Иолийский интрузивный массив, а также разрывными нарушениями северо-восточного и реже северо-западного простираний.

В междууречье Иоли — Комуку в северо-восточном направлении протягивается *Иолийская синклиналь*, имеющая ширину около 6 км. Это асимметричная структура с крутым (до 85°) юго-восточным крылом и более пологим (до 60°) северо-западным. Юго-восточное крыло осложнено интрузивным массивом и погружено под вулканогенные образования верхнего структурного этажа, северо-западное — полого переходит в антиклиналь, разделенную Аджаламийской и Иолийской синклинали.

Вышеописанные синклинальные структуры расположены складками второго порядка, как правило, более широкими, чем аналогичные складки в антиклинальных структурах, и имеющими амплитуды от нескольких метров до 150—200 м.

Антклиналь, разделяющая Аджаламийскую и Иолийскую синклинали, имеет ширину 6—8 км. Шарнир ее погружается к югу. Это резко асимметричная структура, характеризующаяся очень крутым (до 85°) северо-западным крылом и значительно более пологим (30—60°) юго-восточным. Ядро антиклинали сложено породами ларгасинской серии, принадлежащими к ее верхам, и осложнено рядом небольших интрузивных тел.

Верхний структурный этаж. В строении верхнего структурного этажа принимают участие кайнозойские породы, которые по степени нарушенности подразделяются на три яруса.

Нижний структурный ярус образован породами самаргинской свиты и толщи кислых эфузивов палеоценена, смытыми в ряд брахиантекниканалей, в значительной степени осложненными разрывными нарушениями.

Булканогенные образования Кузнецовой свиты составляют среднюю структурную ярус. Породы этого яруса не образуют самостоятельных структур, а присутствуют либо на крыльях брахиантекниканалей, сложенных породами нижнего структурного яруса, либо в депрессиях, выполненных базальтами верхнего структурного яруса.

Породы среднего структурного яруса незначительно затронуты складкообразованием (слабо покороблены). Углы падения их составляют 10—15°. Встречающиеся более крутые углы падения связаны с переносами

рельефа, на который изливались эфузивы кузнецовой свиты. Направление падения город в южной части района (бассейн р. Мал. Хади) на юг и юго-юго-восток, в северной (бассейн р. Хулги) на северо-восток. В центральной части района (р. Тутто, Хича) они лежат почти горизонтально. Базальты кизинской и соваванская свит, выполняющие депрессии древнего рельефа, образующие плато и характеризующиеся практически горизонтальным залеганием. Разрывные нарушения в них либо проявлялись очень слабо, либо вовсе отсутствуют.

С эфузивами нижнего структурного яруса пространственно и структурно связаны крупные массивы интрузивных пород. Характерна приуроченность тех и других к наибольшему повышенным участкам рельефа (районы распространения Иолийского, Хадинского, Среднечапаильского и Верхнечапаильского массивов). Эти приподнятые участки представляют собой брахиантекники и образовались в результате поднятий, проявившихся в середине (?) палеогена и сопровождавших внедрение кислыхмагм. Созданные в это время брахиантекники отчетливо выражены в современном рельефе. Направление долин рек в этих районах в большинстве своем подчинены очертаниям брахиантекник. Так, р. Тутто, оканчивающая брахиантекник, развитую в бассейне р. Чипали, течет сначала на север, затем резко на восток и, наконец, на юго-восток, делая очень неестественный изгиб. То же наблюдается и с долиной р. Бол. Хади, окаймляющей эту структуру с юга. Брахиантекники, развитые в междууречье Иоли — Аджалами, также окаймляются реками Иоли (с юга) и Хулги (с севера).

Брахиантекники частично наследуют направление структур нижнего структурного этажа, вытягивающиеся в северо-восточном направлении. В пределах района выделяются стелющиеся брахиантекникальные структуры: Чипалийская, Ункукуле-Майская и Аджаламийско-Ичкинская. На юге и севере района оконтуриваются также периферические части брахиантекник, расположенных в основном за его пределами.

Наиболее четко выраженная структура верхнего структурного этажа является *Чипалийская брахиантекника*. В плане она имеет грубозометричную, несколько вытянутую в северо-восточном направлении форму. Ширина ее около 20 км, длина 35 км. В ядре брахиантекники обнажаются осадочные образования ларгасинской серии, перекрытые породами самаргинской свиты, а на крыльях залегают кислые эфузивы палеоценена и эфузивы кузнецовой свиты. Юго-восточное крыло структуры полого погружается под покров базальтов соваванской свиты, выполняющих Советскую депрессию. Все породы, за исключением осадочных, падают в стороны от центральной части структуры. Углы падений составляют 10—25°. В ядре структуры породы нарушены разрывами субширотного простирания.

На северо-восточном продлении Чипалийской антиклинали расположена *Ункукуле-Майская брахиантекника*, разделенная с Чипалийской структурой перегородкой запад-северо-западного направления. Этот перегородка выполнен породами кузнецовой свиты и толщи кислых эфузивов, нарушенными сбросом близыширотного простирания. Не исключено, что образование этого перегородки связано с разломом, идущим вдоль долины р. Тутто. Май — Ункукуле. Форма ее в плане изометрична; ширина 10 км, длина 15 км. В ядре обнажаются верхнемеловые осадочные породы и эфузивы самаргинской свиты, на крыльях — андезиты и базальты кузнецовой свиты, порождающиеся во все стороны под породы верхнего структурного яруса.

К ядру брахиантекники приурочены интрузии гранодиоритов палеогена. Аджаламийско-Ичкинская брахиантекника входит в пределы района своей восточной частью. Это наиболее крупная брахиантекническая структура в районе, но менее четко выраженная, чем другие. Форма ее в плане неправильная, несколько вытянутая в северо-восточном направлении, размеры в пределах района 25×40 км. В строении брахиантекники принимают участие породы как нижнего, так и верхнего структурных этажей. Ядро сложено интрузивными породами,

палеогенового возраста и сильно метаморфизованными осадочными породами верхнего мела, на крыльях залегают образования самаргинской свиты и толщи кислых эффузивов. Строение структуры уложено радиальными разрывными нарушениями. Аджаламайско-Икчинская брахантиклиналь имеет характер наложенной структуры на складчатый фундамент. В образовании ее большую роль, по-видимому, играли разрывы северо-восточного направления, секущие породы нижнего структурного этажа и обновленные в эпоху формирования палеоценовых структур.

В самых верховьях р. Аджалами брахантиклиналь перекрыта покровом базальтов совгаванской свиты, залившим, очевидно, небольшой участок прогибания в этой структуре, имеющей близширотное направление. Образование участка прогибания следует рассматривать как следствие дальнейшего развития блоковых структур, но уже по нисходящему направлению. Северо-восточная часть брахантиклиналя прослеживается в отдельных эрозионных окоинах в верховьях рек Бол. и Мал. Ичу и Хича.

Несмотря на то, что Аджаламайско-Икчинская брахантиклиналькажется четко разделенной выше продольным прогибом на две, мы считаем ее единой. На карте изолиний магнитного поля эта единая брахантиклиналь отчетливо оконтуривается по незначительным положительным аномалиям (не более 100У).

Помимо описанных выше брахантиклиналей, в районе выделяются две круглые депрессии — Тутто-Хичинская и Советская — с очень сложными очертаниями, обусловленными контурами поднятий. Судя по схематической карте изолиний подошвы базальтов кизинской свиты (рис. 3), строение депрессии сложное. Наиболее глубоко погружена ее центральная часть, а по периферии подошва базальтов заметно поднята. Очевидно, депрессия представляет собой относительно молодой прогиб, расположенный в крайних частях интрузиями и нарушениями и в центре которого располагается, по-видимому, грабен-синклиналь. Последняя вытянута в широтном направлении и имеет довольно прямолинейные грани, что подтверждает в какой-то мере ее тектоническую природу. Эта грабен-синклиналь, расположенная в бассейнах рек Хича, Дюненко, Дауды и Уй, названа Хичинской. Мощность образований кизинской и совгаванской свит, выполняющих ее, не менее 400 м.

Наличие максимального прогибания в пределах депрессии подтверждается также данными магнитной съемки. Основная часть территории попадает в зону отрицательного магнитного поля, в то время как в районе Хичинской грабен-синклинали прослеживаются положительные аномалии в 200—400У.

Советская тектоническая депрессия расположена на юго-востоке района и входит в его пределы лишь своей западной частью. По данным А. Б. Разживина (Разживин, 1959), депрессия имеет север-северо-восточное простирание, совпадающее с направлением бухты Советская Гавань. Она заполнена базальтами миоплевового и плиоцен-четвертичного возраста и представлена собой также молодую структуру прогибания, по периферии которой обнаруживаются породы кунделевской свиты. В мульде депрессии кровля пород кузнецкой свиты уходит глубоко под уровень моря.

На карте изолиний магнитного поля Советская депрессия также четко оконтуривается по положительному аномалиям (до 400У и более) (Вейман, Кудряшов, 1956).

Дизъюнктивные нарушения связаны в значительной мере со структурами нижнего структурного этажа. Молочные нарушения обычно четко выражены и в ряде случаев развиваются по линиям более древних нарушений.

Нарушения, связанные с нижним структурным этажом, представлены сбросами и взбросами. Простижение их преимущественно северо-восточное, протяженность от 2—3 до 10—15 км. Не исключено, что часть этих разрыв-

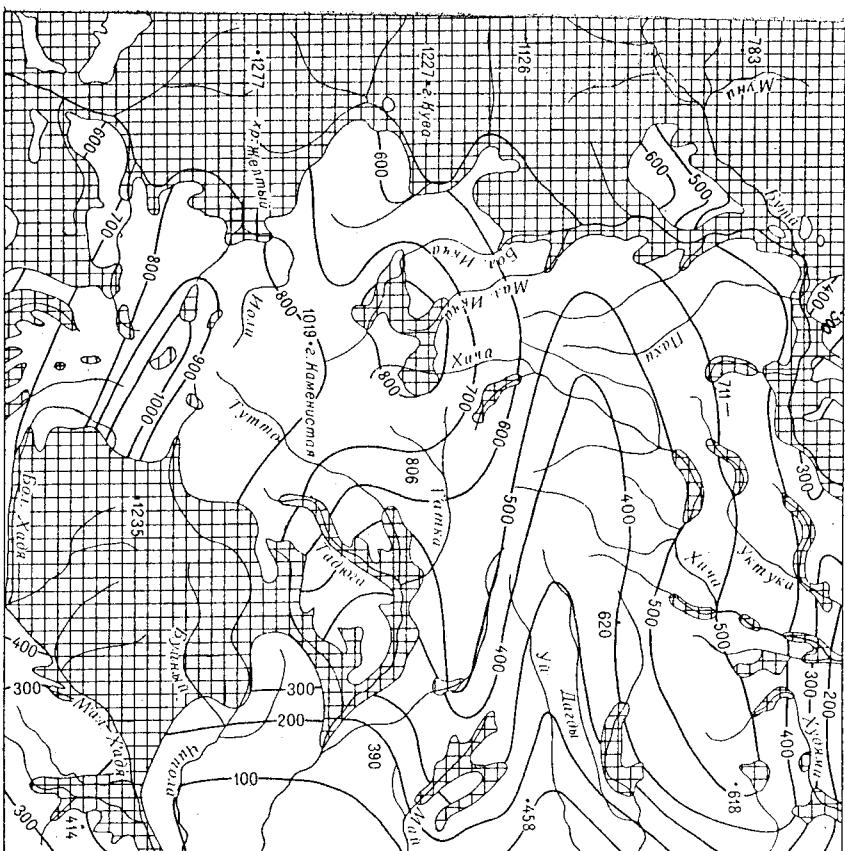


Рис. 3. Схематическая карта подошвы базальтов кизинской свиты.
1 — породы подстилающие базальты кизинской и совгаванской свит; 2 — базальты кизинской и совгаванской свит; 3 — стратиграфия подошвы базальтов кизинской свиты.

вов связана с общим воздыманием складчатого поднятия Сихотэ-Алиня в кайнозойское время.

Среди разрывов, связанных с верхним структурным этажом, хорошо различаются только радиальные, расположенные субперпендикулярно к гравийным структурам. Они прослеживаются на протяжении 5–15 км и нередко выходят за пределы брахиструктур. Некоторые из разрывных нарушений в связи с плохой обнаженностью тихо картируются на местности, но сравнительно легко устанавливаются по аэрофотоснимкам. Многие нарушения не нашли отражения на карте из-за их небольшой протяженности.

Все разрывные нарушения выражены выдержаными зонами дробленый, зеркалами скольжения, иногда интенсивной пиритизацией и лайками различного состава.

Таким образом, формирование структур верхнего структурного этажа привело к созданию нового по сравнению с нижним этажом разнообразных структур плана. Вместе с тем совпадение ориентировки разновозрастных структур позволяет говорить о наличии элементов унаследованности отдельных деталей структурного плана. Развитие на территории интрузивные массивы являются послескладчатыми. Формирование их происходило после наиболее интенсивного проявления складчатых движений, в период, когда велила роль в тектоническом процессе перешла к дифференциальному движению блокового характера.

В истории геологического развития района выделяются два этапа: геосинклинальный, характеризующийся накоплением морских, преимущественно флишиодных, в меньшей степени грубообломочных отложений и формированием линейных структур и постгесинклинальный, предшествующий наступлению платформенного этапа развития и характеризующийся формированием эфузивного цехла и образованием брахиструктур.

Валанжинское время территории представляла собой открытый морской бассейн, в котором вначале происходило накопление преимущественно тонкообломочного материала. Затем, в период накопления осадков плавниковой свиты, произошло некоторое обмеление бассейна, что выразилось в увеличении грубообломистости обломочного материала. Переование пачек алевролитовых и песчанистых пород в разрезе валанжинских отложений свидетельствует о проявлявшихся колебаниях дна моря и удалении или приближении береговой линии.

В конце раннеплейстоцена произошли складчатые движения, смявшие и выведшие на поверхность осадки валанжина.

В позднемеловую эпоху, в сеномане, началась новая трансгрессия.

Наличие континентальных гравелитов и осадочных брекций в верхнемеловых по-

родах, а также присутствие большого количества растительного материала в них указывают на прибрежный характер осадков. Примесь туфового ма-

териала в порогах и налине в них отдельных прослоев эфузивов свиде-

тельствуют о редких вспышках эфузивной деятельности.

С серединой позднего мела море регрессировало и территория была во-

влечена в более полное. В это время произошло формирование основных структур нижнего структурного этажа и разрывных нарушений, связанных с ними.

После замыкания геосинклинали ведущее значение приобретают движения положительного знака. Главным структурным элементом этого этапа является формирование Сихотэ-Алинского складчатого поднятия. На фоне этого поднятия проявились глыбовые движения различного знака, сопровождавшиеся вспышками интенсивной вулканической деятельности. Последняя получила широкий размах в период от сенона до четвертичного периода и протекала преимущественно в субзарывных условиях.

Вулканическая деятельность в районе начинается с излияния эфузивов среднего, а затем кислого состава. Наличие в составе самаринской свиты в толще кислых эфузивов значительного количества пирокластического материала свидетельствует о преимущественном развитии извергений центрального типа. Наиболее мощный вулкан, судя по площади распространения пород и их мощностям, располагался в верховьях р. Чипали.

На границе палеоценовой и зоценовой эпох завершилось формирование системы брахиструктур, сопровождавшейся образованием многочисленных разрывных нарушений и внедрением гранитоидных интрузий.

После сформирования брахиструктур в зоне наступила эфузивная деятельность. В это время произошло излияние лав андезитового и базальтового состава, а также выброс незначительного количества туфового материала, указывающих на центрально-трещинный тип извержения. Самый мощный вулканический аппарат в зоне расположается также в бассейне р. Чипали. Вулканическая деятельность в зоне привела к образованию покровов кузнецкой свиты.

Последовавшие за вулканическим циклом подвижки дистрибутировали покровы эфузивов кузнецкой свиты, образовав в них слабые изгибы и местами разрывные нарушения. Движения по-прежнему имели глыбовый характер и в результате их формировались структуры типа горстов и грабенов. По-видимому, грабеновая структура в центре Тутто-Хичинской депрессии заложена в это время.

В конце палеогена наступил первый относительного покоя с теплым влажным климатом. В это время происходит повсеместное образование кор выветривания и накопление наземно-пренесводных угленосных отложений на отдельных пониженных участках. А. Б. Разживин на основании появления метана в скважине, пробуренной в долине р. Бол. Хали, предполагает, что угленосные отложения выполняли всю Советскую депрессию (Разживин, 1959). Не исключено, что и Тутто-Хичинская депрессия была выполнена аналогичными образованиями. На территории, примыкающей с юга (Разживин, Михалина, 1954; Ахметьев, Ботылева и др., 1962), известны кислые эфузивы, синхронные с описанными выше корами выветривания и ползущиеся локальном распространением. На листе М-54-ХХVI наличие этих об разований достоверно не подтверждено.

В начале неогена большая часть территории была залита лавами основного состава. Излияние этих лав происходило преимущественно по трещинам, как возникшим в это время, так и по унаследованным от предыдущих этапов. Большинство центров извержений в миоценовое время находилось в юго-западной части территории (в бассейне р. Иоли), где сохранились отдельные вулканические аппараты, вытекающие над поверхностью пла-ней рельеф.

В плющене вновь возобновилась вулканическая деятельность, продолжавшаяся до среднечетвертичного времени, в результате которой лавы базальтов залили огромные пространства, образовав плато. Лавы были очень глинистой, так как в значительной степени насыщена газами. В это время центры извержений располагались преимущественно на востоке, за пределами территории, по-видимому, вблизи Сихотэ-Алинского структурного шва. В четвертичное время они начали снова смещаться к западу. В бассейне р. Хича отдельные покровы излились уже в нижне- и среднечетвертичное время. Вулканическая деятельность в плющене и в четвертичное время была прерывистой. Лава изливалась небольшими порциями, образующими покровы в 6–10 м.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

На территории района выделяются три типа рельефа: вулканогенный — слабо расчлененное лавовое плато; среднегорный денудационно-эрзационный рельеф, эрозионно-аккумулятивный рельеф, представленный речными поймами и комплексы террас.

Большую часть территории занимает слабо расчлененное лавовое пла-

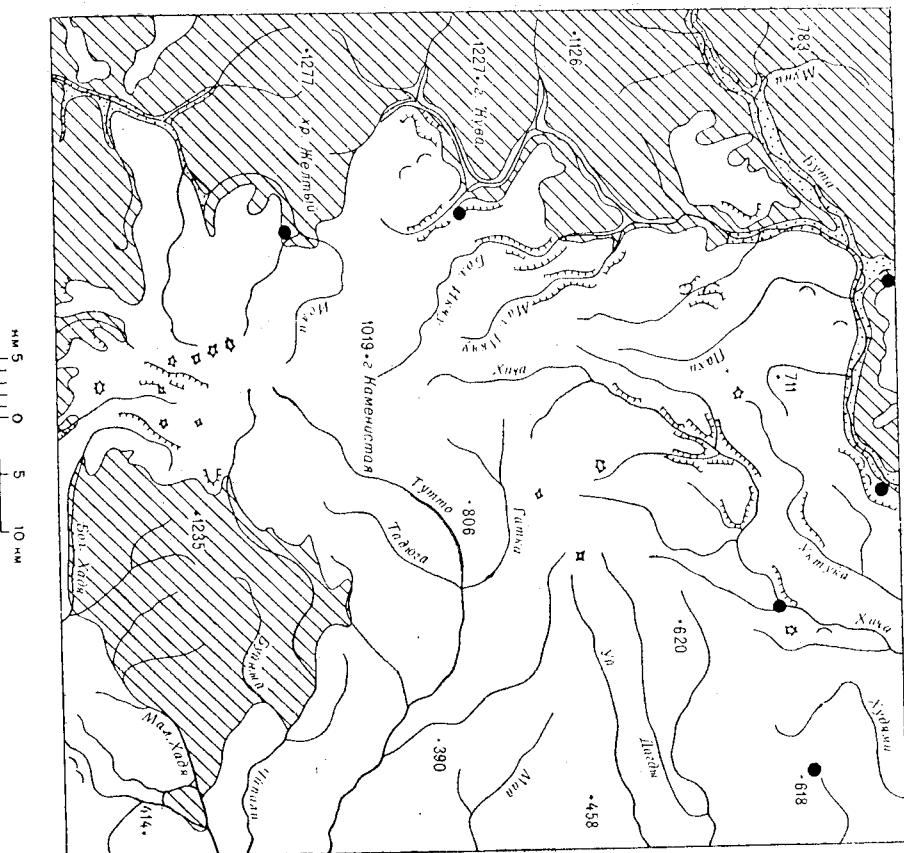


Рис. 4. Геоморфологическая схема.

1 — среднегорный денудационно-эрзонтный рельеф с реликтами древних денудационных поверхностей выравнивания; 2 — слабо расчлененное базальтовое плато; 3 — речные поймы, местами в комитессе с эрозионно-аккумулятивными террасами высотой до 18 м; 4 — куполообразные вершины на плато; 5 — структурные обрывы и уступы; 6 — места выходов олигоген-мийоценовых кор выверзания и аллювиальных отложений; 7 — обильно оползные валы на склонах и у подножий склонов

Бол. К. запад от рек Ююи и Аджалами, а также в Междуречье Чипали — сопочные горы развиты на окальных породах нижнего и верхнего мета- а также на эффицизах палеоцена, прорванных интрузиями гранитоидов. Аб- солютные высоты гор на большей части составляют 1000—1100 м. Харак- терной особенностью этого рельефа является наличие на водоразделах, на абсолютных высотах от 700 до 1200 м., значительных выровненных прост- ранств, представляющих собой остатки древних поверхностей денудацион- ного выравнивания. Поверхности эти имеют вид слабо волнистых равнин, наклоненных к востоку и северо-востоку, и уходят под покровы базальтов кизинской или совгаванской свит. Отметка подошвы базальтов кизинской свиты у края плато 600—700 м, реже 900 м. В некоторых местах под ба- зальтами обнаружены древние коры выветривания и древние аллювиальные отложения, залегающие на денудационной поверхности. На основании ре- зультатов определения спорово-пыльцевых комплексов из этих кор выве- ривания возраст поверхности денудационного выравнивания определяется как олигоцен-нижнемиоценовый.

членний базальтовой толщей, т. е. как четвертичный. Протес расщепленный базальтового покрова еще не успел залить далеко и рельеф плато местами еще сохраняет первоначальные черты лавового покрова.

В бассейнах рек Худямы, Санку, Кому и других местах плато, образованное базальтами кизинской свиты, испытывало более сильное расщепление и приобрело вид столовых возвышенностей или низких плосковершинных гор. Время формирования этого рельефа с момента до четвертичного периода.

возраста (кизинская свита) и верхней — плиоцен-четвертичного возраста (согаванская свита). Поверхность плато ровная или слабо волнистая. Местами над ней возвышаются отдельные конусовидные или куполовидные вершины (горы Хича, Лысая, Каменистая, Комку и др.), представляющие собой, по-видимому, реликты вулканов.

Речная сеть в пределах плато развита крайне слабо, хотя некоторые реки имеют значительную длину и водоразильны. Характерно развитие неравнинных водоразделов, благодаря чему отчетливо проявляется тенденция к многочисленным речным перекатаам. Долины рек в верховых почти совершенно не выражены, реки текут в пологих, слабо врезанных ложинах или погиб по поверхности плато. Наоборот, в нижнем и среднем течениях наблюдаются резкое увеличение вреза рек на 300—300 м не только в базальтов, но и в подстилающие их породы, долины становятся V-образными или каньонообразными, с порогами и водопадами. Характерной морфологической особенностью долин является ступенчатость их склонов, обусловленная прерывистой покровом базальтов различной плотности. Пласто-вые уступы обычно круты, местами борлистые. Нередко наблюдаются обрывы высотой до 70—100 м. Склоны долин имеют значительную крутизну, развиваются в основном под воздействием обвалально-осипных процессов. Вследствие столбчатой отдельности базальтов происходит отрыв крупных масс породы со склонов и отступление склонов к водоразделам. У подножий склонов в этом случае образуются молодые обвались-осипные валы, местами отжимающие русла рек. Кроме того, в пределах плато широко развиты локальные оползни, при которых наблюдается отрыв значительных масс базальтов (до 0,8 км²) и оползание их по обводненным древним коркам выветривания в долины. Возраст базальтового плато определяется временем из-

возраста (кызынская свита) и **верхней** — плющен-четвертичного возраста (совгаванская свита). Поверхность плато ровная или слабо волнистая. Местами над ней возвышаются отдельные конусовидные или куполовидные вершины (горы Хица, Лысая, Каменистая, Комку и др.), представляющие собой, по-видимому, реликты вулканов.

нико наиболее развитых систем тектонических трещин. При сопоставлении направлений прямых огражек долин рек Буга, Иоли, Бапту и других и направлений тектонических разрывов обнаруживается непосредственная зависимость первых от вторых.

Особенно ярко выражено влияние на речную сеть Чипалийской брахиантектической зоны, имеющей в настояшее время Мелкие реки и распадающиеся на периклинальные окончания. Даже р. Тутго, протекающая на значительном удалении от этой структуры в толще молодых базальтов, все же испытывает влияние ее новейших поднятий, образуя большой изгиб. Мелкие извилины рек иногда обусловлены отклояющим влиянием

ков и конусов выноса их.

Эрозионно-аккумулятивный рельеф выделяется в современных долинах рек в пределах всего района. Кроме поймы высотой до 2 м, развиты террасы следующих уровней: 3—4 м (первая надпойменная); 8—10 м (вторая надпойменная); 12—15 м (третья надпойменная). В результате интенсивной боковой эрозии рек высокие террасы большей частью уничтожены, местами вспещиваются на склонах площадки шириной всего 3—4 м с незначительным покровом гальки и валунов. Наиболее развиты высокие террасы в долинах рек Буга и Хуту, достигающая 1 км шириной у устья ключа Сакай-Бапту.

Пойма 3—4-метровым материалом мощностью до 5—6 м. Террасы высотой 8—10 и 12—15 м покольные, местами эрозионные; аллювиальные чехол у бровки террас обычно размыты, а у тылового шва перекрыт деломием. Чаще всего мощность аллювия этих террас 3—4 м.

По данным А. Б. Разживина (Разживин, Кутайкин и др., 1952), по рекам Чигалы и Тутго наблюдалась снижение высоты террас от верховьев к низовьям рек, что объясняется, видимо, новейшими опусканиями прибрежной части территории, вызвавшей ингрессию моря в пристенные участки рек Хади, Дранко, Тумнин и др. В настоящее время имеются признаки нового поднятия территории.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Золото и серебро

Геологосъемочными работами, проводившимися на территории листа в период с 1938 по 1960 г., были выявлены ореолы рассеяния кассiterита, шеелита, а также коренные проявления золота и серебра, олова, молибдена, мели и полиметаллов.

Из нерудных полезных ископаемых, имеющихся в районе, можно отметить каолиновые глины, пески и галечники, а также различные мастические породы, которые могут быть использованы для строительных целей.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Золото и серебро

Коренные проявления золота и серебра известны в долинах рек Чипали (11) * и Алжалами (3).

По данным Ю. Ф. Чемекова (1950ф), золото и серебро содержатся в дайке кварцевых монцонитов, сечущих гранодиориты раннепалеогенового возраста на левом склоне долины р. Чипали, в 8 км выше устья руч. Буйний. Мощность дайки около 50 м, азимут падения 215°, угол падения 22°. Дайка и вмещающие породы сильно притворизированы. Содержание пирита в дайке до 7—10% а суммарное содержание серебра и золота, по данным спектрального анализа, около 11 г/т. Последующими исследователями (Разживин и др., 1952ф, Файн, Шуршилова и др., 1961ф) рудопроявление не

было обнаружено, а шлиховые пробы, отобранные в этом районе, золота или серебра не содержали.

В долине р. Алжалами золото встречено в 4 км выше устья р. Джагалами, на левом склоне в кварцевых прожилках, секущих биотитовые граниты раннепалеогенового возраста (Головнева, Кузнецов, 1954ф). Мощность прожилков от 0,2 до 6 см. Золото здесь присутствует в виде мелкой релкой кварталенности совместно с арсенопиритом и висмутином.

Несколько ниже по течению р. Алжалами золото обнаружено в шлиховых пробах в количестве единичных зерен. Встречается оно в виде слабо окатанных пластинок размером 0,1—0,5 мм.

В нескольких шлихах по одному знаку золота встречено по рекам Буга и Мал. Йукуча.

Проявление золота по р. Алжалами не представляет, по оценке А. Головнева, промышленного интереса. Для оценки проявления золота в бассейне р. Чипали необходимо провести дополнительные работы с целью прослеживания дайки по простиранию и ее опробованию.

Приступление проявлений золота не позволяет считать район бесперспективным в отношении его поисков при дальнейших, более детальных поисковых работах.

Олово

В западной и юго-западной частях района, на площади, не занятой молодыми базальтовыми покровами, почти по всем рекам и ручьям фиксируется в шлихах кассiterит. Наиболее его концентрации выявлены по кл. Сакай-Бапту и рекам Бол. Икуу, Чипали, а также в Междууречье Иоли — Комку (ореолы 5, 8, 10, 13) (Головнева, Кузнецов, 1954ф; Разживин и др., 1952ф; Файн, Шуршилова и др., 1961ф).

Коринтое рудопроявление олова по ключу Сакай-Бапту (4) и связанный с ним ореол рассеяния кассiterита (5). При съемке масштаба 1 : 200 000 (1 оловеная, Кузнецов, 1954ф) по кл. Сакай-Бапту обнаружено присутствие кассiterита в 40 шлихах из 60 промывтых. В шести пробах он встречен в весовых количествах до 0,9 г на 1 м³ промывкой породы, в 34— от единичных зерен до 100. Наряду с высоким содержанием кассiterита в шлихах, в русле кл. Сакай-Бапту встречается кварцевая галька с вкрапленностью вольфрамита, пирита, арсенопирита, молибдита и халькопирита.

В 1954 г. С. Я. Николаевым в бассейне ключа были пройдены поисковые работы масштаба 1 : 25 000, сопровождавшиеся незначительным объемом горных работ (Николаев и др., 1955ф). Ореол рассеяния кассiterита здесь приурочен к антиклинальной структуре, сложенной осадочными породами валанжин, рассеянными серией дислокаций нарушенный северо-восточного простирания, которыми контролируются дайками кристаллического состава. По разломам неоднократно возобновлялись подвижки, о чем свидетельствуют сильно расщепленные, брекчированные дайки кислого состава с вкрапленностью пирита. В пределах ореола осадочные породы прорваны малыми интрузивными галеками блитовых и лейкократовых гранитов и гранит-порфиров раннепалеогенного возраста.

В местах напольного скопления кассiterита — по ключам Беличеву и Длинному (два правых притока кл. Сакай-Бапту). С. Я. Николаевым вскрыты рудные зоны. Оруденение приурочено к наиболее нарушенной и раздробленной зоне вмещающих осадочных пород, слагающих сводовые части антиклинальных складок. Мощность минерализованных зон дробления 1—1,2 м, простирается северо-восточное.

Наиболее характерными рудными минералами здесь являются пирит, борнит, сфalerит, кассiterит, арсенопирит, халькопирит, галенит, марказит, пирит, перусит. Нерудная масса представляет собой раздробленные, значительно измененные осадочные породы, обломки которых обычно скрещены кварцем и гидроокисью железа. Минеральный состав вскрытых зон сдвигается преимущественно к сульфидно-кассiterитовому типу рудопроявления. Содержание олова в зонах дробления около 0,4—0,5%. Спектральным

* В скобках указаны номера проявлений полезных ископаемых по карте и списку (приложение II).

анализом (Николаев и др., 1955ф; Файн, Шуршалина и др., 1961ф) установлено также присутствие меди 0,1%, свинца около 0,1%, серебра около 0,001%, цинка 1%, индия около 0,01%. Обнаруженные С. Я. Николаевым в аллювиальных обломках квадрикасситеритовой руды с содержанием олова до 0,7% свидетельствуют о возможности выявления на этом участке более богатых руд. В металлографических пробах, отобранных в пределах ореола, олово фиксируется более чем в 100 пробах, тяготеющих к пространственной зоне минерализации, контактово-измененным зонам, а также к тектоническим разрывам. Содержание олова в пробах составляет 0,001—0,01% (ореол 14).

Описываемый участок является северо-восточным продолжением обширной зоны минерализации, расположенной к западу от территории листа. По-видимому, он входит в единую рудопроявленную зону, перспективную для поисков месторождений олова. К бассейну кл. Сакай-Балу приурочены выходы сульфатных вод, характеризующихся пониженным рН, что указывает, очевидно, на возможное наличие здесь оруденения, скрытого на глубине. Участок следует рекомендовать для постановки детальных поисковых работ с целью прослеживания по простирианию и дальнейшего опробования зон, для чего потребуется значительный объем горных работ.

Ореол рассеяния касситерита по р. Бол. Икчу (8). Касситерит обнаружен в 42 шлихах из 66 промышленных. В шести пробах его содержит более 100 знаков, в 14 — от 50 до 100 знаков, в остальных — в единичных знаках. Касситерит в шлихах встречается в виде колечек двойников. Вместе с ним фиксируются шеелит, халькопирит, пирит, арсенопирит.

Поэти весь бассейн р. Бол. Икчу занят базальтовыми покровами кизинской и соваванской свит и лишь в нижнем течении вскрываются осадочные отложения ларгасинской серии, прорванные биотитовыми гранитами раннепалеогенового возраста. В верховых реки в эрозионных окнах местами вскрываются гранит-порфирь.

Наиболее скопление касситерита приурочено к участкам выходов биотитовых гранитов. По-видимому, граниты или прожилки кварца в них и являются источником сноса касситерита. В русле реки выше устья р. Мал. Икчу в глыбах гранита встречается вкрапленность малахита, ковеллина, халькопирита, молибденита. К этим же участкам приурочены ореолы рас下沉ия олова, выявленные металлографической съемкой, с содержанием олова в пробах до 0,01% (Головчева, Кузнецов, 1954ф).

Ореол рассеяния касситерита в верховых р. Чипали (10). Из 130 шлиховых проб, отобранных на этом участке, касситерит содержится в 33. В касситерите имеют неправильную форму, слабо окатаны, размер зерен 0,1—0,3 мм, цвет буровато-коричневый. Участок сложен эфузивами самаргинской свиты, прорванными гранит-порфиритами раннепалеогенного возраста. В приконлаговых частях гранит-порфиров и вмещающих пород широко развиты зоны пиритизации. В спектрометаллографических пробах отобранных на этом участке, олово не обнаружено.

Источником сноса касситерита здесь являются, по-видимому, гранит-порфирь с многочисленными миаролитовыми пустотами и небольшими зонами окварцевания в них. Практического значения это проявление олова, видимо, не имеет.

Ореол рассеяния касситерита в межлуже Иоли — Комку (13).

Ореол приурочен к развилику двух ключей, прорезающих массив гранодиоритов к югу от высоты 1006 м. Массив принадлежит первой фазе внедрения интрузивных пород, прорван малой интрузией гранитов второй интрузивной фазы. Вмещающими интрузиями являются песчаники узоминской зоны интрузии гранитов на широкой площаи окварцеваны и пиритизированы.

Касситерит в пределах этого ореола встречен в 35 пробах, из них в семи от 10 до 50 знаков. В ассоциации с ним в 13 пробах присутствует базальт. Определился более чем в 100 пробах, тяготеющих к пространственной зоне минерализации, контактово-измененным зонам, а также к тектоническим разрывам. Содержание олова в пробах составляет 0,001—0,01%.

50

Геологическая обстановка, а также ассоциация касситерита с шеелитом и высушенном говорят за высокотемпературный кварц-касситеритовый или грейзеновый тип рудопроявления. Для промышленнойоценки участка необходима постановка детальных поисковых работ.

Кроме описанных выше ореолов рассеяния олова, выявленных шлихами опробованием аллювия современных рек, единичные знаки касситерита были обнаружены по рекам Алжалами, Иоли, Бута, Хича и другим и присущены простиранственно к раннепалеогеновым интрузиям, зонам контактового метаморфизма и зонам разрывных нарушений. К этим же зонам в большинстве случаев приурочиваются ореолы рассеяния олова по данным металлографической съемки (ореол 15), в связи с чем они представляют интерес для дальнейшей проверки более детальными поисковыми работами. На карте полезных ископаемых оконтурены ореолы рассеяния касситерита, являющиеся наиболее перспективными на поиски месторождений олова.

Молибден

Кроме незначительных рудопроявлений молибдена в аллювии кл. Сакай-Балу и р. Бол. Икчу, отмеченных при описании ореолов рассеяния касситерита № 5 и 8, рудопроявление этого полезного ископаемого известно в верховых ручьев, владеющего слева в р. Алжалами, в 2 км ниже устья р. Хуппи (6). Рудопроявление выявлено в 1960 г. (Файн, Шуршалина и др., 1961ф). Оруденение приурочено к эндоконтакту интрузии гранодиоритов раннепалеогенного возраста, прорывающей осадочные отложения валанчина.

Молибденит здесь встречается в виде вкрапленников в тонких кварцевых прожилках, секущих гранодиориты. Вместе с молибденитом присутствует в виде редкой вкрапленности пирита и халькопирита.

Описанные проявления молибдена присущи к площади «зандажной» касситеритом. Вода из источников, выходящих на этих участках, характеризуется повышенным содержанием иона SO_4^{2-} — от 13 до 24 мг·экв% и повышенным рН, что свидетельствует, по-видимому, о наличии здесь широкой зоны сульфидного оруденения, перспективной на поиски месторождения молибдена штокверкового типа.

Помимо описаных выше проявлений молибдена, выделяется участок медно-молибденового рудопроявления (12) в верховых правого притока р. Чипали, в 2 км к западу от высоты 1123 м (Разживин, Кутякин и др., 1962ф). Здесь на протяжении около 200 м. вдоль правого склона долины ручьев обнаружены сильно обогащенные, окварцированные контактово-измененные эфузивы самаргинской свиты, прорванные дайками диорит-диоритов. Вмещающие породы сильно импрегнированы сульфидами. В шлихах из прототочек штуфных проб этой породы, обнаружен пирит, ковеллин, халькопирит, молибденит, арсенопирит, борнит. Близи рудопроявления, по данным металлографической съемки, выделяется поток рассеяния меди и молибдена с содержанием металлов в пробах до 0,1% (ореол 16).

Таким образом, минерализованная зона здесь охватывает значительное пространство и может представлять поисковый интерес. Для ее оценки требуется проведение поисковых работ масштаба 1:25 000, оконтуривание и опробование зоны.

Вольфрам

Вольфрам представлен исключительно шеелитом и очень широко распространяется вне пределов базальтового плато. Он встречается в шлихах по к. Сакай-Балу, рекам Алжалами, Балу, Иоли и другим в единичных знаках, реже от 10 до 50 знаков и в трех случаях (по р. Алжалами и к. Сакай-Балу) в весовых количествах до 1 г на 1 м³ породы (Головчева, Кузнецов, 1954ф). В местах максимального скопления шеелита в аллювии на склонах долин встречаются обломки кварца и биотитовых гранитов с вкрап-

ленностью молибдена и халькопирита. По р. Бол. Икчу и другим шеелит встречается совместно с касситеритом. По всей вероятности, шеелит связан с кварцевыми жилами, секущими нижнеметавые осадочные образования и граниты.

Значительные концентрации шеелита выявлены в Межкуречье Узей — взятых на этом участке, шеелит содержит в семи пробах в количестве от 20 до 62 знаков. В трех пробах присутствует касситерит в единичных зернах.

Шеелит представлен мелкими слабо окатанными обломками молочно-белого цвета размером до 1 м. Пространственно он тяготеет к лейкократовой интрузии гранит-порфира раннепалеогенового возраста с широким развитием в ней зон окварцевания. Проявления шеелита в районе, видимо, практического интереса не имеют.

Полиметаллические руды

Полиметаллическоерудопроявление 9 обнаружено в среднем течении р. Тутто, в 2,5—7 км выше впадения в нее р. Гакта (Разживин, Кутайкин и др., 1952ф). По правому и левому склонам долины р. Тутто здесь на прорезании около 5 км обнажаются сильно трещиноватые породы ларгасинской серии, перекрытые образованиями толщи кислых эфузивов и разбитые разломом субширотного простирания. Породы сильно пиритизированы. Пирит встречается в виде обильной вкрашенности и тонких (1—2 м) прожилков.

Анализ шлихов, отмытых из протогочек штуфных проб, показал присутствие здесь сфalerита, галенита, халькопирита, арсенопирита. Вблизи участка наблюдаются потоки рассеяния меди и свинца, выявленные металлогеометрической съемкой. Содержание металлов в пробах достигает 0,01—0,1%, что определяет участок как застуживающий дальнейшего изучения.

Небольшие потоки рассеяния меди и свинца выявлены по рекам Буйский, Сисинку, Узей и др. Пространственно они приурочены к зонам разрывных нарушений, интрузиям и зонам контактного метаморфизма. Содержание металла в пробах от 0,001 до 0,01% (Файн, Шурдална и др., 1961ф).

Ртуть

Киноварь обнаружена в 11 шлихах в различных точках района в количестве единичных знаков. Шлихи с киноварью почти всегда приурочены к зонам разрывных нарушений и полиметаллит-порфиритов. Большого поискового значения эти проявления, по-видимому, не имеют.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

К этой группе искаляемых относятся каолиновые глины, галечники, пески и строительные камни.

Проявление каолиновых глин (2) обнаружено на левом берегу р. Хина, в 2 км к юго-западу от высоты 713 м (Кириллов и Золотов, 1958ф). Каолин (каолиновая глина) входит в состав древней коры выветривания олигоцен-миоценового возраста на толще кислых эфузивов. Залегает в виде пласти мощностью 1,5—2 м, площадь распространения около 0,3 км². Глина белая, чистая, жирная, без примесей. Перекрывает пласти древними аллювиальными отложениями мощностью 1—2 м и толщей базальтов кизинской свиты.

Незначительная площадь распространения каолиновых глин и ее мощность определяют участок как нетривиальный.

Галечники и пески в террасовых и русловых отложениях широко развиты по долинам рек Иол, Алжалим, Хуту, Буга и других и могут быть использованы как балласт при дорожном строительстве. Кроме того, песок обнаружен в истоках р. Лачама, в 0,5 км к северо-западу от высоты

618 м. Песок залегает в виде пласта мощностью 2 м, площадь распространения около 0,5 км². Песок желтый, кварц-полевошпатовый, мелкозернистый. Перекрываетсятолщей базальтов кизинской свиты.

Строительные камни. В качестве строительного и облицовочного материала могут быть использованы практически неограниченные запасы гранитоников, базальтов и андезитов.

По данным сотрудников ЦНИИГР, проводивших изыскания по трассе Комсомольск-на-Амуре — Советская Гавань, граниты, гранитоиды и диориты, аналогичные породам района, характеризуются следующими физико-техническими показателями: объемный вес — от 2,51 до 2,78 г/см³; средний предел прочности при сжатии в сухом состоянии — от 2053 до 2900 кг/см². Наиболее широко развиты в районе породы — базальты — имеют объемный вес от 2,3 г/см³ (крупнопористые) до 2,8 г/см³ (плотные). Средний предел прочности при сжатии в водонасыщенном состоянии от 130 кг/см² (плотные) до 2670 кг/см² (плотные разностные).

На основании имеющихся данных о проявлениях полезных искаляемых в районе, могут быть сделаны следующие выводы и рекомендации.

В западной и южной частях района на широких площалях шлиховым и металлогеометрическим опробованием выявлены ореолы рассеяния олова. На одном из них, по км. Сакай-Бату, вскрыты коренные проявления олова, расположенные в пределах ореола. Все эти проявления тяготеют либо к зонам контактов раннепалеогенных интрузий гранитоников с толщами осадочных пород мелового возраста, либо к зонам разрывных нарушений, контролирующих пространственное расположение этих интрузий и секущих те же осадочные породы.

Таким образом, достаточно отчетливо намечается связь оловорудных проявлений с интрузиями гранитоников раннепалеогенного возраста, наличие которых является одним из основных поисковых критериев для района.

На западе района примыкает к обширной зоне олововорудной минерализации, являясь ее северо-восточным продолжением. Для всей этой зоны минерализации характерна генетическая связь олова с меловыми и палеогеновыми интрузиями гранитоников. Следует, таким образом, считать, что западная частьплощади района является перспективной в отношении выявления коренных месторождений олова как с поверхности, так и на глубине. О величинности рудных залежей на глубине свидетельствуют выходы сульфатных подземных вод, приуроченных к участкам выявленных ореолов. Наиболее перспективными являются горы участка км. Сакай-Бату (4, 5), р. Бол. Икчу (8) и участок между рекой Иоли — Комку (13).

Для оценки практического значения выявленных ореолов необходимо провести на них детальные поисковые работы с применением станиометрической съемки, шлихового опробования и геофизических (электроразведочных) работ с целью выявления коренных источников сноса и последующего их вскрытия, прослеживания по простирианию и опробованию.

Для металлогенического восточного района, где распространены эфузивы палеогенового возраста, прорванные раннепалеогеновыми интрузиями, характерны проявления меди, свинца, цинка, молибдена и мышьяка. Рудопроявления тяготеют к зонам контактов или к зонам разрывных нарушений, секущих эфузивы, и образуют в бассейнах рек Чигали и Тутто обширные зоны сульфидного оруденения. Для промышленной оценки зон необходимо проведение опробовательских работ.

Таким образом, территорию листа в целом следует считать перспективной на поиски рудных полезных искаляемых, заслуживающей дальнейшего изучения.

Из неметаллических полезных искаляемых наиболее интересны строительные камни, запасы которых в районе практически неограниченны.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

В районе наиболее распространены грунтовые и напорные пластово-трещинные воды базальтов соваванской и кизинской свит. Менее развиты грунтовые воды зоны выветривания осадочных, интрузивных и эфузивных изучения.

пород кистого и среднего состава, еще менее — трещинно-жильные воды зон тектонических нарушений. По речным долинам распространены грунтовые первые волны аллювиальных отложений.

Грунтовые и карстовые пластово-трещинные воды в базальтах миоценового и плиоцен-четвертичного возраста (советская и кизанская свиты).

Базальты становят центральную и северо-восточную части территории, занимая около 70% всей площади. Вода содержится в покровах трещиноватых базальтов, которые чередуются с прослоями плотных, слабоводопроницаемых базальтов, местами разделенных корами выветривания. Как правило, водоносные горизонты отдельных покровов базальтов гидравлически связаны между собой, образуя водоносный комплекс. Верхние водоносные горизонты имеют свободную поверхность, нижние — Нередко напорные. Коэффициент фильтрации породы изменяется в широких пределах: от 5—40 м/сек для базальтов, местами разделенных корами выветривания. Как правило, водоносные горизонты кизанской свиты могут иметь коэффициенты фильтрации менее 0,1 м/секки. Глубина залегания воды зависит от современного и древнего рельефа, водоупорицаемости базальтов, гипсометрического уровня.

На базальтовом плато в центральной и восточной частях территории сильно трещиноватых базальтов до 0,1 м/сек для плотных. По-видимому, нижние горизонты кизанской свиты могут иметь коэффициенты фильтрации менее 0,1 м/секки. Глубина залегания воды зависит от современного и древнейшего рельефа, водоупорицаемости базальтов, гипсометрического уровня.

Питание водоносного горизонта по всей площади распространяется на глубине 50—100 м. Местами к корам выветривания, разделяющим отдельные покровы базальтов и замыкающим впадины земной поверхности, приурочены водоносные подгоризонты с глубиной зеркала воды 10—20 м. В долинах рек глубина залегания воды 2—30 м.

Питание водоносного горизонта атмосферное по всей площади распространяется на глубине 50—100 м. Местами к корам выветривания, разделяющим отдельные покровы базальтов и замыкающим впадины земной поверхности, приурочены водоносные подгоризонты с глубиной зеркала воды 10—20 м. В долинах рек глубина залегания воды 2—30 м.

В основании базальтов наблюдается пластовые выходы воды с дебитом 5—50 л/сек на 100 пог. м. Нередко в понижениях частях рельефа, от мощности обводненных базальтов. Наиболее водообильны базальты, высевающие древние понижения рельефа. На исследуемой территории в центральной и восточной частях территории наблюдается древняя ложбина, выполненная базальтами (см. рис. 3).

Здесь по аналогии с Советской депрессией (Разживин, 1958) можно ожидать дебиты скважин порядка 3—15 л/сек; в краевых частях депрессии — 0,5—3 л/сек. Отдельные участки базальтов, дренируемые реками, могут быть практически безводными. Режим водоносных подгоризонтов, замыкающих нижне местных бассейнов эрозии, слабо переменный во времени.

Волны базальтов слабоминерализованные, мягкие, гидрокарбонатно-щелочные, иногда содержат повышенное количество железа (более 1 мг/л).

Грунтовые трещинные воды зоны выветривания осадочных, интрузивных и эффузивных пород кистого и среднего состава. Воды этого комплекса распространены главным образом в западной части территории листа Западно-Сибирской тектонической зоны. Наиболее распространены базальты, трещиноватые с поверхностью до глубины 40—60 м. Трещиноватые граниты, гранодиориты и песчаники, ширина трещин от 0,1 до 2 см, иногда до 10 см; трещины открыты, легко водопроницаемые. Границы в алевролитах шириной от 0,1 до 2 см, обычно с глубины 15—20 м заполнены глинистым материалом, слабо водопроницаемы.

Вода содержится в зоне выветривания пород. Глубина залегания вод зависит от рельефа: на склонах водоразделов она 10—50 м, в долинах рек 1—10 м.

Питание этого водоносного комплекса осуществляется главным образом за счет атмосферных осадков в летне-осенний период. Элювиально-делювиальные отложения, перекрывающие осадочные, интрузивные и эффузивные породы, обладают хорошей инфильтрационной способностью. Разгрузка подземных вод происходит в реках.

Наиболее значительные запасы воды приурочены к долинам рек и ручьев, где и рекомендуется закладывать скважины. Ожидаемые дебиты одиночных скважин 0,1—1 л/сек, редко до 3 л/сек. Наибольшие дебиты предполагаются в гранитах и гранодиоритах, наименьшие — в алевролитах. Режим резко переменный.

Гравийно-жильные воды зон разрывных тектонических нарушений. В случае приуроченности эти зоны к долинам рек и ручьев в них можно получить наибольшие дебиты скважин порядка 1—15 л/сек. В пределах водо-разделов эти зоны, как правило, практически безводны.

Воды слабо минерализованные (до 100 мг/л) мягкие, гидрокарбонатно-щелочноземельные, пригодные для питья.

Грунтовые поровые воды в среднечетвертичных — современных аллювиальных отложениях. Аллювиальные отложения встречаются по всем долинам рек. Их наибольшая мощность (5—6 м) в долинах Куту, Буга, Алжала-ми, Иоли, Бол. и Мал. Хады, Чипали и Тутго. Аллювиальные отложения представлены гравийно-галечным материалом, за исключением высоких террас, сложенных гравием и галькой с суглинистым заполнителем. Коэффициент фильтрации гальки и гравия 30—100 м/секки, гравий и гальки с суглинистым заполнителем 0,1—5 м/секки. Мощность аллювиальных отложений представлена от 1 до 5—6 м.

Водоносный горизонт залегает на глубине 0,5—1,5 м на пойме и 2—3,4 м на террасах. Питание горизонта осуществляется за счет инфильтрации водообильных колодцев и скважин 3—10 л/сек. Покольные террасы слабо груженые водой происходят в реки. Режим вод переменный. Зимой уровень грунтовых вод понижается на 1,2—2 м.

Аллювиальные отложения имеют пеструю водообильность. Наиболее водобильная пойма и первая надпойменная терраса. Здесь ожидаются дебиты шахтных колодцев и скважин 3—10 л/сек. Покольные террасы слабо водообильны. Вода слабо-минерализованная, гидрокарбонатно-щелочноземельная, пригодная для питья.

ЛИТЕРАТУРА

Опубликованная

Арсеньев В. К. В горах Сихотэ-Алиня. Сквозь тайгу. География, 1949.

Бельтев Е. Б., Исакова А. И., Шалимов А. И. Объяснительная записка к листу М-54-VIII. Госгеотехиздат, 1958.

Водовин Ю. М. Объяснительная записка к государственной геологической карте масштаба 1:200 000 листа М-54-XIV. Госгеотехиздат, 1961.

Николаева Т. В. Новые данные по стратиграфии четвертичных отложений Комсомольского района. «Советская геология», № 11, 1959.

Платошкин В. Г. Стратиграфия верхнемеловых и кайнозойских вулканогенных образований Северо-Восточного Сихотэ-Алиня. «Советская геология», № 3, 1962.

Плиев В. Н. Объяснительная записка к государственной геологической карте масштаба 1:200 000 листа М-54-XIII. Госгеотехиздат, М. 1958.

Полева Н. И., Изюм Э. П. Абсолютный возраст верхнемеловых и третичных эффузивных и интрузивных пород Северного Сихотэ-Алиня и хр. Мяо-Чан. Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 7.

Разживин А. Б. при участии Дулькин Э. К. Объяснительная записка к государственной геологической карте СССР № 1:200 000, лист М-54-ХХVII. Госгеотехиздат, 1959.

Салун С. А. О тектонике Приморья. Бюлл. МОИП, Отд. геол., № 5, 1962,

Фондоовся

ПРИЛОЖЕНИЕ 1

СПИСОК МАТЕРИАЛОВ, ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ДЛЯ СОСТАВЛЕНИЯ

КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год состав- ления	Местонахождение материала, инвентарный номер	
				Геологическое строение Буга-Коппинского междуречья	Фонды ДВГУ, 06117
1	Головина А. А., Кузнецов А. И.	Геологическое строение Буга-Коппинского междуречья	1954	Фонды ДВГУ, 06117	
2	Кириллов А. А., Золотов М. Г.	Геологическое строение нижнего бассейнов Буга-Коппинского и среднего течения р. Хуту	1938	Фонды ДВГУ, 03458	
3	Николаев С. Я. и др.	Отчет о поисковых работах на олово партии 604 в бассейне р. Буга Советского района	1955	Фонды ДВГУ, 04717	
4	Разживин А. Б., Кутянкин А. В. и др.	Геология, гидрогеология и полезные ископаемые бассейнов рек Мури, Бол. Сиаман, Дуй, Эльга. 4-е геол. упр., 1956.	1952	Фонды 4 ГУ, 183	
5	Файн Я. И., Шуришанна В. А., Щербенко В. К. и др.	Геология, подземные воды, полезные ископаемые бассейна нижнего течения р. Тумнин	1961	Фонды 4 ГУ, 2200	
6	Чемеков Ю. Ф.	Отчет о геологических работах в бассейне р. Коппи	1950	Фонды ДВГУ, 02515	
		Резюме по полезным ископаемым бассейна р. Коппи. ДВГУ, 1958.			
		Ривош Л. А., Добин М. А. Отчет Дальневосточной аромагнитной партии за 1957 г. Западный геофизический трест, 1958.			
		Чемеков Ю. Ф. Отчет о геологическом изучении бассейна р. Коппи. ДВГУ, 1950.			
		Файн Я. И., Шуршишанна В. А. и др. Геология, полезные воды, полезные ископаемые междуречья Буга — Бол. Хадя. (Лист М-54-XXVI).			
		4-е геол. упр., 1961.			

ПРИЛОЖЕНИЕ 2

СПИСОК ПРОЯВЛЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ,
ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ М-54-ХХVI
КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ МАСШТАБА
1 : 200 000

Продолжение прил. 2			
№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления
3	I-1	р. Аджалами, золото	Кварцевые прожилки мощностью 0,2—6 см с редкой вкрапленностью золота, висмутина, арсепнита
11	III-4	р. Чипали, золото и серебро	Тонкая рассеянная вкрапленность в дайке кварцевых монцонитов. Суммарное содержание золота и серебра по данным спектрального анализа до 11 г/т
4	II-1	кл. Сакай-Бану, олово	Минерализованные зоны дробления мощностью 1—1,2 м северо-восточного простирания. Содержание олова в зонах, по данным спектрального анализа, около 0,4—0,5%
5	I-1; II-1; II-2	Ореол рассеяния кассiterита по кл. Сакай-Бану и правому безымянному притоку р. Буйчи, связанный с рудо-проявлением № 4	Из 60 шлихов в шести касситерит содержитя в Бану и правому безымянному притоку р. Буйчи, связанный с рудо-проявлением № 4
8	II-1; II-2; II-2	Ореол рассеяния кассiterита по р. Б. Икчу	Из 66 отобранных шлихов касситерит содержитя в шести шлихах в количестве более 100 знаков, в 14 — от 50 до 100 знаков, в 22 — в единичных знаках
10	III-3; IV-3	Ореол рассеяния кассiterита в Верховьях р. Чипали	Из 130 шлихов касситерит содержитя в 33 в количестве от 1 до 21 знака. В единичных знаках присутствует шеелит
			№ используемого материала (прил. 1)
13	IV-1; IV-2	Ореол рассеяния касситерита в Междуречье Иоли — Комку	Из 50 проб, отобранных в пределах ореола, касситерит содержится в семи в количестве от 10 до 50 знаков, в 28 — в единичных знаках. В 13 шлихах присутствуют единичные зерна висмутина и базальита
6	II-1	Левый приток р. Аджалами, молибден	Маломощные (1—5 мм) кварцевые прожилки с вкрапленностью молибдена
7	II-2	р. Бол. Икчу, молибден	Молибденит встречается в виде вкрапленности в биотитовых гранатах или в тонких кварцевых прожилках, секущих те же граниты
12	IV-3	Правый приток р. Чипали, медь, молибден	Зона пиритизации и окварцевания. В шлихах из протолочек штуфных проб обнаружен халькопирит, молибденит, борнит, ковеллин и асбест
1	1, 3		Пирит. По данным металлометрической съемки содержание молибдена достигает 0,1%
9	III-3	р. Тутто, полиметаллические руды	Зона пиритизации. В шлихах из протолочек этих пород обнаружен фенакит, галенит, халькопирит, арсенопирит. Содержание металлов в пробах достигает 0,01—0,1%
1	I-1; I-2	Ореол рассеяния шеелита в Междуречье Узей — Могго-Бекани	Из 13 проб, взятых в пределах ореола, шеелит содержитя в семи в количестве от 20 до 62 знаков. В трех пробах присутствует касситерит в единичных зернах

Продолжение прил. 2

№ клетки на карте	Индекс каре	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характер истека проявления	Продолжение прил. 2
				№ используемого зовненного материала (прил. 1)
2	I-3	р. Хича, каолиновая глина	Каолиновая глина белая, чистая. Площадь распространения около 0,3 км ² . Залегает в виде пласта мощностью 2 м	2

Спектрометрические ореолы рассеяния

О л о в о			
14	I-1; II-1	Кл. Сакай-Бапу	Олово содержится в 100 пробах до 0,001—0,1%
15	III-1	Верховья р. Аджала-Ми	Содержание олова в пробах до 0,01%
16	III-3; IV-3; IV-4	Медью и молибден Верховья руч. Буйный	Содержание металла в пробах до 0,1%