

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВТОРОЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

ЭКЗ. № — 1111

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

масштаба 1:200 000

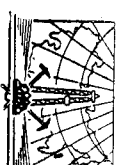
Серия Сухотэ-Алинская

Лист М-54-XXXII-XXXXIII

Объяснительная записка

Составители: *М. А. Ахметьев, Л. П. Ботылева, И. С. Столяров*
Редактор *Л. Б. Кривицкий*

Утверждено Научно-редакционным советом ВСЕГЕИ
20 апреля 1963 г



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1968

ВВЕДЕНИЕ

Описываемая территория расположена на восточных отрогах хр. Сихотэ-Алинь и входит в состав Советского района Хабаровского края. Ее координаты $48^{\circ}00'$ и $48^{\circ}40'$ с. ш., $139^{\circ}00'$ и $140^{\circ}15'$ в. д., восточная граница района — побережье Татарского пролива.

Рельеф территории представляет собой систему низинистых, низких, реже средневысотных хребтов и плато, в совокупности составляющих восточные отроги Северного Сихотэ-Алиня. Максимальные абсолютные отметки $1300—1400$ м и относительные превышения до $500—600$ м приурочены к междуречью Коппи—Ботчи (центральная часть района). Высокие водоразделы и отдельные вершины (безымянная высота с отметкой 1408 м, гора Инда 1228 м, гора Соучко 1149 м, гора Кальма 1135 м) носят отчетливо выраженный гольцовый характер. Водоразделы асимметричны. Склоны, обращенные к крупным речным долинам, более крутые, покрыты осыпями, интенсивно расчленены. Вершины имеют уплощенную конусовидную форму. Поверхность водоразделов полого-волнистая. Превышения вершин над седловинами обычно не более $50—150$ м.

Рельеф плоский, прилегающей к побережью, низкотеррасный с максимальными абсолютными отметками $601—987$ м и относительно высокими превышениями $200—400$ м.

Базальтовое плато занимает незначительную площадь и расположено главным образом в бассейне нижнего течения р. Коппи, в междуречье Коппи и Бол. Хайя. Поверхность плато слабо наклонена к побережью. Его высота изменяется от $800—1000$ м у западной границы района до $20—40$ м у пос. Иннокентьевка.

Морской берег характеризуется слабой изрезанностью. От северной рамки плана до м. Песчаного берег обрывистый, за исключением бухт Иннокентия и Андрея, где он пологий. Максимальная высота береговых обрывов на этом участке 80 м, обычно же она колеблется от 30 до 50 м. Продвижение вдоль берега затруднено из-за обилия непропусков, а скопления наводных и подводных камней близ берега, развитие волноприбойных ниш, кекуры создают опасность для причаливания к берегу судов и лодок. В южной части района, от м. Ича до бухты Пуна и у м. Успения высота береговых обрывов снижается до $20—30$ м, а местами даже до $5—7$ м.

Сразу же от бровки обрывов в глубь территории простирается ровная поверхность морских террас, переходящая затем в низкотеррасы.

Нижний берег с пляжем и I морской террасой установлен на трех участках: между м. Песчаным и устьем р. Аку, между м. Успения и м. Ича и к югу от м. Пуна.

В бухте Иннокентия оборудованы два причала для приема рыболовческих судов и почтовых катеров. Суда с мелкой осадкой могут заходить в бухту Андрея и в устье р. Коппи.

Речная сеть района густая, целиком принадлежит бассейну Татарского пролива. Главные реки впадают в северной части района — р. Коппи с ее правыми притоками Дякома, Бяпоин, Топты, Май, Копка, в южной — р. Ботчи с ее левым притоком Мульпа. Реки Коппи и Ботчи заходят на территорию своим нижним и средним течением. Реки бурные, мелководные,

имеют глубоковрезанные долины. В верховьях долины узкие, имеют V-образный поперечный и крутой продольный профиль с крутыми (30—45°), часто обрывистыми склонами; днища завалены глыбами скальных пород, среди которых текут бурные водотоки. Ниже по течению долины постепенно расширяются и в устьевых частях достигают нескольких сот метров, а у рр. Коппи и Ботчи до 4 км. В направлении к устьям продольный профиль долины резко выполаживается, течение становится спокойнее. В долинах наибольшее крутизна рек развиты поймы и до пяти надпойменных террас. Рукава крупных рек разветвляются на несколько протоков и рукавов с частыми перепадами перепадов и плесов. Средняя глубина большинства рек от 0,3 до 1 м. Самые крупные из них — рр. Коппи и Ботчи — местами имеют глубину до 5 м. Ширина р. Коппи в нижнем течении 200—250 м, Ботчи — 60—100 м. Реки связаны с количеством атмосферных осадков. Маловодные в засушливые периоды они быстро превращаются после дождей в труднопроходимые потоки. Скорость течения на перепадах достигает 1,5—3 м/сек, в период наводнений — до 4 м/сек, на плесах — 1 м/сек.

Климат муссонный. Зима ясная, морозная, ветреная, лето дождливое, туманное. Среднегодовая температура +0,3°. Зимой среднемесячная температура колеблется от —12,4° до —24,5° (средняя —19,4°), летом максимальная +33,6°.

Годовое количество осадков около 850 мм¹.

По растительности западная часть района резко отличается от восточной. Граница между ними проходит по долине рек Ыи и Мулда. На востоке развиты хвойно-лиственные и елово-пихтовые леса с подлеском. Леса в западной части территории выгорели во время крупных пожаров 1929 г., и сейчас склоны покрыты молодой порослью лиственных и березы с сухостоем и буреломом. Лишь местами сохранились участки леса. По побережью Татарского пролива гари развиты на участках, прилегающих к устьевым частям рр. Коппи и Ботчи.

Район экономически не развит. На территории площадью 5100 км² имеется всего лишь один населенный пункт — пос. Иннокентьевский, насчитывающий около 100 жителей. В поселках Коппи, Аджима имеются по 15 дворов.

Население состоит преимущественно из переселенцев из разных районов Советского Союза. Местное население — орочи (50 человек) проживают в пос. Коппи. Основное занятие населения — рыбная ловля и охота.

Главным средством сообщения в летний период служат морские катера и самолеты, в зимний — только самолеты. В пос. Иннокентьевский имеются почта, телеграф.

До 1960 г. в пос. Иннокентьевский существовал рыбокомбинат, ныне он переоборудован в рыбобазу. Сохранились все производственные и подсобные помещения.

Дорожная сеть в районе чрезвычайно редкая. Дороги имеют местное значение и тяготеют к населенным пунктам, соединяя поселки с подсобными хозяйствами.

Обнаженность района очень слабая и неравномерная. Выходы коренных пород на больших протяжениях имеются только в береговых обрывах Татарского пролива и по долинам крупных рек.

Местные изолированные выходы коренных пород встречаются изредка на водоразделах.

Первые сведения о геологическом строении района, были получены на рубеже XIX и XX вв. в результате маршрутных исследований Д. В. Иванова (1894—1896 гг.), Я. С. Эдельштейна (1897—1898 гг.), В. К. Арсеньева (1907—1910, 1927 гг.). В этот же период (1907—1908 гг.) в бассейне р. Коппи проводились поисковые работы на золото Амурской экспедицией Российского

Золотопромышленного общества. Сейчас все перечисленные работы представляются лишь исторический интерес.

После большого перерыва в 1931 г. геологом ДВГУ В. А. Будатовым была проведена площадная геологическая съемка масштаба 1:400 000 в подлосе, прилегающей к долине р. Коппи. В том же году геологом Дальгеострата Н. В. Овсинниковым изучалось Ботчинское месторождение олов и титанов.

В последние годы район работ покрывался мелкомасштабными геологическими съемками. С 1947 по 1953 г. Л. Б. Кривичкин, Е. К. Давидов, Ю. Ф. Чекомовым и А. А. Головиной были составлены первые геологические карты. Предложенные стратиграфические схемы не утратили значения и поныне. В 1950 г. М. А. Фаворский (1956) проводил маршрутные исследования в долине р. Коппи и по побережью Татарского пролива.

В 1952—1953 гг. А. Б. Раздвинным и Е. Т. Михайловой впервые для всего района составлены геологическая, геоморфологическая, гидрогеологическая карты и карта полезных ископаемых масштаба 1:200 000. Эти материалы легли в основу издательских работ партии 188. На руководящих, выведенных при проведении мелкомасштабных геолого-съемочных работ в 1952—1953 гг. Н. А. Плотниковым и Н. К. Крутым проводились поисково-разведочные работы масштаба 1:50 000. В результате их выявлен ряд новых рудопроявлений и указаны перспективные участки для постановки поисковых работ. Расчленением интрузивных комплексов в бассейне р. Коппи в 1958 г. занимается Э. П. Изох. Им впервые приводится абсолютный возраст гранитов Батопинского массива — 60 млн. лет.

В 1959 г. В. В. Населкиным и др. в бассейне р. Коппи проводились поиски пресосырья. В 1958 г. Н. И. Парольский и М. Д. Сазонова составили геологическую карту и объемительную записку к ней масштаба 1:200 000 по листу М-54-XXXI. При проведении редакционно-уточняющих маршрутов по рамке листов М-54-XXXI и М-54-XXXII выявлены существенные расхождения в очертании геологических границ и индексации вулканических свит. Сводка с листом М-54-XXXI отсутствует.

Большое значение для создания правильного представления о геологическом строении района, стратиграфии, тектонике и магматизме имели обобщающие сводки по Сихотэ-Алиню Н. А. Беззавского, И. И. Беренева, М. Г. Золотова, Э. П. Изоха, П. Н. Кропоткина, В. Г. Плахоткина, С. А. Садуна, М. А. Фаворской.

Кроме геологических исследований, последнее десятилетие в районе проводились геофизические работы. В 1955 г. П. И. Вейман и В. Т. Кудряшов покрыли аэромагнитной и аэрогаммаспектральной м-ба 1:1 000 000 всю территорию района и смежные территории. В 1957 г. Л. А. Ривин и М. А. Добин повторили этот же комплекс работ в м-бе 1:200 000. Выявлен характер магнитного поля и распределение магнитных аномалий в подлосе, прилегающей к побережью Татарского пролива.

В 1961—1962 гг. на описываемой территории были проведены редакционно-уточняющие маршруты с подсобительными поисковыми работами партии 188 Четвертого геологического управления в составе М. А. Ахметьева, Л. П. Большаковой, И. С. Столярова, Г. С. Коробова и В. Д. Шилинина. В результате этих работ было обнаружено несколько новых рудопроявлений, получены дополнительные данные, уточняющие возраст некоторых вулканических свит и интрузивных массивов, впервые в районе собрана фауна из осадочных отложений мелового возраста.

СТРАТИГРАФИЯ

Наиболее древние образования района — осадочные породы верхнемелового возраста, имеющие незначительное распространение в северо-западной и юго-западной частях территории листа¹. Они с резким угловым несогласием залегают на более молодых породах.

Основным критерием расчленения осадочных отложений является их литологический состав: таргасинская серия — преимущественно алевритовая, удолминская — песчанниковая.

снем перекрываются разнообразными вулканическими и туфогенно-осадочными образованиями верхнего мела и кайнозоя.

Рыхлые образования четвертичного возраста представлены всеми отложениями.

Интрузивные породы представлены диоритами, гранодиоритами, габбро и гранит-порфироидом. Они широко развиты в западной части территории, в восточной же — перекрываются мощным чехлом эффузивных образований миоцена. Среди них выделяются три возрастных комплекса: раннепалеогеновый, позднепалеогеновый и неогеновый.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Верхний отдел

Сеноманский — туронский ярусы

ЛАРГАСИНСКАЯ СЕРИЯ (Страт.)

Отложения ларгасинской серии развиты преимущественно в северозападной части территории листа, где они обнажаются в ядрах антиклинальных структур северо-восточного простирания. Несколько разрозненных эрозивных выходов, вскрывающихся из-под покрова эффузивов самаргасинской свиты, наблюдается на правобережье долины р. Коппи выше впадения р. Гуму, в бассейне кп. Бунича и к югу от долины кп. Угарного.

Серия представлена верхней своей частью, в составе которой преобладают алевролиты, содержащие маломощные прослои песчаников и аргиллитов.

В долине р. Коппи ниже устья р. Джуса был изучен наиболее полный разрез этих отложений (снизу):

1. Алевролиты с прослоями мелкозернистых песчаников	200 м
2. Песчанники полимиктовые, мелкозернистые, серые и коричнево-серые, очень крепкие, массивные с прослоями тонкоплатистых алевролитов мощностью 5—10 см	100 "
3. Алевролиты темно-серые с прослоями мелкозернистых, очень крепких песчаников. Мощность около	120—150 "
4. Алевролиты темно-серые, почти черные, мелкоплитчатые (толщина плиток до 1 см, реже до 2—3 см) с прослоями серых, слабо окремненных, тонкозернистых песчаников с караваявидной формой отдельности	200—220 "

Суммарная мощность описанного разреза около 620—670 м.

Аналогичный разрез отложений серии наблюдается на правобережье долины р. Коппи выше устья р. Дякомы. Нижние части вскрытого здесь разреза представлены черными окварцованными неслоистыми алевролитами с редкими прослоями тонкозернистых кварцитовидных песчаников, выше по разрезу сменяющимися пачками тонкозернистых светло-серых кварцитовидных песчаников. Верхняя часть разреза сложена ритмично чередующимися песчанниками и алевролитами.

На правобережье долины р. Коппи, в 1,5 км ниже устья р. Джаса, обнажаются верхние горизонты серии, представленные сильно трещиноватыми темно-серыми алевролитами с сидеритовыми обожженными конкрециями. В алевролитах была обнаружена фауна аммонитов, определенных В. Н. Верещагинским как *Rizosia* sp. Мощность толщ около 250—300 м.

В долине р. Иогли обнажаются самые верхние горизонты серии, представляющие переходные слои к выше лежащей удоминской свите (снизу):

1. Алевролиты темно-серые, почти черные, крепкие, с редкими прослоями мощностью до 1—3 м песчанников серых, мелко- и тонкозернистых, невыдержанных по простиранию 3—3,5 м

2. Алевролиты, часто по простиранию и вкест его сменяющиеся песчанниками мелкозернистыми, серыми, крепкими с угловатыми обломками черных однородных алевролитов диаметром от 0,5 до 2 см 20—30 см

Выше располагаются массивные мелкозернистые песчанники значительной мощности, относимые нами к удоминской свите.

Общая видимая мощность ларгасинской серии 1000 м; к западу от описываемой территории, по данным Н. И. Погольского (1958), она увеличивается до 1500—1700 м.

Возраст серии в исследованном районе обосновывается только находкой аммонитов *Rizosia*, которые, по заключению В. Н. Верещагина, часто встречаются в отложениях ларгасинской серии, но могут присутствовать и в пределах верхней части угурской свиты (апг—абб). Аналогичные образования к западу от описываемой территории Н. Н. Погольским (1958) также были отнесены к ларгасинской серии сеноман-туронского возраста. Последний сопоставлял описанные отложения с литологически сходными породами бассейна р. Кукуи, правого притока р. Самарга, где А. С. Тишиной и Р. Г. Занкиной была собрана богатая фауна, характерная, по мнению В. Н. Верещагина, отложения ларгасинской серии (Плахотник, Тишина, 1960). На этом основании возраст описанных отложений принимается как верхнемеловой (сеноман-туронский).

Туронский ярус — сеноманский надъярус

УДОМИНСКАЯ СВИТА (Страт.)

Отложения удоминской свиты пользуются преимущественным развитием среди нормально осадочных пород верхнемелового возраста. Они прослеживаются от левобережья р. Иогли в бассейне р. Инды и далее, слегка расширяясь, в междуречье р. Инды и Коппи протягиваются на правобережье р. Коппи. Сравнительно небольшие выходы отложений свиты известны в бассейне среднего течения р. Дякома, на водоразделе Бунича и Сытлыи, на левобережье р. Коппи в районе Камня Тылату, а также на правобережье р. Ботчи (выше устья р. Миткини Кичи).

Счита сложена полимиктовыми песчанниками с подчиненными прослоями алевролитов и аргиллитов.

В левом борту долины р. Иогли обнажаются нижние горизонты свиты, согласно залегающие на отложениях ларгасинской серии. Последовательность отложений в этом разрезе представляется в следующем виде (снизу):

1. Песчанники полимиктовые, мелкозернистые, серые, очень крепкие, окварцованные	10 м
Пропуск 70 м	
2. Песчанники полимиктовые, мелкозернистые, серые с обломками черных алевролитов диаметром до 0,5 см с прослоями алевролитов, неоднородных по составу, с бугристой поверхностью напластования	150 "
3. Алевролиты и тонкозернистые песчанники с тонкими прослоями песчанников полимиктовых, мелкозернистых, поточатых	50 "
4. Песчанники полимиктовые, мелкозернистые, серые с обломками черных алевролитов и аргиллитов. Песчанники содержат маломощные прослои черных алевролитов	35 "
Пропуск 50 м	
5. Аргиллиты темно-серые, почти черные, тонко сланцеватые с прослоями песчанников мелкозернистых, серых мощностью до 0,4 м 5—7 "	
6. Песчанники полимиктовые, мелко- и тонкозернистые, серые, часто поточатые, вверх по разрезу сменяющиеся алевролитами темно-серыми, неслоистыми (с прослоем тонких сланцеватых алевролитов мощностью 0,3 м в середине пачки). Тонкозернистые разности песчанников тонкоплитчатые, толщина плиток до 1—2 мм	2,6 "

7. Песчанники мелкозернистые, серые неравномернозернистые	10 и
8. Алевриты темно-серые	15 "
Пропуск 100 м.	
9. Песчанники с маломощными прослоями алевритов	100 "
10. Песчанники мелкозернистые, серые с тонкопигментной отделимостью	10 "
11. Песчанники мелко- и неравномернозернистые, серые, преимущественно кварцевые состава, очень крепкие, содержат два простых песчаных алевритов и аргиллитов темно-серого и черного цвета, тонкопигментных, толщина плиток 0,3—2,0 см, мощность последних от 1 до 1,5 м	7 "

Суммарная мощность разреза около 600—605 м.

Сходный разрез нижней части, составленный по обнажениям на левобережье левой составляющей р. Дьякова, начинается снизу:

1. Пачка ритмичного переставления песчаников тонкозернистых, алевритистых, алевритов и песчаников мелко- и среднезернистых	около 200—220 м
2. Алевриты темно-серые	30 "
3. Песчанники средне- и грубозернистые, иногда разнотельные, с включениями обломков черных алевритов	90—100 "
4. Песчанники средне- и мелкозернистые, преимущественно кварцевые состава. Для них характерно обилие растительного дегрита, распределяющегося по всей толщине отдельных прослоев до 1 см. Изредка встречаются небольшие ядра пеллипод	около 60—70 "

Общая мощность разреза свиты в этом районе 380—420 м.

На левобережье р. Коппи на участке ниже устья р. Джаяса обнажаются, очевидно, средние и верхние части свиты, в том объеме, в каком она представлена на данной территории. Снизу вверх здесь представлены:

1. Песчанники тонкозернистые, полостчатые	2—5 м
2. Пачка переставления тонкозернистых песчаников и алевритов	10 "
3. Песчанники полимиктовые мелкозернистые, коринчатые-серые, ороговитованные с маломощными прослоями алевритов темно-серых, сильно окремененных, а также полостчатых песчаников	около 500 "
4. Песчанники полимиктовые, мелкозернистые, сильно ороговитованные с прослоями гравелистых песчаников. Обломочный материал песчаников представлен хорошо окатанными обломками кварца, полевых шпатов, кремнистых пород размером до 2—3 мм. Присутствуют угловатые обломки темно-серых алевритов размером до 4—5 мм	180—200 "

Суммарная мощность отложений здесь составляет около 700 м.

На этом участке установлена пачка песчаников видлой мощностью 80—100 м, содержащая линзовидные прослои конгломератов и осадочных брекчий мощностью 3—5 м. В них М. А. Ахметьевым найдены конкреции известняков с плохо сохранившимися отпечатками пеллипод и кораллов. По заключению В. Н. Верещагина, пеллиподы «несколько напоминают альбатских аутеллины».

Положение пачки в разрезе неопределенно, так как она ограничена с запада и востока разрывными нарушениями. По нашим представлениям, эта пачка залегает в основании разреза отложений уломинской свиты. Это подтверждается большим количеством обломков алевритов, очень похожих на алевриты подстилающей даргасинской серии.

Общая мощность пород уломинской свиты около 1000—1200 м. Возраст отложений уломинской свиты определяется условно, так как найденные органические остатки оказались неопределенными. Они стратигра-

фически согласно ложатся на фаунистически охарактеризованные отложения даргасинской серии сеноман-туронского возраста и перекрываются туфогенно-эффузивными образованиями ольгинской серии. Кроме того, изученные нами разрезы литогенно хорошо сопоставляются с нижней частью уломинской свиты бассейна р. Самара, где А. С. Тишиной были собраны отпечатки флоры, по мнению В. А. Вахрамеева, характеризующие отложения верхнего мела (Плехотник, Тишина, 1960).

Датский ярус — сеноманский надъярус

Ольгинская серия (Стел)

Вулканические образования ольгинской серии установлены на двух значительных по площади участках в западной части района. По сравнению с разрезом стратопита в Ольго-Тетюхинском районе разрез в описываемом районе неполный, значительно сокращен в мощности и сопоставляется с верхней эффузивной толщей кварцевых порфиров и их туфов.

Изда плохой обнаженности описание толщ приводится на основании изучения отдельных коренных обнажений и высылок. Максимальная мощность серии, определенная по разности абсолютных отметок кровли и подошвы в районе торы Инда, составляет около 300 м.

На первом участке в верховьях рр. Салаги и Инда описываемые образования представлены переставляющимися туфами, туфо-конгломератами и лавоконгломератами мощностью около 300 м. На подстилающих осадочных отложениях они залегают с резким угловым несогласием. В конгломератах и туфах размер порфластических обломков и галек непостоянен и колеблется от долей сантиметра до 5—6 см. Галька идеально окатана, несколько угловатой формы. В ее составе преобладают песчанники аркозовые и полимиктовые, кремнистые сланцы и алевриты. Значительно реже присутствуют обломки интрузивных и эффузивных пород. Цементирующая масса состоит из слабо раскристаллизованных пелловых частичек.

Количество крупных порфластических обломков и галек непостоянно и колеблется от 2—3 до 40—60%.

Толща с несогласием перекрывается андезитом самаргинской свиты. На втором участке в юго-западной части района, в бассейне рр. Кукуша и Партизанский Ключ, состав толщ иной. Здесь преобладают туфоподы кварцевых порфиров и кварцевые порфиры. По внешнему облику это очень крепкие слывные породы серого и зеленовато-серого цвета, состоящие из кристалликов кварца, кислого плагиоклаза и калиевого полевитового шпата, сцементированных кварц-полевитовой основной массой микрофелзитовой или микроилитовой структуры с примесью пелловых частей. Количество кристалликов 5—20%. Кварц в фенокристаллах имеет оплавленную форму, иногда со следами коррозии, размер зерен до 2—3 мм. Плагиоклаз таблитчатой формы, серицитизированный, в плагиопорфритах — эпидиотизированный. Возраст образований ольгинской серии в пределах района не установлен. Однако в различных пунктах Южного и Северного Сихотэ-Алиня по сборам ископаемой флоры возраст серии датруется как сеноманский надъярус — датский ярус.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Палеоген (3)

САМАРГИНСКАЯ СВИТА (Р_с 3 sm)

Образования самаргинской свиты установлены в бассейне среднего течения р. Коппи, в верховьях р. Дьякова и в бассейне р. Ботчи и ее крупных притоков — Мульпы, Яси, Моисеев кп. Небольшие по площади поля самаргинской свиты отмечаются на левобережье р. Коппи, на участке впадения в нее рр. Джаяса и Дьякова, а также ниже впадения р. Иодли.

Свита сложена андезитами, андезито-дацитами и дацитами. В подчиненном количестве присутствуют лавобрекчии и туфы.

Образования самаргинской свиты с резким угловым несогласием залегают на осадочных породах верхнеюрного возраста, образуя пологие брахи-складки с углами падения на крыльях 10—15°, местами до 25°.

Большим разнообразием эффузивных и пирокластических продуктов характеризуется разрез свиты на левобережье долины р. Коппи, у слияния ее с р. Иони. В видной части разреза наблюдаются (снизу):

1. Андезиты зеленовато-серые, темные, афировые, слетка брекчированные 20—30 м
2. Туфы светло-серые, пегитовые, реже псаммитовые, кристаллодагические 10—20 "
3. Андезиты зеленые с фенокристаллами плагиоклазов размером до 5—6 мм, содержание последних 25—40% 5—7 "
4. Туфы светло-серые, псефитовые, литокристаллодагические около 10 "
5. Лавобрекчии, состоящие из обломков светлых фельзитовидных пород и полевых шпатов размером от 1 мм до 1,5 см. Поверхности брекчий выветрели и ожелезнены. Содержание брекчий от 15 до 40% всей массы породы 15—20 "
6. Андезиты с фенокристаллами плагиоклазов и роговой обманки, сильно эпидотизированные. Эпидотизация подергилась только плагиоклазы 25—30 "
7. Андезито-дациты черные, очень крепкие с многочисленными фенокристаллами белых полевых шпатов размером до 3 мм 50 "
8. Лавобрекчии дацитов светло-серого цвета, сцементированных лавой 15 "
9. Андезиты эпидотизированные, аналогичные ст. № 5 12—15 "
10. Лавобрекчии, аналогичные ст. № 7 до 5 "
11. Дациты светло-серые с фенокристаллами полевых шпатов призматической и таблитчатой формы с флюидальной текстурой основной массы до 20 "

Суммарная мощность разреза около 187—212 м.

Далее к востоку вверх по долине р. Иони наблюдается постепенное уменьшение мощности эффузивов и полное исчезновение из разреза туфогенных разностей.

В бассейне кт. Итэаки и к западу от кт. Байннга образования самаргинской свиты складат широкоую полосу северо-западного простирания, протянувшуюся далее к юго-востоку в бассейне р. Гуйму. На лавобрекчиях ольгинской серии несогласно залегают андезиты зеленовато-серые, сильно эпидотизированные с порфиrowыми выделениями плагиоклазов и роговой обманки. Выше наблюдаются светло-серые со слабым зеленоватым оттенком андезито-дациты с порфиrowыми выделениями плагиоклазов. В верхней части разреза преобладают те же зеленовато-серые андезиты с фенокристаллами плагиоклазов. Эффузивные образования рассеяны множеством дек различных мощностей кварцево-полевчатистого и андезитового состава, представляющих собой корни более молодых покровов самаргинской свиты. Мощность разреза, выраженная по разности высотных отметок подошвы и кровли, 500—600 м.

На участке правого склона долины р. Коппи между устьями рр. Гуйму и Байннга и далее в бассейне р. Гуйму в разрезе свиты снова существенно роль начинают играть туфы и туфолавы андезитов. Нижний контакт свиты здесь не обнажен. Разрез начинается толщей сильно окремененных туфов дацитов серого и коричневатого-серого цвета, выше сменяющихся дацитами, содержащими маломощные простои опкисанных выше туфов. Выше залегают серые плагиоклазовые андезиты с прослоями туфолав андезитов мощностью около 250—300 м. Выхащется разрез горизонтал флюидальных светло-серых дацитов мощностью до 20 м. Суммарная видная мощность описанного разреза около 450—500 м.

В бассейне р. Кукша, в верховьях кт. Угерного, в долине руч. Ясы — легово иритока р. Ботчи и на правобережье р. Мулыта свита сложена преимущественно зеленовато-серыми андезитами афировыми и реже порфиrowого сложения. Максимальная мощность покровов самаргинской свиты в этих районах достигает 600 м.

Наиболее распространены среди образований свиты андезиты. Макроскопически это преимущественно зеленые, зеленовато-серые, иногда с лиловым или сиреневым оттенком породы порфиrowого, реже афирового сложения. В порфиrowых разностях в зависимости от характера выкристалликов различаются андезиты: плагиоклазовые, пироксеновые, плагиоклазово-пироксеновые и плагиоклазово-роговообманковые. Количество выкристалликов от 10 до 30%, реже до 40%. Размер их до 4—6 мм.

Плагиоклаз присутствует в виде удлиненно-призматических и таблитчатых кристаллов, по составу соответствующих андезиту № 40—48. По плагиоклазу интенсивно развиты серицит, эпидот, иногда карбонат. В отдельных разностях плагиоклазовые выкристаллики замещены псевдоморфозами эпидота, клиноцоизита и серицита.

Моноклинные пироксены (диопсид, реже авигит) призматической и удлиненно-призматической формы по краям зерен нередко замещены роговой обманкой, хлоритом, эпидотом, реже биотитом.

Резкие порфиrowые выделения роговой обманки, как правило, повсеместно замещены хлоритом и биотитом.

Основная масса сложена призматическими и лейцитовидными кристаллами плагиоклаза, составляющими до 50—70% объема основной массы, роговой обманкой, хлоритом, серицитом, эпидотом и рудными минералами, содержание которого нередко достигает 10% объема основной массы. Редко присутствует ксеноморфный кварц. Структура основной массы андезитовая, иногда пилластизованная, микролитовая, реже гиадопидитовая.

Некоторые разности андезитов заметно сосорицированы и серицитизированы.

Андезито-дациты близки к андезитам, отличаются от последних более кислым составом плагиоклаза (андезин—олигоклаз, олигоклаз № 20—38). Дациты светло-зеленые и светло-серые породы порфиrowого сложения с микрофельзитовой или мелкозернистой основной массой.

Выкристаллики составляют 25—30% всей массы породы. Они представлены плагиоклазом № 20—25, имеют таблитчатую форму. По периферии зерен, как правило, наблюдаются новообразования альбита в агрегате с пильевидными включениями рудного минерала. В отдельных случаях альбитизация и пильевидная обуславливает сетчатую структуру зерен. Иногда в зернах плагиоклаза наблюдаются новообразования кварца.

Редкие выкристаллики роговой обманки часто замещены агрегатом мелких листоватых зерен вторичной роговой обманки. В ассоциации с роговой обманкой наблюдаются, как правило, неправильные зерна рудного минерала.

Основная масса сложена агрегатом мелких неправильной формы кристаллов пильевидной плагиоклаза и кварца. В незначительном количестве присутствуют эпидот, роговая обманка, апатит, рудный минерал.

Туфы андезитов и дацитов содержат обломки тонкозернистых сильно метаморфизованных пород, преимущественно кварцевого состава с грино-блатовой и сланцевато-слонотой текстурой, фельзитов с радиально-лучистой структурой, песчаников, полевых шпатов, кварца. Размеры обломков от 0,1 мм до 2,5 см. Содержание кристаллического материала 30—40%.

Структура туфов по составу обломков литокристаллическая, по размеру — псаммитово-псефитовая, реже пегитовая.

Суммарная мощность свиты по научным разрезам, а также вычисленная по разности высотных отметок подошвы и кровли составляет около 600 м. По данным В. Г. Плахотника, она равна 500 м, а В. А. Ярылока — до 600 м.

По данным спектральных анализов пород самаргинской свиты установленный состав элементов в них Ag, Zr, Be, Pb. Последние два элемента вместе с Mo и Sn содержатся только в сильно измененных разностях пород.

Возраст образований самаринской свиты условно определяется как палеоценовый на том основании, что они залегают на кислых эффузивах обильной серии, возраст которой определяется как сено-датский, и перекрываются андезито-базальтами Кузнецовской свиты эоценового возраста.

ТОЛЩА КВАРЦЕВЫХ ПОРФИРОВ, ФЕЛЬЗИТОВ, ДАЦИТОВ, ЛИНПАРИТОВ И ИХ ТУФОВ (Р_к,²)

Толща кислых эффузивов, залегающих стратиграфически выше образований самаринской свиты, занимает на территории листа значительные площади. Наиболее распространены образования этой толщи в междуречье р. Дикомы и левых притоков р. Ботчи (кп. Партизанский, р. Кукуша и др.), где туфы кварцевых порфиров согласно залегают на дацитах верхних гор-зонтов самаринской свиты. В северной и северо-западной частях территории листа они образуют небольшие по площади покровы и купола округлых и эллиптических очертаний, несогласно залегающие на всех более древних образованиях. К востоку от долины р. Ясы (левый приток р. Ботчи) толща кислых эффузивов перекрывается туфогенно-осадочными образованиями Кузнецовской свиты.

Детальное изучение толщи показало, что основную роль в ее составе играют кварцевые порфиры, характеризующиеся большим сходством внешнего облика и петрографического состава на больших территориях.

В подлинном количестве по отношению к кварцевым порфирам содержатся фельзиты, линпариты, их туфы и туфолавы, а также туфы и туфолавы кварцевых порфиров.

В междуречье Ботчи и Дикомы толща сложена преимущественно покровными образованиями кварцевых порфиров, фельзитов и линпаритов и в меньшей степени — туфами и туфолавами, залегающими незначительно в нижней части разреза. Суммарная мощность лав и туфов, определенная по абсолютным отметкам подошвы и кровли, около 400 м.

В бассейне р. Дикомы в основании разреза залегают туфолавы и туфобрекчи кварцевых порфиров и дацитов, содержащие включения обломков подстилающих андезитов самаринской свиты. Выше они сменяются пачкой переслаивающихся туфов, туфолав и лав кварцевых порфиров. В верхней части разреза залегают кварцевые порфиры, среди которых встречаются туфолавы. Вышняя мощность разреза около 250—300 м.

На правобережье р. Ботчи разрез толщи начинается зеленовато-серыми нестроокрашенными туфолавами кварцевых порфиров с обломками крупных кристаллов кварца и полевых шпатов. Выше они сменяются флюидальными лавами светло-серых кварцевых порфиров. Мощность разреза около 100 м. Кварцевые порфиры перекрываются лавовато-серыми андезитами Кузнецовской свиты.

Кварцевые порфиры — тонкозернистые серые и зеленовато-серые с порфировыми выделениями размером до 2—3 мм альбит-олигоклаза, кальевого полевого шпата и кварца. Плагноклаз выкрапленников сосоритизирован, карбонатизирован и альбитизирован. Основная масса состоит из альбита, кальевого полевого шпата, кварца и чешуек зеленовато-бурого вторичного биогипса. В породе также присутствуют зерна магнезита. Структура основной массы микрокристаллическая и фельзитовая.

Туфы кварцевых порфиров состоят из обломков лав кварцевых порфиров, андезитов, дацитов, обломков песчаников, кремнистых ортогнейсованных пород кварцево-полевощпатового состава, кварца и полевых шпатов. Размеры обломков от 0,1 до 5 мм. Цементирующая масса сложена тонкими обломками стекла, кварца, полевых шпатов, чешуйками серицита и хлорита с примесью песчаникового материала и рудных минералов.

Туфолавы кварцевых порфиров отличаются от описанных выше туфов характером цементующей массы. Это, как правило, вулканическое стекло с флюидальной текстурой, содержащее примесь петловатого материала. Кладочный материал аналогичен туфам. Местами стекло слабо раскристаллизовано с образованием микрофелъзитовой структуры.

Мощность толщи кварцевых порфиров, фельзитов и их туфов около 400—600 м.

Большинство исследователей толщу кислых эффузивов относят к палеоцен-эоцену, поскольку породы залегают между андезитами палеоцена и андезито-базальтами эоцена. В. Г. Плехоткин (1960), Е. В. Быковская (1960) склонны считать эти отложения палеоценовыми.

Эоцен

КУЗНЕЦОВСКАЯ СВИТА (Р_к,³)

Вулканические образования Кузнецовской свиты распространены на незначительной площади в нижнем течении р. Ботчи. Они лежат несогласно на всех более древних толщах, а также на размытой поверхности ранее-палеоценовых интрузий и перекрываются вулканическими и вулканогенно-осадочными образованиями Кузнецовской, Кизинской и совганской свит. Детальное изучение разрезов в долине р. Ботчи показало, что петрографический состав их по сравнению с разрезами стратотипа значительно более сложен и разнообразен и объединяет породы как среднего и основного, так и кислого состава. Чередование этих пород в разрезе дает основание расчленять их в составе одной свиты. При этом в основании и нижней части ее разреза преобладают разности кислого состава, в верхней части — андезиты, андезито-базальты и их туфы. Ее суммарная максимальная мощность достигает 400 м.

Опорный разрез образований свиты установлен на левобережье р. Ботчи, в 5 км выше впадения в нее р. Мулыга. Здесь обнажаются (снизу):

1. Туфы кварцевых порфиров псевдитовые светло-серые и белые, видимой мощностью 80 м

Взаимоотношения с подстилающими образованиями толщи эффузивов кислых и самаринской свиты в разрезе наблюдать не удается, однако к югу, на правобережье р. Ботчи, базальтовые горизонты Кузнецовской свиты, представляющие аналогичными светлосерыми туфами кварцевых порфиров, залегают несогласно на более древних вулканических толщах.

2. Туфы кварцевых порфиров кристаллокластические, светло-сиреневые 60 "

3. Туфы пилитовые, зеленовато-серые с обломками раннепалеогеновых биогипсовых гранитов и диоритов, андезитов, фельзитов 50 "

Такой состав обломочного материала, и особенно присутствие обломков раннепалеогеновых интрузивных пород, подчеркивает правильность их отнесения к Кузнецовской свите.

4. Туфы кристаллокластические, тонко-мелкозернистые, состоящие из мелких кластических обломков кварца, полевых шпатов, биогипса 20 "

5. Туфы кристаллокластические, рыхлые, тонко-мелкозернистые, кислого состава, красновато-сиреневые 5—6 "

Суммарная мощность нижней половины разреза существенно кислого состава 215 м.

Выше согласно и без следов перерыва залегают:

6. Андезитовые туфы, литокластические светло-серого цвета, состоящие из мелких обломков (до 1 см) хлоритизированных андезитов 2 "

7. Андезитовые туфы псевдитовые, грязно-зеленого цвета с по-тучканными обломками андезитов и базальтов. Выше они постепенно переходят в агломераты 2,5 "

8. Выше отчаются невыдержанные по простиранию низы кислых туфов среди прослоев андезитовых туфов, аналогичных прослоям 1,5 "

ПАЛЕОГЕНОВАЯ — НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА НЕРАСЧЛЕННЫЕ

Олигоцен — миоцен

КУХУДИНСКАЯ СВИТА (Р_к — N *kn*)

Вулканоогенные и вулканогенно-осадочные образования кухудинской свиты распространены на ограниченных по площади участках в бассейне р. Ботчи и в верховьях р.ч. Степанова Речка, впадающей в Татарский пролив близ южной рамки листа.

В составе свиты принимаем участие липариты, фельзиты, туфоловы кислого состава, туфы, туфопесчанники, туфоаргиллиты. Такой пестрый состав обусловлен различными факторами условиями осадконакопления даже в пределах ограниченного по площади современного поля развития этих пород.

Можно выделить два типа разреза, представляющие собой крайние члены фациального ряда. Однородность и принадлежность их к одной и той же свите доказываются положением описываемых пород в общем стратиграфическом разрезе района. Они всюду залегают на андезитах кузнецовской свиты и перекрыты породами плитчатых андезитов кизинской свиты. Впервые в самостоятельную толщу эти породы были выделены Л. Б. Кривичным и Е. К. Давко в 1947 г.

Первый тип разреза представлен толщей переслаивающихся фельзитов, липаритов и в меньшей степени — пестроокрашенных туфолов и туфов. Эти породы обнажаются в эрозионных окнах из-под покровов плитчатых андезито-базальтов кизинской свиты в верховьях р.ч. Степанова Речка. На подстилающие андезиты кузнецовской свиты они налагаются без видимого несогласия. Пирокластические разности приурочены к низам разреза. Мощность отдельных эффузивных покровов колеблется от 2—3 до 8—10 м. Суммарная мощность разреза 120 м.

Липариты и фельзиты характеризуются четко выраженной флюидальной текстурой и сферолитовой или фельзитовой структурой основной массы свежего обломка почти без вторичных изменений.

Во вулканических присутствуют кварц, олигоклаз или андезин № 25—35, санидин (в липаритах) и биотит размером до 0,5 см. Вкрапленники обычно составляют не более 25—30% от объема породы. Разности, обогащенные пирокластическим материалом, напоминают туфоловы, часто интумесцентного обломка и содержат обломки вулканического стекла, обломки зерен кварца и полевых шпатов.

Второй тип разреза установлен на левобережье р. Ботчи, в 3 км выше ее слияния с р. Мульдой. Эффузивные разности, столь характерные для первого типа, здесь отсутствуют, и разрез представлен толщей туфогенно-осадочных пород общей мощностью около 200 м.

1. В нижней части разреза преобладают туфопесчанники, туфоаргиллиты, разнообломочные туфы и редкие прослои опок. Они чередуются между собой. Мощность отдельных прослоев колеблется от нескольких сантиметров до 2—3 м.
2. Выше они сменяются монотонной начкой туфопесчанников, грязно-зеленого цвета с обуглившимися растительными остатками, пологачатых, фарфоровидных. Прослои туфов и туфопесчанников играют подчиненную роль и, как правило, очень маломощны (обычно 1—3 см). Опoki преобладают и в верхней части видимого разреза.

Отложение остатков описываемого разреза происходило в небольшом по площади, но глубоком озерном водоеме, одновременно с вулканическими извержениями на соседних участках, поставляющих тонкие пирокластические продукты кислого состава, служившие исходным материалом для образования опок.

Опoki (возможно, их лучше называть опоквидными туфами) состоят

9. Туфы андезитов серовато-лиловые, пелитовые	1,0
10. Андезитовые туфы псаммитовые серовато-зеленые	1,0
11. Туфы разнообломочные зеленые, цементированные пелитовым материалом	10
12. Туфы кварцевых порфиров светло-серого цвета	2
13. Туфы псаммитовые лилового-серые	0,5
14. Андезиты лилового-серые афировые	10—12
15. Переслаивающиеся пелитовые, псаммитовые и псифитовые туфы	3
16. Агломераты, состоящие из обломков андезитов	3
17. Переслаивающиеся псаммитовые и пелитовые лилового-серые туфы	1,5
18. Агломераты, состоящие из обломков андезитов	0,6
19. Андезитовые туфы, псаммитовые, лилового-серые	1,5
20. Агломераты, состоящие из обломков андезитов	0,8
21. Андезиты лагнотазовые, аналогичные (14)	10
22. Туфы разнообломочные, с обломками андезитов	3
23. Переслаивающиеся андезитовые туфы и агломераты	3
24. Андезито-базальты, серые афировые	10
25. Пестроокрашенные андезитовые туфы, псаммитовые и псифитовые	25—30
26. Туфы кварцевых порфиров	10

Суммарная мощность верхней половины разреза 100—110 м. Верхняя часть этого разреза А. Б. Разживинным и Е. Т. Михайловой включались в состав кузнецовской свиты, низы же его параллелизовались с толщей кислых эффузивов богатой свиты. На согласное залегание их в разрезе прежде не обращалось внимания.

Химический анализ туфов из нижней части описанного выше разреза приведен в табл. 2. Он близок к среднему химическому составу липаритов по Давко.

Состав пород и их чередование в разрезе характеризуют типичный разрез стратовулкана центрального типа.

В бассейне р. Ботчи вулканические продукты кислого состава развиты локально и фиксируют положение древних вулканических центров, тогда как андезиты, андезито-базальты и пирокластические продукты среднего и основного состава распространены на значительно большей площади. Имм сложено междуречье Ботчи и Степанова Ключа, широко развиты они и в правобережье р. Ботчи.

Самая верхняя часть разреза кузнецовской свиты описана на правом склоне долины р. Митыки Ключ в 1 км от его устья. Здесь на кварцевых порфирах толщи кислых эффузивов снизу вверх залегает:

1. Андезиты, лилового-серые, крупнопорфировые 14 м
2. Туфы андезитов псаммитовые зеленато-серые 8
3. Туфы андезитов псаммитовые, тонкоплитчатые, рыхлые, лиловые 0,5
4. Туфоловы андезитов серые с шаровой отдельностью 1,2
5. Туфы андезитов псаммитовые зеленато-серые 0,4
6. Туфы андезитов псаммитовые лиловые 0,9
7. Андезиты афировые, тонкоплитчатые 7

Мощность образований кузнецовской свиты 250—400 м.

Эоценовый возраст вулканических образований кузнецовской свиты установлен в ряде пунктов на побережье Татарского пролива, в районе бухты Станман, м. Сюрюм, м. Накатова и бассейне р. Самарга, к югу от описываемого нами района (Плахотник, Дубыкис, 1957; Плахотник, Тишина, Амхетев, 1960).

На территории района данных, противоречащих такому определению, не получено.

из аморфного кремнезема с незначительной примесью глинистого вещества. Нередко отмечаются обломочные включения эффузивных пород главным образом фельзитов и диоритов с витрофировой структурой. Разности, состоящие из мельчайших шариков опала с незначительной примесью глинистого вещества, по нашему мнению, лучше называть трепелами. Результаты химического анализа опок и трепелов приведены в разделе «Полезные ископаемые».

По данным спектральных анализов образцов, отобранных из разреза туфогенно-осадочной толщи, в них присутствуют Mn — 0,1%, Ti — 0,1—1%; V — 0,001—0,1%; Cr — до 0,01%, Rb, Cu, Zn, Mo — около 0,001%.

Мощность куштинской свиты 100—250 м.

Верхнеолигоценный — нижнемiocеновый возраст образованных куштинской свиты можно считать достоверно установленным по определением спор и пыльцы, а также растительных отпечатков отличной сохранности, отобранных из прослоев опок, главным образом из верхней половинной разреза.

По сборам Л. С. Эдельштейна, Л. В. Кручинского, Е. К. Давидко, Н. В. Овчинникова, Э. К. Дулькина, М. А. Ахметьева и Л. П. Ботылевой палеоботаниками И. В. Палиным, С. М. Ткаченко, М. И. Борсуком и Р. З. Генкиной установлены следующие ископаемые формы: *Tsuga schindtiana* Ralib, *Pinus* sp., *Sequoia Langsdorffii* (Bong.) Heer (много экз.), *Thuja sibirica* Heer, *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Glyptostrobus eurasiaticus* Heer, *Sequoia Langsdorffii* var. *angustifolia* Heer, *Phragmites* sp., *Abies* sp., *Abies* sp. (4 экз.), *Populus glandulifera* Heer, *Populus latior* A. Br., *Populus balsamoides* Goer., *Salix varians* Goer. cf. *Murica banksiana* Unger, *Alnus kerstingii* Goer. (много экземпляров), *Betula prisca* Eit. (много), *B. bronchialis* Eit. (много), *B. elliptica* Sat. (много), *B. saccilipensis* Heer, *Corulus magnifica* (Fieb.) Heer, *Carpinus grandis* (Unger) Heer, *Fagus Antiochii* Heer, *Pterocarya castaneaefolia* (Goer.) Menz., *Ulmus carpinoides* Goer., *U. brachii* Heer, *U. pinnatifida* Unger, *U. spicosa* Newb., *U. tenuis* Lesq., *U. sp. ex gr. U. bronchialis* Unger, *Quercus petrii* A. Br., *Juglans acuminata* A. Br., *Vitis crenata* Heer, *Acer* sp., *Tilia* sp. cf. *Tilia sachalinensis* Heer, *Stralagus* sp., *Sorbus elliptica* Heer, *Zelkova Ungerii* Kov., *Sorbus edelsteinii* Ralib.

По количеству видов данный флористический комплекс может являться своего рода сравнительным эталоном для ископаемых кайнозойских флор Сибири-Алтая. Он хорошо соотносится с другими комплексами, переходящими по возрасту от олигоцена к миоцену. (Верхнебиринский район, определения М. М. Кошман, 1960. Южное Приморье (надеждинская свита) — А. Н. Криштофович и М. И. Борсуком).

Совместно с растительными остатками М. А. Ахметьевым, Л. П. Ботылевой, В. Д. Овчинниковым и А. И. Распицыным (ПИН) АН СССР впервые найдены отпечатки костистых рыб из семейства карповых, лососевых, различных насекомых: жуков, тараканов, пенциков, двукрылых, сетчатокрылых, ручейников (определения рыб И. Г. Данильченко, жуков — А. Ю. Попова, ПИН, лососевых рыб — А. И. Новожилова (ПИН), остальных групп насекомых — А. И. Распицына (ПИН)). В двух образцах туфоаргиллитов, отобранных из средней и верхней части разреза, обнаружены в большом количестве пыльца и споры (8 видов спор и 70 видов пыльцы) хорошей сохранности (определения Л. Н. Соколовой).

В комплексе спор преобладают теплолюбивые элементы (*Verholzeria*, *Ligodinium*, *Marselia*), *Osmunda*, *Salvinia*, *Gleichenia*). В пылевом комплексе преобладают (51—67%) голосеменные, среди которых много представителей сем. Pinaceae. Встречено два вида экзотических Pinus, два вида Cedrus, пять видов пыльцы Tsuga, в том числе Tsuga cf. *diversifolia*, Tsuga cf. *latipennis* в большом количестве встречается пыльца экзотического вида Picea очень крупных размеров с мелкой сеткой на воздушных мешках.

¹ Подобная пыльца Picea описана М. А. Седовой из олигоценовых отложений Ю. Приморья (Ваховская, 1960 г.).

Характерна пыльца Abies и Keteleeria. Семейство Rodosapraceae представлено тремя видами пыльцы Rodosapraceae, в том числе Rodosapraceae cf. *Nageia*. Пыльца сем. Taxodiaceae и Cupressaceae мало. Единично отмечены *Taxodium*, *Glyptostrobus*, *Sequoia*, *Ginkgo*, *Sciadopites*, *Torreya*, из покрытосемянных преобладают сержковидные (*Alnus*, *Betula*, *Corylus*, *Ostrya*, *Murica*), в меньшем количестве присутствуют ореховые (*Juglans*, *Sargol*, *Engelhardtia*, *Pterocarya*) и тутовые (*Moraceae*, *Ulmaceae*), в единичных знаках отмечена пыльца *Quercus*, *Fagus*, *Acer*, *Tilia*.

По мнению Л. Н. Соколовой, данный спорово-пыльцевой комплекс позволяет отнести вскапывающую его толщу к верхним олигоцену, поскольку он сходен со спорово-пыльцевым комплексом верхних горизонтов надеждинской свиты в Южном Приморье. Однако он не противоречит и нижнемiocеновому возрасту, так как комплекс пыльцы с большим количеством экзотических форм пыльцы Pinus с небольшой долей пыльцы Rodosapraceae приурочен к верхним горизонтам черофенской свиты района г. Хабаровска и датируется в этом районе нижним миоценом.

Определение возраста свиты в изученном районе как верхнеолигоценный — нижнемiocеновый, мы считаем его убедительно доказанным.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Миоцен

КИЗИНСКАЯ СВИТА (N.K.s)

Основные эффузивы и туфы кизинской свиты, стараясь погрузить вдоль побережья Татарского пролива шириной 25—30 км, с несомненным ложатся на все более древние образования и в свою очередь перекрыты базальтами совпадения свиты, а также плиоценовыми и четвертичными аллювиальными отложениями. По вещественному составу свита четко подразделяется на две части. В составе нижней части преобладают порфировидные разности: агломераты, туфоаргиллиты, туфы, туфогенно-осадочные породы с подчиненным количеством базальтовых прослоев. В составе верхней части преобладают андезиты и базальты.

Разрез эффузивной толщи относительно выдержан в пределах листа. Следует лишь указать на некоторое сокращение мощности верхней части свиты в направлении с запада на восток, при увеличении мощности нижней части в этом направлении.

Самые низы разреза кизинской свиты, по данным Е. Т. Михайловой и А. Б. Разживина, наиболее полно представлены на побережье Татарского пролива, к северу от пос. Иннокентьевский.

В разрезе на этом участке снизу вверх обнажаются:

1. Андезиты афировые 10 м
2. Туфоаргиллиты красно-бурые с обломками андезитов. В составе цемента — пелловый материал, состоящий из осколовчатых мелких обломков хлоритизированного стекла 20 "
3. Туфы серовато-желтые, слоистые с чередованием в разрезе грубозернистых и тонкозернистых разностей 25 "
4. Андезиты сиренево-серые 40 "

Суммарная мощность 95 м.

Разрез на побережье к югу от пос. Иннокентьевский и М. Успеня в основных чертах повторяет описанный выше. Максимальная мощность нижней части свиты около 200 м.

В долине р. Копин, в 4 км выше устья р. Топты, среди базальтов, залегающих в основании кизинской свиты, обнажается лавовидная пачка туфогенно-осадочных пород, видимой мощностью около 1,5 м.

Снизу вверх над урезом воды обнажаются:

2. Зал. 1988

1. Глины зеленовато-серые видной мощностью	0,8 м ¹
2. Туффы светло-коричневые, содержащие растительные остатки	0,2 "
3. Липиты тонкопестчатые	0,15 "
4. Глины пластичные песчорокшевые	0,2 "
5. Глины глинистые с линзами липитов мощностью до 5 см, залегающих в основании прослой	0,2 "

Выше глины перекрываются пачкой переставленной глинистых и пористых черных базальтов.

Наиболее полный разрез верхних горизонтов свиты изучен близ северной рамки листа, в левобережье р. Сайку (снизу вверх):

1. Базальты мелкопористые кирпично-красные	5 м
2. Над ними залегают (судя по обилию крупного щебня на склоне) пачка переставляющихся черных и темно-серых сливных базальтов	40 "
3. Мелкозернистые стальное-серые	20 "
4. Базальты пористые, красновато-серые с порами, выполненными гидроксидами железа	15 "
5. Андезит-базальты и андезиты серые, афировые и мелкопорфировые, выше сменяющиеся пористыми андезит-базальтами	25 "
6. Базальты крупнопористые, коричневатого-серые	65 "
7. Стекшие агломераты, состоящие из мелких веретенообразных обломков сливных стальное-серых базальтов размером 3—4 см	30 "
8. Доериты черные	10 "

Суммарная мощность пород в разрезе 210 м. Ее можно принять максимальной для верхней половинки разреза кизинской свиты.

К югу от долины р. Коппи верхние горизонты кизинской свиты представлены светло-серыми плитчатыми андезитами, андезит-базальтами и андезит-дальними мощностью около 200 м.

Максимальная мощность свиты 600 м.

Базальты разнообразны по внешнему облику и структурно-текстурным особенностям. Среди них отмечаются как ослинно-пироксеновые, так и ширококеновые (чаще афировые) разновидности. Часто ослинно-пироксеновые хорошо раскисстализованы и близки к доеритам. Платногтаз вкрапленников представлен лабрадором от № 52 до № 60. Оливин обычно образует идиоморфные кристаллы, замещенные гидроксидами железа и идиолитами. Вкрапленники роллинского пироксена образуют гломеропорфировые сростки и ассоциируют с зернами магнетита. Основная масса сложена микролитами лабрадора, моноклиновым пироксеном, рудной пылью и бурым основным стеклом. Для нее характерна микродоеритовая, доеритовая, пилотактовая, интерсертиальная и реже пидомитовая структура. Из акцессорных минералов наиболее характерны магнетит, гематит, апатит и рутил. Вторичные минералы представлены хлоритом, идиолитом, актинолитом, гидроксидами железа.

В более кислых разновидностях андезитов и андезит-базальтов — микролиты платногтаза от № 30 до № 45—50.

Базальтовые туфы и агломераты окрашены в серые, желтовато-серые и буроватые тона. Их петрографический состав в общем соответствует составу базальтов. Размеры обломков колеблются в широких пределах — от долей миллиметра до десятков сантиметров. В цементе преобладает хлоритизированное стекло.

Возраст свиты определяется на основании палеонтологических данных и находок отпечатков флоры. Из растительных отпечатков в туффах М. М. Кошман были определены *Taxodium tinagium* Neet, *Alnus* sp. cf. *Alnus fefersteinii* Neet, *Podites* sp.

¹ В 0,3 км выше по долине р. Коппи, ниже по разрезу, обнаружены черные афировые базальты, которые, вероятно, подстилают туфогенно-осадочную пачку.

В липитах и глинах обнаружена высокая концентрация пылин и спор. П. Н. Соколовой и В. Ф. Морозовой установлено сравнительно высокое содержание спор из сем. *Polypodiaceae* и *Osmiaceae*. В комплексе пылин, насчитывающемся около 50 видов, преобладают покрытосемянные. Среди толокняных преобладает пыльца *Taxodiaceae* (*Taxodium*). Относительно много пылин *Cupressaceae*. Пыльца сем. *Rinaceae* представлена бедно. Отмечен один вид *Rinaceae* и три вида пылин *Tsuga*. Покрытосемянные представлены богато. Редко преобладает пыльца *Alnus* (25%), мало *Betula*, *Corylus*, *Salix*. Сем. *Juglandaceae* представлено одним видом пылин *Juglans*. Среди *Fagaceae* много *Castanea*, мало *Quercus*, единично *Fagus*. Из *Ulmaceae* единично *Zelkova*. Много пылин *Liliaceae*, *Umbelliferae*, *Leguminosae*, *Cornus* мало *Moraceae*, *Rhus*, *Rhamnaceae*, *Myricaceae*, единично *Chenopodiaceae*, *Nymphaea*, *Ilex*, *Acer*, *Serpinus*, *Nyssa*, *Albizia*, *Elaeagnus*. Значительно (5%) неопределенной пылин (главным образом многопоровая пыльца типа *Alnus* *Alnus* *Alnus*).

Спорово-пылевой комплекс свидетельствует о теплом климате, существовавшем в период образования осадков. Тем не менее флора значительно беднее, чем в сравнении с верхнеолитовенской. Время образования глин и липитов наиболее вероятно относится к середине или нижней половине миоцена, поскольку состав флоры еще достаточно богат субтропическими элементами. Таким образом, возраст кизинской свиты наиболее правдиво датировать миоценом без дальнейшего уточнения.

Плиоцен

Туфогенно-осадочные отложения (N₂)

Валуно-галечниковые отложения на территории листа впервые были выделены Е. Т. Михайловой (1953 г.) на левобережье р. Коппи в 2,2 км северо-западной устья р. Андаха. Они прослеживались на протяжении 100—150 м в нижней части склона, выше перекрываясь базальтами совлаговской свиты.

Реакционно-увязочными маршрутами 1961 г. было установлено более широкое развитие этих отложений, чем представлялось ранее. Песчано-гравийно-галечниковые и туфогенно-осадочные отложения были отмечены на левобережье р. Коппи, ниже устья Юли и на водораздельном мысу рек Ботчи и Мулы. где они слагают мало мощные аккумулятивные чехлы террас 100—140 и 200-метрового уровня. Они залегают несогласно с разрывом на образований кизинской свиты или толще опок олигоцен-миоценового возраста и перекрываются базальтами совлаговской свиты.

Наиболее полное разрез туфогенно-осадочной толщи был описан в левом борту долины р. Коппи выше устья р. Андаха (снизу):

1. Туф лигвато-серый псаммит-пелитовый, в средней части с прослоем пелитового туфа лигвато-шоколадного цвета с отпечатками флоры и растительными остатками: <i>Fagus</i> sp., <i>Quercus</i> sp., <i>Castanea</i> sp., <i>Betula</i> sp., <i>Alnus</i> sp., <i>Acer</i> sp., <i>Tilia</i> sp.	1,5 м
2. Туфогалечниковый андезит-базальтов и андезитов (аналогичные андезиты характерны для верхних горизонтов кизинской свиты). Размеры обломков от 1 см до 0,5 м, реже 1 м. Цементирующая масса — псаммитовый туф светло-серого цвета	5—7 "
3. Туфогалечниковый, состоящий из обломков андезитов и черных пористых базальтов. Размеры обломков от 0,5 до 3 см. Содержание до 15—20%. Цементирующая масса — спелый обломки андезитов светло-серого цвета и белых полевых шпатов. В средней части содержат прослой псаммит-пелитового туфа с редкими плохо сохранившимися отпечатками флоры	1,3 "
4. Пачка переставляющихся туфов-песчано-пелитовых, псаммитовых и пелитовых. Размеры галечникового материала пелитовых туфов от 4—5 до 25 см, обломки представлены андезитами серыми и	"

светло-серыми, плагноклазовыми и плагноклазово-роговообман-
ковыми и андезито-базальтами. Цементирующая масса псефито-
вых туфов представлена псаммитовым туфом светло-серого
цвета.

3. Туфогатомераты, аналогичные стю 2. 27—30 м

В 100 м западнее в распадке ручья разрез надстраивается следующими
горизонтами: (возможен некоторый пропуск в разрезе).

6. Вулкано-глибовый горизонт. Обломочный материал пред-
ставлен серыми и темно-серыми андезитами с фелокристаллами
белых полевых шпатов. Размеры обломочного материала от 1
до 0,5 м. Цементирующая масса — псаммитовый туф светло-се-
рого цвета.

7. Туф серый и светло-серый, псефито-псаммитовый. 6—7 "

8. Туф зеленовато-серый, псефитовый. 1,3 "

9. Туф светло-серый, псаммитовый. 1,2 "

10. Туф зеленовато-серый, псефитовый. В составе обломков
андезиты размером до 3—5 м. 0,5 "

11. Туф псаммитовый, рыхлый, с включениями хорошо ока-
танных глыб и валунов андезитов. 15—18 "

12. Туф лигвато-серый псаммитовый. 1,5 "

13. Туф зеленовато-серый псефитовый. Размеры обломков
до 1 см. 0,3 "

14. Туф серый пелитовый. 0,5 "

15. Туф зеленовато-серый псефитовый. 0,2 "

16. Туф серый пелитовый. 0,5 "

17. Туф зеленовато-серый псефитовый. 0,2 "

18. Туфогенные песчанники, слабо уплотненные с включениями
хорошо окатанных глыб и валунов андезитов. 2,5 "

19. Туф лигвато-серый псаммитовый. 3,5—5,0 "

20. Вулкано-гравийно-галечниковые отложения. Обломочный
материал представлен серыми андезитами и коричнево-серыми
дацитами. Преобладают хорошо окатанные валуны и галька раз-
мером 5—25 см, реже до 1 м. 0,5 "

Общая мощность разреза около 95 м.
Выше располагаются базальты совгаванской свиты.
Отмечено, что наиболее пестрый и грубый состав осадков существенно
туфогенного происхождения наблюдается в разрезах на участке левобере-
жья р. Коппи между устьями рр. Сололи и Андаха, приуроченных к восточ-
ному крылу Толты-Мульинского прогиба. При этом происходит постепенное
сокращение мощности этих отложений до полного выклинивания их в рай-
оне долины р. Андаха.

К западу от долины р. Сололи наблюдается постепенное погружение
половых базальтов совгаванской свиты, перекрывающих толщу туфогенно-
осадочных образований, вследствие чего в нижних ярусах эрозионного
рельефа обнажаются лишь самые верхние горизонты толщ, представляющие
более тонкими осадками водного происхождения — глинами, песками, суглин-
ками, содержащими значительную примесь туфогенного материала.

В качестве примера этих отложений можно привести разрез, описанный
на левобережье долины р. Коппи, в 0,7 км ниже устья р. Немн (см. рис. 1):

1. Глина опесчаненная ржаво-бурая, в верхней части стол с орта- ническими остатками.	0,5 м
2. Супесь серая.	0,3 "
3. Песок серовато-желтый мелкозернистый, кварцево-потоходный- товый, в нижней части стол серый мелко- и среднезернистый.	3 "
4. Глина коричнево-серая.	0,5 "
5. Суглинок желтовато-серый с включениями обломков светло- коричневых туфитов.	3,5 "
6. Суглинок серовато-бурый.	0,7 "

Видная мощность разреза около 8,5 м.

Выше залегают базальты совгаванской свиты.

В глинах стю 1 В. Ф. Морозовой был определен споро-пыльцевой
спектр, указывающий на наличие во время накопления хвойных лесов с очень
большим количеством ели и туги и незначительным процентом участия
лиственных пород. Среди пылей хвойных отмечается несколько видов елей
и сосны, некоторые из них не характерны для растительности нашего вре-
мени. Пыльца субтропической и тропической растительности отсутствует,
почти совершенно отсутствует пыльца широколиственных пород растений,
нось. По мнению В. Ф. Морозовой, описанный выше споро-пыльцевой спектр
дает возможность датировать эти отложения плиоценом и даже нижнеце-
птринным временем.

Несколько отгичные данные о возрастном положении этой толщи были
получены при изучении диатомовых водорослей, обнаруженных в суглинках
с обломками туфитов (стю 5). В комплексе преобладают *Melosira scabra*,
M. islandica, *M. islandica*, *M. islandica*. Все они, а также
Epithemia celeris обычны для олиготрофных озер.

Ниже приводится список диатомовых водорослей, определенных
Д. А. Струве: *Melosira antiqua* Moiss., *M. islandica* O. Müll., *M. praeis-*
landica Jousé, *M. scabra* Ostup., *Cyclotella* aff. *rugosa* Pant., *Cos-*
cinodiscus lacustris? Ralfs., *Antrodiscus* (?), *gordoni* cf. *rimosa* Moiss.,
Leptocylindrus ellipticus v. *clavatus*, *T. lacustris* Ralfs., *Fractilaria mioscena*
Kütz., *Nassella gastrum* Ehrh., *E. clevei* Grun., *Eucoscinella* aff. *flexu-*
ella sp. (obd.), *Gomphonema* sp., *G. cf. brachysetum* Grun., *G. cf. abbreviatum*
Ag. Kütz., *G. longicervus* v. *subclavatum* f. *gracile* Hust.

Сравнивая данный комплекс с ранее изученными комплексами диато-
мовых неогенового возраста (Поречкий 1937—1939 г. г., Д. И. Монсева,
1939 г.), можно предположить, что осадконакопление происходило не раньше
среднего миоцена и не позже начала плиоцена. Однако Д. А. Струве ука-
зывает, что диатомовые водоросли очень плохой сохранности (в основном
представлены в виде обломков, большинство створок со следами раство-
рения) и не исключена возможность, что они являются перераспределенными.
Учитывая это, а также и то обстоятельство, что в аналогичных отложениях
в районе мыса «Красный партизан», залегающие в сходных геологических
условиях, В. Ф. Морозовой был установлен комплекс пылей и спор плио-
ценового облика, считаем возможным возраст вмещающих отложений дати-
ровать плиоценовым.

НЕОГЕНОВАЯ — ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

СОВГАВАНСКАЯ СВИТА (N₂ — Q_{sv})

Базальты совгаванской свиты занимают по площади немного более 5%
территории и развиты главным образом в ее северной части, в междуречье
Коппи и Бат. Халы, где имеют максимальную мощность 150—250 м, и в бас-
сейне р. Толты, где они выклиниваются в долине рр. пра-Коппи и пра-
Мульи. В двух пунктах на левобережье р. Коппи, в 2 км ниже впадения
Мульи и на левобережье р. Ботчи, близ ее слияния с р. Мульи, отмечено
залегание базальтовых покровов на древних плиоценовых террасах р. Коппи
(240-метровая терраса) и р. Ботчи (140-метровая терраса). Базальты обра-
зуют плато с уклоном 3—5° в направлении современных базисов эрозии,
ный уклон от периферии к центральному частям базальтовых потоков. Абсо-
лютные отметки подошвы совгаванской свиты постепенно изменяются с за-
пада на восток (от 700 м близ западной рамки листа М-54-XXXXI до 0 м
в нижнем течении р. Коппи). В районе пос. Иннокентьевский подошва сов-
гаванских базальтов находится ниже уровня моря.

По вещественному составу толща однородна и состоит из базальтовых покровов различной мощности (от 0,2—0,3 м до 5—7 м). Пирокластические разности отсутствуют. На границе покровов часто отчетливо выражена стекловатая, смоляно-черная корочка закаливания, иногда покровы разделены маломощными корами выветривания, местами встречаются базальты с шаровой отдельностью. Пористые базальты преобладают. Плотные сливные разности встречаются редко. Окраза пепельно-серая, темно-серая, реже черная. Наиболее полные разрезы изучены на побережье Татарского пролива у пос. Иннокентьевский и к югу от него, а также в нижнем течении р. Коппи в долинах ее притоков — Андаха и Соголги. Так, у северной оконечности бухты Андрея снизу вверх обнажаются:

1. Базальты плотные, темно-серые, массивные, порфировой структуры 2—3 м
2. Базальты плотные, темно-серые, афировые 4 "
3. Базальты серые, крупнопористые, ноздреватые 5 "
4. Базальты красно-бурые, рыхлые, похожие на туфы выветрелые, задегают в форме линз, быстро выклинивающиеся по пространно 1,5—2 "
5. Серые мелкопористые базальты 6 "

Разрез в левом борту долины р. Коппи близ устья р. Соголги близок описанному выше. Здесь снизу вверх обнажаются:

1. Базальты массивные, темно-серые 15—16 м
2. Базальты крупнозернистые, ноздреватые с отчетливо выра- 15 "
- женными выкрипленными светлого плагиоклаза
3. Базальты мелкопористые со слабо выраженной порфировой 10—12 "
- структурой

Среди базальтов преобладают оливково-пироксеновые и пироксеновые разности с нерезко выделяющимися фенокристаллами на фоне основной массы интерстициальной, офитовой или микрокритовой структуры. Основная масса состоит из основного плагиоклаза (лабрадора) и моноклинового пироксена (авгита), почти не затронутых вторичными изменениями (табл. 1).

Из акцессорных минералов присутствуют магнетит и апатит. Спектральным анализом базальтов установлено содержание в них Ti—1%; V, Cr и Mn—0,1%; Ni—0,01%; Pb, Mo, Sn 0,001%.

Синкаптивные анализы (см. табл. 2) подтверждают данные микроскопического изучения. Цветные минералы (магнетитово-железные) составляют до 60% объема породы при равных содержаниях магния и железа ($V=m$). Характерно резкое преобладание Na над K (в 3—4 раза).

Возраст базальтов совпадения свиты датируется как палеоцен-четвер-тинный.

Нижняя возрастная граница установлена в бассейне р. Ботчи, где пористые базальты залегают на галечниках 100—140-метровой террасы.

Найденные остатки диатомовых водорослей в отложениях этой террасы на этом же участке представлены, по определению Л. А. Струве, планктонными видами рода *Melosira* (*M. alpicola* Moiss., *M. praegrandis* f. *stipitata* Jousé, *M. praestans* f. *stipitata* Jousé и др.). Единично найдены *Tetradoculus ellipticus* V. Lanceli f. *subrotunda* Hust. и др.

Найдено два новых вида рода *Coscinodiscus*, не описанных ранее. Большинство установленных форм характерно для миоцена и палеоцена. По заключению Л. А. Струве, более вероятен верхнемiocеновый возраст, однако не исключен и палеоценовый. Последний, исходя из геологической обстановки, представляется более вероятным, так как на Сикота-Алине отложения 100—140-метровой террасы охарактеризованы палеоценовым спорово-пыльцевым спектром.

На левобережье р. Коппи, у становища Ульма базальты совпадения свиты залегают на начке рыхлых пород — глин, песков и диатомитов, охарактеризованных спорово-пыльцевым спектром палеоцен-нижнечетвертинного воз-

раста. Таким образом, возраст базальтов совпадения свиты следует определять как палеоцено-четвертинный.¹

В верхнечетвертинное время произошла незначительная локальная вспыхива вулканизма в бассейне р. Коппи, о чем можно судить по наличию небольших шлаковых конусов, залегающих на 12—15-метровой террасе р. Коппи ниже впадения в нее р. Биголги. По петрографическому составу эти базальты идентичны палеобазальтам.

ЧЕТВЕРТИННАЯ СИСТЕМА

Четвертинные образования сложенными рыхлыми чехлом покрывают все более древние образования. По генезису они подразделяются на морские, аллювиально-морские, морские, болотные, делювиальные, нерасчлененные склоновые и гравитационные отложения. Последние три типа, представляющие существование суффунто-цебиистыми и шебиистами образованиями из-за незначительной мощности на геологической карте не показаны.

Нижний отдел (Q₁)

К наиболее древним четвертинным отложениям, развитым на территории листа, следует отнести рыхлые образования надпойменных террас рр. Коппи и Ботчи высотой до 60 м. Отложения представлены галечниками с суглинками заполнителями. Мощность отложений изменяется от 1 до 3 м. Возраст этих отложений устанавливается по аналогии с соседними территориями (Платоник, 1960), где отложения, сложенные равновысотные поверхности на водоразделе Лудза и Черная Речка, Черная Речка и Дини, охарактеризованы богатым спорово-пыльцевым спектром нижнечетвертинного возраста.

Средний отдел (Q₂)

К среднечетвертинным относятся аллювиальные отложения надпойменных террас высотой 25—40 м рр. Коппи и Ботчи. Аллювиальные отложения представлены галечниками и суглинками с прослоями глин и супесей. Мощность отложений до 3 м.

Отложения равновысотных террас к югу от описанной территории в бассейне р. Самару (у пос. Агуз) охарактеризованы спорово-пыльцевым спектром, по мнению Л. Пашетниковой, указывающим на среднечетвертинный возраст вещающих отложений.

Верхний отдел (Q₃)

Верхнечетвертинные аллювиальные отложения на территории листа состоят II и III надпойменные террасы р. Коппи высотой соответственно 6—8 и 12—20 м и морскую террасу высотой 8—30 м. Все они террасы суглинисто-но-аккумулятивного типа.

Отложения представлены галечниками и гравием, песками и суглинками. Разрез аллювия III надпойменной террасы высотой 15—20 м, вскрытый на левом берегу р. Коппи у устья руч. Лебахана, представлен сверху вниз:

1. Почвенно-растительный слой 0,2 м
2. Супесь желто-бурая с примесью разнозернистого песка, гальки и гравия, реже глыб гранитов и порфиритов 0,5 "
3. Галечники и гравий (с включением глыб и валунов) с песчаным и суглинистым заполнителем. Мощность изменяется от 2 до 6 м, преобладающая 4,5 "

¹ Четвертинный возраст совпадения свиты доказывается достаточно убедительно, поэтому отнесение ее к N₂—Q неоправдано. — *Прим. ред.*

Числовые характеристики кайнозойских вулканогенных образований (по А. Н. Заварицкому)

№ п/п	Порода	Место взятия образца	Числовые характеристики												
			a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n'	φ	t	Q	a/c
Совгаванская свита															
1	Базальт	Р. Ботчи (по А. Б. Кривицкому и Е. К. Дацко, 1948 г.)	10,8	5,3	24,4	59,5	—	32,2	38,3	22,5	73,1	—	—	—	—
2	То же	Там же	9,0	8,5	20,0	62,5	—	40,6	37,2	22,2	84,0	—	—	—	—
Кизинская свита															
3	" "	2 км выше устья р. Апдаха (В. Г. Плахотник и Э. К. Дулькис, 1957 г.)	7,95	7,15	13,87	68,70	68,4	45,8	47,4	—	37,0	16,6	1,0	—	—
4	" "	То же	11,11	6,93	14,4	67,4	—	48,2	45,7	6,0	75,3	17,1	1,0	—	—
5	" "	Р. Коппи, 1,5 км выше ст. Ульма	8,8	6,8	21,1	63,3	—	43,4	47,2	9,4	90,7	8,2	4,5	—	—
6	" "	Р. Ботчи (В. Г. Плахотник, Э. К. Дулькис, 1957 г.)	10,6	9,2	12,9	67,1	—	60,4	33,3	6,2	71,2	31,7	1,4	—	—
7	" "	Р. Мульпа (В. Г. Плахотник, Э. К. Дулькис, 1957 г.)	11,06	7,8	16,7	64,7	—	49,1	43,2	7,6	74,3	16,1	1,5	—	—
8	" "	Р. Коппи (В. Г. Плахотник, Э. К. Дулькис, 1957 г.)	9,8	7,8	12,8	68,8	—	53,2	41,4	5,3	77,2	29,0	1,04	—	—
Кузнецовская свита															
9	Андезито-базальты	Р. Ботчи (по В. А. Ярмолюку, 1948 г.)	9,0	8,5	20,0	62,2	—	40,6	37,2	22,2	84,0	—	—	—	—
10	То же	Междуречье Ботчи — Нельма (А. Б. Кривицкий и Е. К. Дацко, 1948 г.)	8,6	7,1	22,1	62,5	—	38,6	46,9	14,5	81,1	—	—	—	—
11	" "	Р. Мульпа (Разживин А. Б. и Михалина Е. Т., 1954 г.)	10,73	8,3	16,67	63,9	20,0	23,9	54,0	—	71,6	43,5	1,24	—	—
12	Базальт	Р. Ботчи (Л. Б. Кривицкий, Е. К. Дацко, 1948 г.)	8,1	7,2	22,2	62,5	—	37,0	51,0	12,0	81,1	—	—	—	—
13	Липаритовый туф	Р. Ботчи (п. 188, 1962 г.)	12,8	1,5	7,0	78,7	95,3	43,9	20,8	—	38,5	26,7	0,3	30,3	8,5

4. Правый и галечники с песчаным заполнителем. Мощность стол 1,8 м, местами она изменяется от 0,4 до 2,0 м, местами стой выклинивается.

5. Галечники с включением гравия, реже валунов с глинисто-песчаным заполнителем 2,0 м

6. Правый и галечники с песчаным заполнителем, в верхней части стол с линзами и прослойками песка желтовато-бурого, разнозернистого, полимиктового. Мощность колеблется от 1,3 м до 2,2 м, преобладающая 2,0 м.

Суммарная мощность отложений 10—12 м.

В долинах рр. Ботчи и Мульпа (не отражены на карте) отложения III надпойменной террасы имеют более грубый состав, представляли плохого сортированные песчано-правыйно-галечниковые осадки с включением большого количества глыб и валунов. Максимальная мощность аллювия здесь также не превышает 10—12 м.

Аллювий II надпойменной террасы имеет ограниченное развитие в долинах рр. Коппи, Ботчи, Мульпа и их крупных притоков. В его составе наблюдаются галечники и гравий с включениями валунов и линзами разнозернистых песков и суглинков, супеси и суглинки. В верхней части террасы отложения представлены более тонкими осадками — тяжелыми и иловатыми суглинками или супесями, реже песками с редкой галькой и гравием, в нижней — грубыми плохосортированными осадками — галечниками и гравием с включениями валунов.

Мощность аллювия II террасы 1—3 м, реже до 8—10 м.

В аллювиальных отложениях террасы высотой 7 м у пос. Агузу (к югу от исследованной территории) был обнаружен спорово-пыльцевой спектр, позволивший В. Ф. Морозовой датировать возраст вмещающих отложений как верхнечетвертичный.

Морские отложения, слогающие террасы высотой 8—30 м, развиты вдоль побережья Татарского пролива; наиболее широко распространены они между мысами Ича и Успенье и южнее бухты Пуна. Они представлены галечниками с включениями гравия, валунов и линзами песков и суглинков.

Общая мощность морских отложений от 0,5 до 15 м.

Спори и пыльца в описываемых отложениях не обнаружены.

Современный отдел (Q₄)

К современным отнесены отложения I надпойменной террасы, пойменные, аллювиально-морские, морские и богатые образования.

Аллювий I надпойменной террасы и поймы представлен суглинками с галькой, галечниками с суглинистым заполнителем, гравием, песком и супестью. При этом всюду наблюдается горизонтальная и вертикальная зональность распределения фаций осадков от прубозернистых до тонкозернистых в направлении от верховий долин к средним и приустьевым частям их, от основания разреза к верхам его.

Общая мощность аллювия I надпойменной террасы в верховьях долин 1—3 м, в средних и нижних частях — до 5 м.

Современный возраст аллювия I надпойменной террасы подтвержден многочисленными спорово-пыльцевыми спектрами.

Морские и аллювиально-морские отложения, слогающие низкие морские террасы высотой до 4 м и береговые валы той же высоты, развиты в приустьевой части долины р. Коппи (бухта Андрей) и к югу от мыса Тюлений. Они представлены мелко- и среднезернистыми кварцевыми песками с линзами хорошо окатанной гальки и гравия. Мощность отложений, по данным ВЭЗ, около 7 м.

Богатые отложения развиты в долине р. Ботчи, в средней части долины р. Копка.

В устье р. Коппи вскрыт следующий разрез богатых отложений (сверху):

1. Дёрн 0,05 м
2. Иловатый суглинок 0,07 "
3. Торф черный 0,1 "
4. Торф желтовато-коричневый с плохосортированными растительными остатками 1,6—1,7 "
5. Галечник с примесью крупнозернистого песка 1,8 "

В долине р. Ботчи на I надпойменной террасе вскрыты следующие отложения (сверху):

1. Мох 0,1 м
2. Торф буровато-коричневый, плохосортированный 1,8 "
3. Супесь серовато-желтая с прослойками галечника и песка 0,5 "
4. Перепаханная галечника с разнозернистыми песками, в верхней части стол — с линзами торфа 1 "

Мощность богатых отложений от 1,8 до 3,5 м.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузивные образования широко распространены в западной части территории листа. В восточной части они перекрыты мощным чехлом эффузивных образований и обнажаются только на глубоко эродированных участках долин рек и морского побережья. Среди них выделяются три возрастных комплекса: раннепалеогеновый, позднепалеогеновый и неогеновый.

Раннепалеогеновые интрузии

Раннепалеогеновые интрузии по составу подразделяются на три группы, соответствующие разным фазам образования. К первой фазе относятся массивы диоритов, монзонитов, кварцевых монзонито-диоритов и гранодиоритов. Вторая фаза (основная) представлена гранитами биотитовыми, биотит-роговообманковыми и роговообманковыми. Взаимоотношения первых двух фаз наблюдались в двух массивах в бассейне кт. Буница и в среднем течении правого притока р. Дьякова, где гранодиориты и диориты первой фазы инфильтрованы гранитными жилами и апофизами. Кроме того, диориты образуют крупные ксенолиты в биотитовых гранитах. Диориты на контакте испытывают метасоматические изменения. Выделение третьей фазы гранит-порфиров в известной степени условно из-за того, что взаимоотношения с образованиями более ранних фаз не изучены (пространственно массивы разобщены), хотя в ряде пунктов на левобережье р. Коппи ниже устья р. Сагды-Быха отмечались интрузивные контакты крупных даек гранит-порфиров мощностью до 100—150 м с биотитовыми гранитами второй фазы.

Интрузивные породы первой фазы

К первой фазе принадлежат интрузивные тела, сложенные диоритами, гранодиоритами, редко кварцевыми монзонитами, расположенные в бассейне р. Инды, в междуречье кт. Буница и р. Сыгдига, на левобережье р. Коппи на участке впадения р. Калку и Сагды-Быха и в других местах.

Размеры массивов незначительны — от 1 до 5 км², реже до 10—40 км². Индианский массив расположен в среднем и верхнем течении р. Инды — восточного притока р. Коппи. Вмещающими породами служат преимущественно песчановые толщи удюинской свиты. Массив вытесняет в северо-восточном направлении, повторяя просиживание мезозойских складчатых структур. В плане он имеет неправильную овальную форму и извилистые очертания контуров. Контакты массива, судя по довольно широким ореолам (до 5 км) контак-

тового метаморфизма и многочисленным апофизам, по-видимому, очень пологие.

Массив неоднороден по составу, однако в распределении отдельных разновидностей никаких закономерностей не отмечено. Он сложен диоритами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами, кварцевыми монцонитами. В периферических частях массива породы приобретают порфировидный облик.

Диориты (δR_1), составляющие большую часть массива, представляют собой среднезернистые серые, почти бесцветные породы, состоящие из плагиоклаза (андезина № 40—52)—45—60%, калиевого полевого шпата — до 5—10%, пироксена или роговой обманки, реже биотита. Содержат темнокислые минералы от 30 до 35%. Кварц в породе редок, составляет не более 5%. Акцессорные минералы: сфен, лейкоксен, апатит, ильменит, рутильный минерал.

Кварцевые диориты (δR_2) микроскопически отличаются от диоритов только содержанием кварца (до 15%) и незначительным количеством калиевых полевых шпатов (до 3—5%).

Кварцевые монцониты (δR_3) и монцониты (δR_4), которыми сложены краевые части интрузии, вблизи контактов с гранитоидными породами представляют собой зеленовато-серые крупнозернистые породы, состоящие из плагиоклаза (андезина № 30—45) — 50—55%, калиевого полевого шпата — 30—35%, роговой обманки и биотита — 10—15% и кварца — 3—5%. Вторичные минералы представлены хлоритом, эпидитом и цинцитом. Акцессорные минералы — маршпит, апатит, сфен. Структура гнидоморфнозернистая с участками микропегматитовой.

Гранодиориты (γR_1) встречаются в равной степени как в центральных, так и периферических частях массива и всегда связаны постепенными переходами с диоритами. Это светлые крупно- и среднезернистые породы, представляющие плагиоклазом (андезином, андезин-олитоклазом 30—42) — 40—50%, калиевым полевым шпатом — 15—30%, кварцем — 20—25%, биотитом и роговой обманкой — 10—25%. Акцессорные минералы: апатит, циркон, сфен, рутильный минерал.

Порфировидные разновидности, наиболее часто встречающиеся в ассоциации с гранодиоритами, обнаруживают большее сходство минералогического состава с последними. Порфировые выделения этих пород представлены таблитчатым андезитом зонального строения.

Интрузия междуречья Бунуча и Сытыли в виде разобщенных массивов вскрывается в бассейне кт. Бунуча и на левобережье р. Сытыли. На водоразделе этих рек сохранились останцы кровли, сложенные сильно орозовыми кварцевыми песчаниками удолитской свиты, которые в виде непрерывной постепенно расширяющейся полосы протягиваются в северо-восточном направлении к северо-восточному контакту интрузии. На этом основании можно предположить, что плоскость контакта полого наклонена в северо-восточном направлении, погружаясь под эффузивно-осадочные образования лавового возмоста. На западе и юге интрузия прорвана гранитами Витольинского интрузива.

Массивы сложены мелкозернистыми роговообманковыми диоритами и мезократового облика. В центральных частях массивов диориты состоят из плагиоклазов (андезин, андезин-лаборатор № 48—60) — 50—60%, роговой обманки — 25—35%, реже до 40% короткопризматической формы, калиевого полевого шпата и кварца — до 5%. Структура гнидоморфнозернистая.

В краевых частях, преимущественно вдоль контакта с гранитоидами, наблюдается зона осветленных, по-видимому, гидридных монцонито-диоритов, в которых удлиненно-призматическая и шестоватая роговая обманка черного цвета составляет до 30% всей массы породы.

В промежутках между ней развиты калиевые полевые шпаты (30%) и плагиоклазы (андезин № 30—34) — 30—40% с примесью незначительного количества кварца. Плагиоклазы резко идиоморфны по отношению к калиевым полевым шпатам. В направлении к контакту с гранитоидными породами темнокислых минералов уменьшается. Соответственно увеличивается содержание

железа кварца, который вместе с полевыми шпатами располагается гнездообразно.

Несколько разобщенных выходов кварцевых диоритов и гранодиоритов на правобережье р. Коппи, у устья руч. Камку и Сатды-Баха, представляют собой, очевидно, единый сравнительно крупный массив, большая часть которого перекрыта базальтами кизинской и сыгаанской свит.

Кварцевые диориты имеют следующий минералогический состав: плагиоклаз (андезин № 40—45) — 70%, калиевый полевой шпат — 5%, роговая обманка — 15%, кварц — 10%. В ничтожном количестве в ассоциации с амфиболитами присутствуют зерна пироксена. Акцессорные представлены маршпитом и апатитом.

К этой же фазе относятся образования, генетически тесно связанные с эффузивными породами самаргинской свиты. Они объединяют породы жерновой фации эффузивов, коринг излияний и лакокиты, которые должны быть выделены из состава эффузивных образований как единая генетическая группа интрузивных проливлений магматической деятельности на раннем этапе развития посторосинклинального тектоно-магматического цикла.

Подобного рода интрузии наблюдались в бассейне лезового безмяинного притока р. Коппи, северо-западнее устья р. Дикомы, а также на правобережье р. Коппи западнее кт. Байннга. Площадь массивов до 1—2 км². Выделяющиеся породы — андезиты самаргинской свиты.

Массивы характеризуются хорошо различной зональностью, выражающейся в том, что центральные части их сложены хорошо раскристаллизованными диоритами и монцонито-диоритами, постепенно сменяющимися к периферическим частям тонкокристаллизированными диоритовыми и плагиоклазовыми порфиритами. Эти породы сплошным кольцом окружают интрузивный массив и при удалении от последнего постепенно сменяются андезитами самаргинской свиты.

Помимо горизонтальной зональности отмечается и вертикальная зональность, обнаруживаемая в относительно крупных массивах. На глубоко эродированных территориях диориты наблюдаются только в днищах долин и распадков. Выше по рельефу они переходят в мелкокристаллизированные и порфировые породы гипабиссального облика.

Диориты центральных частей интрузий представляют собой мелко- и среднезернистые породы мезократового облика, состоящие из плагиоклаза (андезина № 36—42) — до 50%, калиевых полевых шпатов — до 15%, роговой обманки — 30—35% и кварца — до 5%. Структура диоритов гнидоморфнозернистая.

Кварцевые монцонито-диориты, постепенно сменяющие диориты, состоят из удлиненно-призматических зерен плагиоклаза (андезин-олитоклаза) — 30—40%, калиевого полевого шпата — 25—30%, роговой обманки, биотита — до 20% и кварца — 10—15%. Акцессорные минералы представлены сфеном, цирконом, апатитом и рутильным минералом.

Плагиоклазы интенсивно альбитизированы и серцитизированы. По роговой обманке развиты биотит и хлорит (типа кинноктора). Биотит сильно корродированный, участки замещен радиально-лучистым хлоритом. Участками содержание темнокислых минералов увеличивается до 60—70%.

Диоритовые и плагиоклазовые порфириты, образующие внешнее обрамление интрузии, — зеленовато-серые и темно-серые тонкокристаллизированные породы порфирового и реже афирового сложения. Фенокристаллы представлены таблитчатыми зернами андезина размером от 2 до 5 мм, сильно эпидитизированного и серцитизированного. Содержание выкристалликов до 30%.

Основная масса состоит из лейт-плагиоклаза, хлорита, серцита и обильного расплавленного рудного минерала.

Интрузивные породы второй фазы

Породами второй фазы образованы крупные массивы бассейна рр. Коппи и Байнни, известные в литературе под названием Витольинской интрузии, а также массивы бассейна р. Дикомы и ее притоков составляющих.

Крупный массив бассейна рр. Коппи и Бяполи площадью около 250 км² сложен лейкократовыми биотитами и биотит-роговообмановыми гранитами (VРGt). Гранодiorиты присутствуют в подчиненном количестве, встречаемся главным образом в периферических частях массивов. Вмещающие породы представлены андезитами самаргинской свиты и комплексом осадочных образований верхнемелового возраста.

Хорошая обнаженность интрузива и достаточно глубокая современная эрозия его по сравнению с другими интрузивными массивами позволяет установить вертикальную зональность в распределении зернистых структур — наиболее пониженный участок рельефа приурочены более крупнозернистые граниты, крупно-, средне- и неравномернозернистые, порфировидные со среднезернистой основной массой. Выше по рельефу наблюдается переход в порфировидные граниты с мелкозернистой основной массой.

К периферическим частям интрузива приурочены небольшие массивы порфировидных гранитов с аplitовидной основной массой.

При таком разнообразии структурных разновидностей петрографический состав гранитов остается почти одинаковым.

Общность происхождения выделяемых разновидностей доказывается тождественным соотношением порообразующих минералов: калиевый полевой шпат — 45—51%, плагиоклаз — 10—20%, кварц — 22—30%, биотит — 3—5%. Кроме перечисленных порообразующих минералов в гранитах присутствуют акцессорные минералы: апатит, ортит, рутиловый минерал. Для порфировидных гранитов с аplitовидной основной массой весьма характерны крупные выделения красно-бурого рутила. Из вторичных минералов наблюдаются хлорит, эпидиот, лейкоксен, серпент, карбонат, цонзит.

Для неравномернозернистых и порфировидных биотитовых гранитов со среднезернистой основной массой характерно интенсивное замещение плагитов калязов калиевыми полевыми шпатами, вследствие чего нередко возникают трианглярные порфировидные структуры. Одновременно с этим процессами наблюдается замещение биотита хлоритом, сопровождаемое образованием идиоморфных сагитт и лейкоксена. В ряде случаев среди новообразованных идиоморфных шпатов наблюдаются значительные скопления рутиловидных калиевых полевых шпатов, развиваются по титаноносительным биотитам.

На левом берегу р. Коппи, против устья р. Салаги, среди среднезернистых биотитовых гранитов наблюдается мелкозернистая габброидная, богатая биотитом порода. Граниты в контакте приобретают крупнозернистость, пегматитовидное строение с размером зерен до 0,5 см, а габброидная порода пересечена пегматитовыми прожилками, состоящими из розового полевого шпата и моноклинового кварца.

Однородность петрографического состава Бяполинского интрузива настолько нарушается повышением в его северо-западной и западной части биотит-роговообмановых гранитов и гранодiorитов (VРGt), что можно было бы сравнить с лейкократовыми биотитовыми гранитами органическим распределением. Для них характерен следующий минералогический состав: калиевый полевой шпат и плагиоклаз (олигоклаз, олигоклаз—андезин) содержится в равных количествах — 30%, кварц — 25—30%, темнопольный минерал — до 5—8%, реже до 15%. Структура аplitоноформнозернистая, переходящая к гипидиоморфнозернистой.

Аналогичные интрузии роговообмановых гранитов и гранодiorитов отмечаются в бассейне правых притоков р. Дявома.

Интрузивные породы третьей фазы

Небольшой массив гранит-порфиров наблюдается на левобережье р. Инды, на водоразделе левых притоков рр. Нолин и Коппи, Гуйяну и Ситыли и Ситыли. Площадь массивов колеблется в пределах 3—12 км².

Вмещающими породами являются мезозойские осадочные отложения, образованные самаргинской свиты и толщ кислых эффузивов, а также интрузивные породы Бяполинского интрузива.

Наиболее полно изучен массив левобережья р. Инды.

Интрузия однородна по составу. Преобладающими породами являются гранит-порфиры (VРGt) с крупными хорошо кристаллографически оформленными зернами кварца размером до 3—5 мм. Порфировые выделения гранит-порфиров поименованы кристаллов кварца, представляющие калиевые полевые шпаты. Основная масса сложена калиевыми полевыми шпатами (ортоклазом) — 40—50%, плагиоклазами (альбитом) — 15—20% и кварцем — 30—40%, последний часто в пегматитовом сростании с калиевыми полевыми шпатами. Структура основной массы микроалитовая или микропегматитовая.

В центральных частях массива наблюдаются лейкократовые гранит-порфиры с аplitовидной основной массой и аplitовидные граниты (VРGt), по внешнему облику напоминающие порфировидные граниты с аplitовидной основной массой, выделенные в пределах Бяполинского интрузива.

Интрузивные образования раннепалеогенового комплекса сопровождаются серией жильных образований, среди которых можно выделить две группы. К первой группе относятся гранит-порфиры, гранодiorит-порфиры, кварцевые порфиры, аplitовидные граниты и пегматиты, располагающиеся, как правило, в пределах интрузивных массивов, преимущественно в их периферических частях. Они слоятся жилы мощностью от 1 см до 1 м и дайки мощностью от 5 до 100 м.

Жильные породы второй группы представлены диорит-порфиритами и андезитами. Дайки, образованные этими породами, имеют небольшую длину — 25—40 м и мощность от 0,1 до 5 м. Пространственно эти дайки не связаны с интрузивными массивами и чаще наблюдаются за их пределами.

Гранит-порфиры (VРGt), гранодiorит-порфиры (VРGt) и кварцевые порфиры (VРGt) пространственно тесно связаны с массивами порфировидных лейкократовых гранитов с аplitовидной основной массой. Близость петрографического состава этих пород свидетельствует также об их тесной генетической связи.

Гранит-порфиры — лейкократовые породы порфирового сложения. Вкрапления представлены плагиоклазами (олигоклаз № 20—25), калиевыми полевыми шпатами, кварцем и биотитом. Размеры вкраплений до 3—5 мм, содержание их до 50%.

Основная масса сложена плагиоклазами, калиевыми полевыми шпатами и кварцем, реже биотитом и эпидиотом. Структура основной массы микроалитовая, микропегматитовая.

Аplitовидные граниты (VРGt) — лейкократовые породы, состоящие из калиевого полевого шпата, в основном пертита — 30—40%, кварца — 40% и плагиоклаза (альбита) — 18—20%, редко биотита — до 2%. Структура аplitов паналогноформнозернистая, аplitовая. В устье р. Камку аplitовые прожилки габброидного характера и содержат наряду с калиевыми полевыми шпатами микропегматит, крупные кристаллы олигоклаза, скопления эпидиота и ярко-зеленого хлорита. Структура породы микропегматитовая.

Особый интерес среди жильных образований первой группы представляют пегматитовые граниты и пегматиты, приуроченные к зонам брекчирования северо-западного простирания. Пегматиты образуют быстро выклинивающиеся жилы и линзы мощностью от 1 до 20 см протяженностью нередко до 5—10 м. Часто пегматитами сложены центральные части аplitовых жил. В общей сложности на участке западнее устья р. Бяполи встречено до 20 пегматитовых жил и шширообразных пегматитовых тел.

Пегматиты (P) состоят из калиевого полевого шпата и кварца. В подчиненном количестве присутствуют альбит и биотит. Размеры кристаллов до 5—10 см. Нередко они сопровождаются режками кристаллами горного хрусталя и раух-топазом размером до 10—12 см по длинной оси. Акцессорные минералы представлены ортитом, магнетитом и апатитом.

Диорит-порфиры (Dp) представляют собой зеленовато-серые порфировые породы. Порфировые выделения образованы плагиоклазом (андезином № 38—42) зонального строения. По плагиоклазу развиты серпентит, эпидиот,

кальцит. Значительно реже во вмещающих развиты роговая обманка или моноклинный пироксен. Основная масса диорит-порфиров сложена платно-клязом, небольшим количеством каллевого полевика и кварца, биотитом и роговой обманкой. Структура основной массы микрокристаллическая.

Андезиты (ц) — зеленовато-серые порфировые породы. Вкрапленники представлены исключительно плагиоклазом (андезитом № 40) таблитчатой формы размером до 1,5 мм. Содержание вкрапленников около 15—20%. Основная масса состоит из стекла, в котором беспорядочно распределены микролиты плагиоклаза и зерна рудного минерала. Основная масса хлоритизирована и эпидитизирована.

Интрузивные образования раннепалеогенового комплекса сопровождаются обширными ореолами контактового метаморфизма. Зона контактового изменения пород имеет ширину от 2 до 5 км, что подтверждает незначительную крутизну контактов интрузивных тел с вмещающими породами. Контактные изменения вмещающих пород выражаются в основном в ороговении и окваривании.

В непосредственной близости от контакта наблюдаются роговики, в удалении от него — оквариванные породы. Роговики представляют собой плотные крепкие породы, состоящие из кварца, серпидита, биотита, пирита, иногда апатита и карбоната.

Контактные изменения в эффузивных породах выражаются в образовании вторичных минералов хлорита, эпидота, уралита и кальцита.

Для эндоконтакта гранитов характерно обогащение каллевым полевиком и интенсификация альбитизации.

Плотно контактового метаморфизма интрузивные образования несут следы пневматолитовой и гидротермальной деятельности, выражающейся в образовании зон преизенизированных пород и формировании кварцевых жил, несущих сульфидную и оловянно-молибденовую минерализацию.

Рационально-уязвимыми маршрутами были обнаружены две довольно значительных зоны преизенизированных пород. Первая из них встречается на северо-востоке р. Копчи в приустьевой части р. Камку шириной до 4 км. На левобережье р. Копчи она перекрыта базальтами клинковой и солявской свит. Второй участок преизенизации отмечен в долине левого составляющего свит. Миссева. Оба участка приурочены к зоне крупного нарушения северо-восточного простирания. Кроме того, в пределах Бюльинского интрузива и особенно в интрузии гранит-порфиров правобережья р. Илди часто можно наблюдать кварцевые жилы, окаймленные оторочками мусковита и серпидита, напоминающими грейзен.

Грейзенизация подтверждается преимущественно среднезернистые граниты и порфировидные граниты с асимметричной основной массой. Грейзены развигались вдоль вертикальных трещин отдаленности и часто оказываются тесно связанными с рудными прожилками. Центральные части трещин вымываются мелко- и среднезернистыми породами, содержащими мелкозернистую кварцевую массу. Кварцевые жилы мощностью 2—3 см, далее располагаются пологие кварцевые-мусковитовые породы, содержащие мелкозернистую кварцевую массу. Кварцевые жилы и кварцевые породы, содержащие мелкозернистую кварцевую массу, являются типичными для грейзенов. Затем располагается зона сильно мусковитизированных и серпидитизированных гранитов, постепенно переходящих в неизмененные породы. Преизенизированные граниты имеют характерную обильную вкрапленность сульфидов.

Возраст описанного комплекса устанавливается на основании следующих данных. Ранние фазы интрузивных образований, тесно связанные с эффузивными образованиями самаринской свиты, следует, по-видимому, датировать ранним палеогеном. Внедрение гранитов и диоритов более поздней (основной) фазы произошло уже после формирования эффузивов самаринской свиты и толщи кислых эффузивов, с которыми граниты имеют интрузивные контакты.

Абсолютный возраст гранитов Бюльинского интрузива, по данным Э. П. Исаева, составляет 60 млн. лет.

Позднепалеогеновые интрузии

Позднепалеогеновые интрузивные образования имеют на территории листа ограниченное распространение и представляются незначительными площадями массивов и штокообразными телами. Интрузивные тела, по-видимому, сформировались в несколько фаз.

Породы первой фазы, представленные габбро и габбро-диоритами, диорит-порфритами и андезитами, образуют штоки и небольшие массивы площадью 1—2, реже до 5 км², либо наблюдаются в краевых частях интрузии между реками р. Копчи и Илди.

Габбро (vPgs) и габбро-диориты (vδPgs) состоят из платно-кляза (диоритора № 35 и андезита 32—35) — 60%, пироксена и уралитовой роговой обманки — 35—40%. В некоторых случаях присутствует только уралитовая роговая обманка. В ассоциации с последними часто наблюдаются эпидит, хлорит и рудный минерал — до 5%. Структура габбровая, в периферических частях массивов часто порфировидная.

В долине р. Ботчи выше устья р. Кушчи штокообразное тело сложено в центральных частях диорит-порфритами, в периферических — андезитами. Порфировые выделения представляют плагиоклазом (андезитом № 30—35) и роговой обманкой. Содержание вкрапленников до 30%. В диорит-порфритах наблюдаются обломки базальтов размером до 5 см в диаметре, по внешнему облику напоминающие образования кузнецовской свиты.

Некоторые из этих интрузий носят ясно субвулканический характер и генетически, вероятно, связаны с эффузивными образованиями кузнецовской свиты эоценового возраста.

Контактовый метаморфизм вмещающих пород часто проявляется в появлении малоомной полой закаливания и угловатости пород. Реже контактовые изменения сопровождаются хлоритизацией и эпидитизацией.

Интрузивные образования второй фазы слагают крупные массивы в междуречье Копчи и Илди и на правобережье р. Ботчи, выше устья р. Кушчи. Остатки массивов (гора Джар, мыс Пуна) имеют незначительные размеры, вскрываясь из-под покрова более молодых эффузивных образований.

Массив бассейна р. Илди и междуречья последней и р. Копчи площадью около 100 км² имеет неправильную овальную форму, слегка вытянутую в меридиональном направлении. Вмещающими породами на западе и востоке являются эффузивы самаринской свиты и толщи кислых эффузивов, на севере и юге — граниты Бюльинского интрузива. В юго-восточной части массива перерываются базальтами клинковой свиты.

В составе интрузии существенная роль принадлежит гранодиоритам, диоритам, кварцевым диоритам, реже гранитам и сиенит-диоритам, связанным между собой постепенными переходами.

Гранодиориты (vδPgs) — среднезернистые лейкократовые породы, состоящие из плагиоклазов (олгиноклаз-андезина № 30—32) — 40%, каллевого полевика — 10—25% в петалитовом сростании с кварцем — 20%, роговой обманки, биотита, реже пироксена — 20—25%. Местами наблюдается вторичная роговая обманка по пироксену.

Аксессорные минералы — апатит, фен, рудный минерал.

Диориты (δPgs) и кварцевые диориты (δvPgs) встречаются значительно реже гранодиоритов. Это мелко- и среднезернистые породы, в составе которых преобладает плагиоклаз (андезин № 38—42) — 55—60%. Остаточные минералы присутствуют в следующем количестве: роговая обманка — 25—30%, каллевого полевика — 1—3% и кварца — до 10%. Аксесорные минералы: апатит и циркон.

По данным В. А. Булатова (1931), второе место по площади распространения после гранодиоритов и диоритов занимают кварцевые сиениты (δvPgs) и сиенит-диориты. Среди них выделяются кварцевые и кварцевые сиениты. Макроскопически это среднезернистые серые и розовато-серые породы, состоящие из плагиоклазов (андезин-диоритора № 35—45), розовых каллевого полевика (содержание изменяется в широких пределах),

авита, ротовой обманки удлиненно-призматической формы (25—30%) и кварца (15—20%). Структура гипидиоморфнозернистая, участками приобита к мондионитовой.

В периферических частях массива отмечаются гранодиориты и диориты с порфировыми выделениями плагиоклазов и ротовой обманки.

Граниты наблюдаются незначительно редко в приконтактовых участках массива. Граниты сложены плагиоклазом (олигоклаз № 25—27) — 15—25%, калиевым полевым шпатом — 35—50%, кварцем — 30% и ротовой обманкой — 5—10%. Количественное соотношение минералов, выходящих в состав гранитов, свидетельствует о том, что эти граниты несут следы гиподиоризма, выражающиеся в увеличении количества темновесных минералов и калиевого полевого шпата.

Массив м. Пуна сложен гранодиоритами лилового-серого цвета, по внешнему облику напоминающими с одной стороны гранодиорит-порфиры горы Джари, с другой — интрузию гранодиоритов между ручья Коппи и Ый. Вмещающими породами являются диориты второй фазы раннеалтеогенного комплекса, которые в большом количестве присутствуют в виде ксенолитов в апикальных частях массива. Размеры ксенолитов от 1 до 20 см. В ксенолитах наблюдаются разности диоритов с характерными шестоватыми и игольчатыми кристаллами черной ротовой обманки размером до 5—6 мм, обычно развивающиеся на контакте диоритов интрузий с гранитами. Близкого интрузива. В гранодиоритах помимо указанных ксенолитов были встречены обломки базальтов темно-серых, крепких с порфировыми выделениями плагиоклазов. Аналогичные базальты на левобережье р. Ботчи развиты в составе кузнецовской свиты.

Гранодиориты ($\gamma\delta P_{G2}$) представляют собой серые и лилово-серые мелко- и среднезернистые породы, состоящие из плагиоклаза — 40%, калиевого полевого шпата — 10%, ротовой обманки — 25%, кварца — 20%, рудных минералов.

Плагиоклаз присутствует в виде кристаллов таблитчатой формы размером до 1—2 мм, представлен олигоклазом-андезином и ангезином № 30—32 зонального строения, замещенным эпидитом, полизитом и хлоритом. Калиевый полевой шпат сильно пегматизированный, часто в пегматитном сростании с кварцем. Кварц присутствует в двух генерациях — более ранний находится в взаимном прорастании с калиевым полевым шпатом, более поздний в виде ксеноморфных зерен выполяет промежутки между другими минералами. Гранодиорит-порфиры горы Джари, объединяющиеся в устье 20-метровой морской террасы, представляют собой мелкозернистые лилово-серые порфировые породы. Вкрапленники представлены олигоклазом-андезином, реже лабрадором № 50 зонального строения размером до 2 мм. Кислое разнообразие плагиоклазов окружены каймами калиевого полевого шпата. Основная масса сложена калиевым полевым шпатом, кварцем и биотитом с включениями магнетита, сфена и апатита. Кварц образует мелкие червеобразные вроски в калиевом полевым шпате.

Граниты (γP_{G2}) встречаются на двух участках к северу и северо-западу от горы Джари, вскрываясь из-под покрова базальтов кизинской свиты в днищах долин мелких рек.

Граниты мелкозернистые, лилово-серые, биотитовые, имеют следующий минералогический состав: калиевый полевой шпат — 40%, плагиоклаз — 25%, кварц — 20% и биотит — 15%. Плагиоклаз, представленный олигоклазом-андезином, более идиоморфен по отношению к зернам калиевого полевого шпата и кварца. Биотит, как правило, ассоциируется с магнетитом. Редко в нитчатом количестве присутствует зеленая ротовая обманка. Акцессорные минералы представлены цирконом и сфеном. Вторичные минералы сложены скоплениями мелких зерен пегматизированного альбита. Структура породы гипидиоморфно-зернистая.

К группе жильных образований, секущих породы позднеалтеогенового комплекса, относятся диорит-порфиры ($\delta\mu$), дациты (ξ) и апатиты (η). Они состоят из дайки и жилы мощностью от 1 см до 5 м. Наиболее распространенные минералы этой группы — апатиты розовато-серого и розового цвета, по своему

облику и составу сильно напоминающие апатиты р. Камку. С ними связаны мажорные прожилки, чаще всего сленые, выполенные кварцево-полевыми веществами. Залбылановые участки прожилков обогащены игольчатым эпидитом и турмалином, образующим розетки диаметром от 0,4 до 1 см. В ассоциации с ними наблюдаются листовые столы (хлорит?) яркого голубовато-зеленого цвета. Мощность эпидитово-турмалиновых прожилков колеблется от 1 до 10 см, размер включений 10×20 см.

Олигоценый возраст описанного комплекса устанавливается на том основании, что у северного окончания бухты Гроссвенчи в обрыве 12—20-метровой морской террасы гранодиорит-порфиры горы Джари прорывают зетеново-серые андезиты кузнецовской свиты. Андезиты на контакте ороговывающих и пронизаны жилами сильно измененных гранодиорит-порфиров, в тонких прожилках имеющих апатитовидный облик.

В 150 м северо-восточнее описанного интрузивного контакта мелкозернистые лилово-серые биотитовые граниты перекрываются туфогеломеритами, состоящими из слабо окатанных обломков тех же гранитов и андезитов и застывшими в основании толщи плотных черных базальтов кизинской свиты. К неогеновым интрузиям относятся массивы кт. Мишунина и Степановой Речки, а также несколько куполовидных неков в бассейне р. Начага, на левобережье р. Коппи, вблизи устья Сагали, и в правом борту долины р. Муляя.

Массив кт. Мишунина площадью около 20 км² прорывает туфогеломеритно-осадочные и эффузивные образования кузнецовской и кхунинской свит и перекрывается базальтами и андезито-базальтами кизинской свиты.

Неогеновые интрузии

Формирование интрузии происходило на незначительной глубине и в не-скольких этапах, в каждый из которых внедряющаяся незначительная порция магмы вступала во взаимодействие с ранее расшистализовавшейся. Это обусловило появление целой гаммы переходных разностей от габбро до гранитов. Наличие крупно- и неравномернозернистых структур в габбро и кварцевых уралитовых габбро, неравномерное сочетание таких минералов как кварц и основной плагиоклаз (лабрадор), значительно более интенсивный метаморфизм основных разностей пород, а также многочисленные индексы гранитной магмы в диоритах и гранодиоритах, — все это свидетельствует о гибридном характере этих пород.

Кратко приведем описание выделенных разностей интрузии кт. Мишунина. Ротовая обманка полевого габбро наблюдается на незначительной площади в западной части массива. Это средне- и крупнозернистые породы, состоящие из плагиоклаза (лабрадора № 65) — 75% и ротовой обманки — 25%. Плагиоклазы интенсивно сороситизированы. Ротовая обманка замещена хлоритом. В незначительном количестве присутствует рудный минерал. Структура ошфовая.

Пироксен-ротовая обманка полевого кварцевого габбро представляет собой крупнозернистые темно-серые породы, состоящие из плагиоклаза (лабрадора № 56) — 55—60%, пироксена — 10%, ротовой обманки — 15%, кварца — 3—5%. Отмечается значительное содержание рудных минералов — до 15%. Плагиоклаз интенсивно сороситизирован. Яркоцветные минералы замещены уралитом и хлоритом. Структура габбровая.

Кварцевое уралитовое габбро встречается всегда с ротово-обманковым габбро. Состоит из плагиоклаза (основного андезина) — 80%, уралита — 12%, кварца — 5% и рудного минерала — 3%. Плагиоклаз присутствует в виде идиоморфных кристаллов призматической формы. Отдельные кристаллы его замещены эпидитом и полизитом. Уралит развивается по пироксену и наблюдается в ассоциации с хлоритом, эпидитом и полизитом.

Диориты (δV^2) и кварцевые диориты встречаются довольно редко. В их составе наблюдаются плагиоклазы (андезин № 38—42) — 40—55%, ротовая обманка — 25—30%, калиевый полевой шпат — 10—15%, кварц — 10%. Акцессорные минералы: циркон, апатит.

Гранодиориты (VbN^2) роговообманковые и биотит-роговообманковые серые и зеленоватые-серые среднезернистые породы, состоящие из плагиоклаза — 40%, калиевого полевого шпата 10—15%, кварца — 20%, роговой обманки и биотита — 20%, рудного минерала — до 5%.

Плагиоклаз представлен андезитом и андезит-оглиоклазом № 28—32 зонального сложения, интенсивно эндогеннопроваженным и хлоритизированным. Калиевый полевой шпат обычно наблюдается в пематитовом сростании с кварцем.

Роговая обманка находится в реакционном сростании с биотитом, интенсивно замещена хлоритом. Структура гранодиоритов глинистоморфнозернистая, в некоторых случаях порфировидная.

Граниты (VN^2), состоящие большей частью из массива, представляют собой розовые и розовато-серые средние и неравномернозернистые породы. Состоят из плагиоклаза (оглиоклаза № 25—27) — 15—25%, калиевого полевого шпата — 35—50%, кварца — 30% и роговой обманки. Калиевый полевой шпат в пематитовом сростании. Роговая обманка местами почти целиком замещена хлоритом.

Жилы породы представлены многочисленными маломощными (от 1 см до 1 м) жилами розовато-серых алитов, а также базальтов (B^1) и андезито-базальтов (aB^1).

Контактовые изменения вмещающих пород проявляются не везде, достаточно ясно и с разной степенью интенсивности. Они выражаются в окварцевании, потемнении и угловении пород с последующим наложением процессов хлоритизации и эпидотизации.

Наиболее молодыми экзугенными образованиями района являются неки дацитов и липаритов, прорывающие андезито-базальты кизинской свиты. Некие незначительны по площади, самый крупный из них в бассейне р. Начата имеет площадь не более 1,5 км². Для них характерны крутые и вертикальные контакты и широкое развитие в приконтактовой части туфаломератов и лавобрекчий, заключающих в себе обломки вмещающих пород. Результаты химических анализов интрузивных образований всех трех комплексов приведены в табл. 2.

Среди интрузивных образований раннепалеогенового комплекса четко различаются две естественных ассоциации. Первая, соответствующая диоритам, кварцевым моноклитам и кварцевым диоритам, характеризуется нормальными составами, приближающимися к среднему составу подобных пород по Дани. Отдельные их разновидности обогащены глиноземом при соответствующем увеличении фемической составляющей. Вторая группа, соответствующая образующимся Битюнского интрузива, обнаруживает застойное пересечение глиноземом. На диаграмме она занимает промежуточное положение от кварцевых диоритов до аликитов. От средних составов по Дани более основные разновидности отличаются некоторой недосыщенностью щелочами при преобладании K над Na.

Анализы гранит-порфиров третьей фазы среднепалеогенового комплекса указывают на близость их химического состава к таковому гранитов Битюнского интрузива.

Породы позднепалеогенового интрузивного комплекса характеризуются нормальными составами, соответствующими гранодиоритам и кварцевым диоритам. В отдельных случаях наблюдается обогащение щелочами за счет увеличения содержания калия.

В гранитах и гранодиоритах Мичуринской интрузии отмечается некоторая пересыщенность глиноземом и магнем, что, по-видимому, связано с асимметрией магмой вмещающих пород.

Для гранодиоритов и гранитов м. Пуна и горы Джари характерно обогащение калием и магнием.

ТЕКТОНИКА

По представлениям П. Н. Кропоткина, западная часть описываемого района располагается в пределах Главного синклинали Сихотэ-Алиня.

Восточная часть, сложенная кайнозойскими вулканическими образованиями, относится к Приморской зоне кайнозойской складчатости.

Тектоническое строение района характеризуется наличием двух структурных этапов, разделенных перерывом в осадконакоплением и четко выраженным угловым несогласием.

В строении нижнего структурного этапа (складчатого фундамента) принимает участие верхнемеловой осадочный комплекс пород, собранный в систему линейных складок северо-восточного простирания.

Верхний структурный этап (эффузивный чехол) включает верхнемеловые и кайнозойские вулканические породы, образующие систему брахиструктур, ориентированных в субширотном направлении.

В алдрах брахиструктурной вскрыты ранне- и позднепалеогеновые интрузии и отложения складчатого фундамента.

Вулканические образования неотген-четвертичного возраста складчатыми дислокациями почти не затронуты.

НИЖНИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАП

Отложения дарасинской свиты и удонинской свиты представляют собой образования флишного типа с преобладанием в разрезе тонкообломочных пород. Их суммарная мощность более 2000 м. Породы свиты в систему линейных складок северо-восточного и северо-северо-восточного простирания. Падение пород на крыльях складок 60—80°, иногда отмечается опрокинутое залегание. Переклинальные и особенно центрально-клиновые замкнутые отпадают резким выполаживанием стоев, углы падения на этих участках не превышают 15—20°.

Крылья крупных складок осложнены складками последующих порядков, интенсивно переметы, а вблизи разрывных нарушений раздроблены. Главные структуры складчатого фундамента в пределах района следующие:

1. Илонинская антиклиналь
2. Индинская синклиналь
3. Салаги-Копинская антиклиналь
4. Кальминская синклиналь
5. Камку-Дикоминская антиклиналь
6. Бунинская синклиналь
7. Антиклиналь Утарного клочка

Илонинская антиклиналь расположена в северо-западной части района, между притоками р. Копин — рр. Иолги и Инда. В ее ядре обнажаются породы дарасинской свиты, а крылья сложены отложениями удонинской свиты. В центральной части структура осложнена асимметричной синклиналью, запрокинутое северо-западное крыло которой пересечено разрывным нарушением, параллельным простиранию структуры. Простирание Илонинской антиклиналь СВ 40°. Она заходит на территорию листа М-54-XXXII с юго-запада и погружается в северо-восточном направлении близ северной рамки листа.

Индинская синклиналь в пределах листа протягивается на 20—25 км. Сложена осадочными породами удонинской свиты. Как юго-западнее, так и северо-западнее центрально-клиновые окончания находятся за пределами района. Ось синклиналь погружается в северо-восточном направлении. Восточное крыло осложнено небольшой антиклинальной складкой, ориентированной параллельно оси синклиналь.

Кальминская синклиналь находится в правобережье р. Копин близ западной рамки листа. В юго-западном направлении структура прослеживается за пределы листа. Северо-восточное окончание ее скрыто под чехлом верхнемеловых и кайнозойских вулканических толщ. Восточное крыло прорвано Кальминским правым массивом.

Следовало бы выделить три структурных этапа. Включение совпадения свиты, залегающей практически горизонтально в верхнем структурном этапе, вряд ли оправдано. — *Прик. ред.*

Данные силикатных

Название пород	Название массива, местонахождение, автор и год	Возраст интрузии
1. Кварцевый диорит	Ср. течение кт. Утарный (А. Б. Разживин, 1954 г.)	Раннепалеогеновый
2. Гранодиорит (монцитито-гранодиорит)	Бассейн р. Коппи ниже устья р. Камку (А. Б. Разживин, 1954 г.)	То же
3. Гранит лейкократовый	Бассейн р. Дякома (А. Б. Разживин, 1954 г.)	" "
4. Гранит	Бассейн р. Иха, устье Хаба	" "
5. Гранит	Бассейн р. Коппи (А. Б. Разживин, 1954 г.)	" "
6. Гранит-порфир	Бассейн р. Инды	" "
7. Грейзенизированный гранит	Бассейн р. Коппи, устье Р. Санку	" "
8. Гранит	Бассейн кт. Монсеев (А. Б. Разживин, 1954 г.)	" "
9. Кварцевый сиенито-диорит	Междуречье р. Коппи и Ый (Э. П. Исох, 1959 г.)	Позднепалеогеновый
10. Гранодиорит	То же	То же
11. Гранит	" "	" "
12. Гранодиорит	Бухта Пуна (А. Б. Разживин, 1954 г.)	" "
13. Кварцевый альбитит	Г. Джари	" "
14. Кварцевый олиготит	То же	" "
15. Гранит	" "	" "
16. Гранодиорит	Бассейн кт. Мишунин	Многочисленный
17. Гранодиорит	То же	То же
18. Гранит	Бассейн кт. Мишунин (А. Б. Разживин, 1959 г.)	" "

анализов интрузивных пород

Химический состав (всесовые количества)										
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
64,66	0,19	16,17	1,30	4,06	4,40	1,81	0,03	3,24	3,47	0,1
64,22	0,74	15,56	2,16	3,23	3,14	2,10	0,10	1,73	4,97	0,14
71,3	0,11	16,0	0,09	0,56	0,9	0,31	0,01	4,18	4,79	0,03
72,52	0,09	14,39	0,7	1,0	1,72	0,84	0,02	4,03	3,18	0,12
76,90	0,10	12,25	1,25	—	0,52	0,12	0,02	0,80	8,10	—
77,10	0,09	13,16	0,48	0,71	0,16	0,14	0,07	3,50	4,42	—
71,26	0,18	17,06	2,41	0,51	0,12	0,53	0,007	0,36	5,01	—
74,2	0,20	13,20	0,63	0,59	1,39	0,96	0,05	3,60	4,20	0,02
64,42	0,67	14,85	4,66	2,54	5,23	2,70	0,15	2,36	3,62	0,12
66,19	0,54	13,78	3,32	1,89	4,34	2,21	0,10	3,25	3,35	—
71,70	0,22	14,04	1,79	1,16	2,22	0,75	0,09	3,88	3,44	—
63,92	0,60	15,85	2,49	2,58	4,14	2,75	0,10	2,83	3,15	0,10
72,15	0,25	12,91	1,52	1,72	0,98	0,33	0,44	3,52	5,12	0,069
63,15	0,75	14,61	2,58	4,42	3,68	1,80	0,1	4,04	3,80	0,23
70,85	0,15	13,43	2,17	0,93	4,25	0,4	0,02	3,04	4,73	0,1
63,28	0,60	15,92	3,28	2,36	3,68	2,23	0,10	3,10	2,90	0,09
66,92	0,44	15,77	1,89	1,18	2,30	2,17	0,12	3,65	3,15	0,18
72,40	0,24	13,37	0,86	0,81	0,92	0,72	0,06	3,52	5,30	0,02

Название породы и место взятия	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому													
	a	b	c	s	a'	b'	m'	c'	n'	ε	t	a/c	Q	
1. Кварцевый диорит. Ср. течение кл. Угарный														
2. Гранодиорит р. Коппи, ниже устья р. Камку	11,0	11,3	3,1	7,41	21,7	46,3	32,1	—	40	16,7	0,8	3,6	12,3	
3. Гранит лейкократовый бассейн р. Дякома	15,3	4,3	0,9	80,1	75,7	13,3	10,6	—	56,3	28,9	0,07	17,0	28,1	
4. Гранит Иха, устье Хаба	14,5	4,6	2,1	78,7	6,1	67,8	26,1	—	72,5	24	0,45	6,9	26,9	
5. Гранит аляскитовый р. Коппи	12,9	2,8	0,6	83,7	56,3	35,6	8,1	—	13,1	35,0	0,08	—	—	
6. Гранит-порфир бассейн р. Инды	13,21	4,2	0,2	82,4	69,2	24,6	6,1	—	54,3	9,2	0,08	70	38,2	
7. Грейзенизированный гранит р. Коппи, устье р. Санку	7,43	16,75	0,12	75,7	82	14	4,9	—	10,3	11,4	0,25	62	36,4	
8. Гранит бассейна кл. Моисеева	12,9	2,9	1,7	78	9	35,0	55,7	—	56,3	18,5	0,24	7,6	33	
9. Кварцевый сиебито-диорит Ыйский массив	10,52	12,11	4,85	72,52	—	54,3	38,2	7,43	50	30,2	0,7	2,2	19,15	
10. Гранодиорит Ыйский массив	11,83	10,43	3,16	74,58	—	44,5	35,5	20	60,0	27,0	0,6	3,7	22,34	
11. Гранит Ыйский массив	13,28	3,95	2,55	80,22	—	66,1	32,2	1,7	63,1	37,3	2,5	5,2	31,33	
12. Гранодиорит Бухта Пуна	10,6	9,5	6,2	74,5	—	49,6	48,9	56,8	57,6	23,02	73,5	2,0	21,8	
13. Кварцевый альбитит	14,2	11,4	2,6	71,8	—	56,6	26,7	16,7	62	19,0	1,0	5,4	12,6	
14. Кварцевый олигоклазит р. Джари	14,8	3,4	1,1	80,7	—	82,7	15,4	2,0	51,1	34	0,3	13,4	30,7	
15. Гранит г. Джари														
16. Гранодиорит Мишунинская интрузия	11,2	10,4	4,5	73,7	13,3	1,5	36,6	—	61,7	28	1,5	2,4	20,7	
17. Гранодиорит Мишунинская интрузия	12,4	9,4	2,7	75,4	31,8	29,4	38,8	—	64,1	17,2	0,3	4,5	23,4	
18. Гранит Мишунинская интрузия	15,04	2,9	1,07	84,5	13,6	47,7	38,6	—	50	45,4	14,0	14,0	34,3	

Садли-Коппинская антиклиналь расположена в северо-западной части района. Ее протяженность в пределах листа около 30 км. К северу от горы Инда она уходит за его пределы. В долине р. Коппи намечается крутое перекладное погружение структуры. Порода на этом участке развиты многочисленные нарушения, к которым приурочена серия даек.

Камку-Дьякоминская антиклиналь — самая крупная по размерам структура нижнего структурного этажа в районе. Она протягивается более чем на 40 км при максимальной ширине около 15—20 км.

В юго-западной части к ее ядру и западному крылу приурочены выходы Кальминского и Ыполинского интрузивных массивов. В направлении с юго-запада на северо-восток ось структуры меняет направление с субориентированного на северо-восточное. Ядро и частично северо-западное крыло осложнены разрывным нарушением, по которому с толщей алевролитов, выходящих в ядре антиклиналь к северо-западу от нарушения, контактирует песчаный удюминский свиты, залегающие в ядре Кальминской синклинали. В бассейне р. Камку в ядре структуры обнажаются породы ларгасинской серии.

Бунчинская синклиналь на западе сопряжена с Камку-Дьякоминской антиклиналью. Она почти полностью уничтожена широко развитыми на этих участках интрузивными массивами, или слагающие ее осадочные породы удюминской свиты скрыты под чехлом вулканических образований верхнего структурного этажа. Простирание структуры северо-восточное.

Ядро антиклиналь Угарного ключа обнажается в юго-восточном углу листа М-54-XXXXII и сложено алевролитовой толщей ларгасинской серии. По редким выходам пород складчатого фундамента из-под молодых вулканических образований она прослеживается до ее пересечения долиной р. Ботчи. Ее окончательно погружается под породы верхнего структурного этажа. Ее простирание, как и всех структур складчатого фундамента, северо-восточное.

Площадь обнаженности территории очень затрудняет установление и прослеживание разрывных нарушений, а также определение характера движения по ним и их возраст. Без сомнения, большинство нарушений северовосточного простирания наиболее древние и возникли при формировании складчатого фундамента.

Значительная часть нарушений, установленных в осадочных отложениях (на карте большинство из них не показано) не имеют продолжения в поле интрузивных массивов и в эффузивном чехле.

В последнее время и в кайнозое движения по некоторым из них возобновились. Нарушения соросового характера, возможно, какая-то незначительная часть их надвигового типа. По нарушениям происходило перемещение отдельных блоков по очень крутым (70—90°) смещениям с амплитудой до первых сотен метров. Очень широко развиты мелкие сбросы с амплитудой всей в несколько метров, которые отчетливо выражены в обнажениях в долине р. Коппи.

ВЕРХНИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ

Верхний структурный этаж объединяет все более молодые верхнемоловые и кайнозойские вулканические образования порфировой и базальтовой формации. По ступени тектонической нарушения и проявлению складчатых процессов в пределах верхнего этажа выделено три структурных яруса.² Нижний ярус представлен вулканическими образованиями ольгинской серии, самаринской свиты и толщ кислых эффузивов, принимающих основное участие в строении брахиструктур. С этим структурным ярусом тесно

¹ Амплитуда смещения определяется обычно по разнице абсолютных отметок подошвы самаринской свиты по обе стороны от нарушения.

² Многие авторы (Л. И. Красный и др.) указывают на ведущую роль глыбовых, а не брахискладчатых структур в тектонике верхнего структурного этажа.

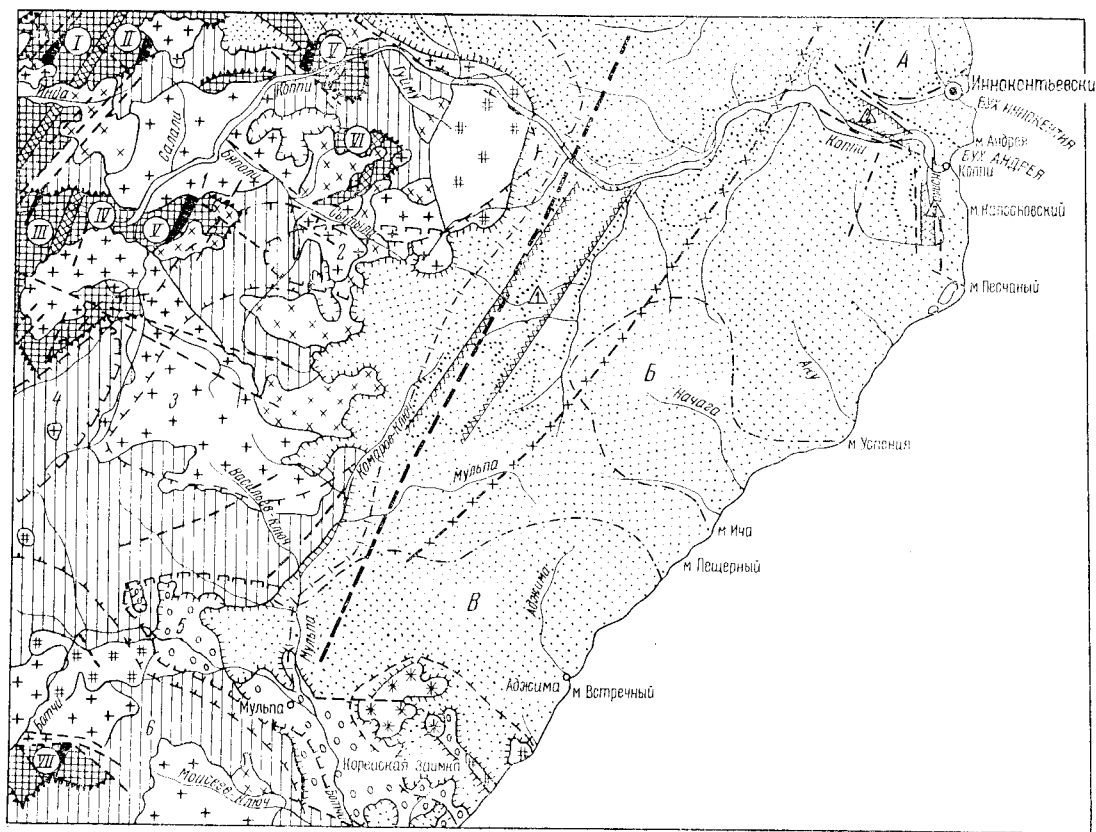


Рис. 1. Тектоническая схема

Тектонические элементы нижнего структурного этажа: 1—выходы пород нижнего структурного этажа (верхнемеловые осадочные породы ларгасинской и удоминской свит) в размытых ядрах брахиантиклинальных структур, 2—антиклинальные структуры (утолщение знака означает воздымание шарнира), 3—синклинальные структуры (утолщение знака означает погружение шарнира). **Структуры (I—VII):** I—Июльская антиклиналь, II—Индийская синклиналь, III—Салали-Коппинская антиклиналь, IV—Кальминская синклиналь, V—Камку-Дьякоминская антиклиналь, VI—Буничинская синклиналь, VII—антиклиналь Угарного ключа

Тектонические элементы верхнего структурного этажа: 4 — сено-палеогеновый структурный ярус (средние эффузивы самаргинской свиты, кислые эффузивы ольгинской серии, кислые эффузивы Рg₂); 5 — зоэн-нижнемiocеновый структурный ярус (эффузивы кузнецовской свиты и кислые эффузивы кхунинской свиты); 6 — миоцен-четвертичный структурный ярус (основные эффузивы кизилской свиты и совгановской свиты); 7 — интрузии основного, среднего и кислого состава (раннепалеогеновые); 8 — интрузии позднепалеогеновые; 9 — неогеновые интрузии; 10 — установленные и предполагаемые разрывные нарушения. **Структуры (1—7):** 1 — Салаги-Гуйминская брахитициальная; 2 — Уюнкиская брахисинклиналь; 3 — Водораздельная брахитициальная; 4 — Дякоминская брахисинклиналь; 5 — Ботчинская брахисинклиналь; 6 — Моисеевская брахитициальная; 7 — Мишунинская брахитициальная. 11 — брахитициальные структуры; 12 — брахисинклинальные структуры; 13 — граница Топты-Мульнинского прогиба и его наиболее прогнутой части; 14 — предполагаемая зона нарушений, отделяющая Топты-Мульнинский прогиб от системы брахиструктур западной части района; 15 — частные поднятия в пределах Топты-Мульнинского прогиба и их границы (А — В); Пучинское поднятие. Пачагинское поднятие, Аджиминское поднятие. **Блоковые опускания** (грабены) в пределах Топты-Мульнинского прогиба: 16 (1—3) — Топтинский грабен, Колпинский грабен, Колпинский грабен.

Прочие тектонические элементы: 17 — границы между структурными этажами; 18 — границы между структурными ярусами; 19 — контуры плато

неким образом связаны раннепалеогеновые интрузии, приуроченные чаще всего к ядрам брахантиклинной.

Вулканогиговые образования Кузнецовской и хульинской свит составляют средний структурный ярус верхнего этажа. Они состоят главным образом из мутьевых брахиинклингитов. Между образованиями нижнего и среднего структурных ярусов устанавливается значительный перепад и несогласие. К верхнему структурному ярусу относятся образования кизинской и совганской свит, характеризующиеся очень слабым проявлением складчатых дислокаций, выражающихся в слабом коробоении слоев, причем образования совганской свиты, выполненные депрессии неогенового рельефа, задегают практически горизонтально.

В пределах западной части территории выделяется серия брахириггитин, сопряженных между собой. Восточнее, примерно по линии Мухля — Ый в кайнозое был сформирован очень крупный асимметрично поворачивающийся прогиб. Его крутое западное крыло на участках погружения брахиинклингитов под покровы вулканогеогенных образований верхнего структурного яруса пересечено продольным разломом, протягивающимся параллельно морскому побережью, и бронировано вулканогеогенными образованиями (на тектонической схеме он предположительно показан).

Очень слабое проявление вулканизма в эоплене и в миплене в западной части района и наоборот, — на южной части за это же время мощных вулканических толщ в восточной части свидетельствует с различной силой о сохранении на этих двух участках. Разница между ними проявилась по отмеченному выше разному.

1. Плакательные формы в восточной части района также следует называть брахиотруктурами. Однако это значительно более плавные складки с очень пологим падением пород на крыльях. Чтобы подчеркнуть эту их особенность, они именовются в тексте и на тектонической схеме протеками подплатными.

Таким образом, в пределах верхнего структурного этажа представляется возможным выделить две структурно-фациальные зоны — западную (с тенденцией к поднятню) с развитием брахиструктур и восточную (длинтельно протянувшуюся), характеризующуюся развитием субмеридионального синклинального прогиба, характерного на брахискладчатых структурах, выполненного образованиями базальтовой формации.

В южной и западной частях листа нами выделены следующие брахиструктуры:

1. Сатали-Гуйминская брахантиклиналь
2. Уюнкиская брахисинклиналь
3. Водораздельная брахантиклиналь
4. Дякоминская брахисинклиналь
5. Ботчинская брахисинклиналь
6. Моисеевская брахантиклиналь
7. Мишунинская брахантиклиналь

Сатали-Гуйминская брахантиклиналь — одна из наиболее крупных сложнопостроенных брахиструктур района. Она протягивается в широтном направлении от бассейна р. Ый на востоке до р. Инда на западе, уходя в этом направлении за пределы района. С юго-востока она сопряжена с Уюнкиской брахисинклиналью, которая отделяет ее от Водораздельной брахантиклинаты, расположенной в междуречье Коппи и Ботчи. В верховьях р. Дяклинаты, сопряжена с Дякоминской брахисинклиналью.

В ядре Сатали-Гуйминской брахантиклинаты выходит осадочные породы складчатого фундамента и обнажается крупный Виполинский интрузивный массив. Северное крыло антиклинаты сложено вулканогенными образованиями самаргитской свиты и базальтами клинковой и совгаванской свит.

В бассейне р. Ый отмечается восточное периклинальное окончание структуры, круто погружающейся под райновозские базальтовые тощи. Диагонально структура переосечена серией разрывных нарушений северо-западного направления, к которым приурочена серия даек, связанных с верхнекембрийским палеогеновым эффузивным комплексом.

Дякоминская, Уюнкиская и Ботчинская брахисинклинаты имеют много общих черт в строении, особенно две последние. Это сравнительно узкие структуры (с шириной в поперечнике около 10—15 км) с крутыми падениями пород на крыльях и сравнительно пологим залеганием в мульдях. Дякоминская брахисинклиналь заходит в пределы листа лишь своей северо-западной частью. Структура сформировалась в палеогене.

Уюнкиская и Ботчинская брахисинклинаты имеют субширотную ориентировку с погружением к востоку в направлении Толты-Мульпинского прогиба.

Водораздельная брахантиклиналь имеет куполовидную форму с выходом в ядре южного выступа Виполинского массива. Ее размер в поперечнике около 20 км. Четко выражено пологое юго-западное периклинальное окончание.

Моисеевская брахантиклиналь заходит с юго-запада в пределы листа. В западной части ядра структуры выходят осадочные отложения даргасинской свиты, в восточной обнажается крупный гранитный массив р. Монсеев Ключ.

Мишунинская брахисинклиналь находится в восточной структурно-фациальной зоне и ее можно рассматривать как брахиструктуру, вскрытую в ядре крупного Аджминского поднятия, осложненного на юге Толты-Мульпинской прогибом. Брахантиклиналь имеет куполовидную форму, несколько асимметричную в плане с размером в поперечнике около 15 км. Ее южное окончание находится за пределами листа. В ядре выходят эффузивные образования кузнецовской и кхунинской свит и интрузии верхнекембрийского и неогенного возраста.

Толты-Мульпинский наложенный прогиб ориентирован диагонально по отношению к направлению брахиструктур верхнего структурного этажа. Некоторая перестройка структурного плана тем не менее не привела к фактически мированию принципиально новых складчатых структур, поэтому неоген-чет-

вертные вулканогенные образования выделены в самостоятельный структурный ярус (а не этаж) в пределах верхнего структурного этажа. Ориентировка прогиба параллельно направлению морского побережья обусловлена серией разрывных нарушений, которые следует рассматривать как оперяющие Восточно-Сихотэ-Алинский глубинный разлом, проходящий вдоль побережья в пределах Татарского пролива.

Как активный тектонический элемент Толты-Мульпинский разлом проявился с середины палеогена и особенно в неогене. К нему приурочены базальтовые излияния во второй позднекембрийской. Его влияние обусловило асимметрично прогиба. Западное крыло на всем протяжении сохраняет флексуриобразный характер, обтекавая брахиструктуру, сложенные интрузивными породами и эффузивными образованиями нижнего структурного яруса.

Частные поднятия в пределах Толты-Мульпинского прогиба располагаются главным образом на его пологом восточном крыле, выражены очень нечетко и фиксируются выходами туфогенных пачек нижней части разреза клинковой свиты. Не исключено, что некоторые из поднятий, как например, Начальское и особенно Аджминское, являются унаследованными, о чем можно судить по вскрытым в их ядрах эффузивов кузнецовской и кхунинской свит. Наиболее погружена часть прогиба приурочена к долине рек Мульпы и Ботчи, в ядре залегает совгаванские базальты. По разному уступу в рельефе, отчетливо выделено на местности и аэрофотоснимках, можно предполагать, что породы в мульдях опущены по продолжным сбросам и выполняют структуру рабенового типа. Аналогичные структуры по аэрофотоснимкам устанавливаются в устье р. Коппи и в долине р. Копка.

Наряду с пикетажными структурами существенная роль в тектонике верхнего структурного этажа принадлежит разрывным нарушениям, среди которых можно выделить нарушения, связанные с формированием Сихотэ-Алинского сводового поднятия, а также нарушения, связанные с формированием и ростом отделившихся брахискладок.

Разрывные нарушения, связанные с ростом сводового поднятия, имеют давнее преобладающее направление, взаимно пересекающихся под углом, близким к прямому. Одни из них, продолжные по отношению к своду, северо-восточного простирания были заложены, по-видимому, еще в складчатом фундаменте и потом движения по ним лишь возобновлялись, о чем можно судить по брекчированным зонам, часто большой мощности (например в бассейне р. Инда). Аджмитада перемещения по этим нарушениям несколько сотен метров, причем сместители, как правило, крутопадающие (70—80°), близкие к вертикальным. Они сопровождаются зонами дробления и выходами гидротермально измененных пород. К ним часто приурочены дайки.

Разрывные нарушения северо-западного простирания по времени заложения более молодые. Они небольшой амплитуды, как правило, залеганы дайками. К ним приурочены мелкие субвулканические тела. На отдельных участках по нарушениям северо-западного простирания выработана долина р. Коппи.

Разрывные нарушения, связанные с отдельными брахиструктурами, многочисленные, но из-за их ограниченной протяженности и небольшой амплитуды многие из них не нашли отражения на геологической карте. По проксимально-но это предельно растяжения, связанные с формированием отдельных брахисинклинальных структур, по морфологии — сбросы. К области развития брахискладчатых структур (ее восточной части) приурочена зона развития мелких нарушений северо-восточного простирания, диагонально протянувшаяся через весь лист. К этой зоне приурочены грейзеновые участки, обильные ацикловых даек, интрузии. Возможно, в данном случае можно говорить о внешних признаках глубинного разлома, выраженного морфологически. Характерно, что Толты-Мульпинский разлом ориентирован параллельно этой зоне. К востоку этих нарушений приурочены наиболее крупные линейновыгнутые магнитные аномалии (Вейман и Кудряшов, 1956).

Наиболее молодые по возрасту нарушения в районе широтного и субширотного простирания. Они прекрасно выражены в рельефе, а на аэрофотоснимках фиксируются даже в поле совгаванских базальтов. В южной части

некоторые из них характеризуются большой амплитудой смещения (по сбросу в долине р. Мишуни Ключ эта амплитуда, определенная по разности абсолютных отметок подошвы кизинских базальтов, достигает 350 м). Нарушение в долине р. Утарный Ключ прослеживается на значительную глубину, о чем свидетельствуют выходы термальных вод в зоне этого нарушения в устье р. Утарный Ключ.

Историко-геологического развития района можно проследить с верхнемелового времени. Формирование в сеноне и туроне осадков флишного типа с преобладанием в разрезе тонкообломочных разностей, а также органические остатки (аммониты, кораллы, пелециолды) позволяют предположить, что осадконакопление происходило в пределах мелководного шельфа открытого морского бассейна вблизи равнинного побережья. Пользование в разрезе линз конгломератов со слабо окатанными обломками и конкрециями битуминозных органических известняков указывает на интенсивные тектонические движения в прибрежной зоне.

Почти полное отсутствие туфогенного материала в составе осадков, столь характерное для верхнемеловых осадочных отложений Сихотэ-Алиня, косвенно свидетельствует о том, что вулканизм в районе и близлежащих участках начал проявляться значительно позже, с сенон-датского времени. Благодаря интенсивным восходящим движениям в раннем сеноне морские условия на юге сменяются континентальными. В конце датского века континентальные условия устанавливаются и на севере. В ходе поднятия завершается оформление складчатых структур нижнего структурного этажа и разрывных нарушений, связанных с ним. Геосинклинальный этап развития заканчивается. После замыкания геосинклинали по-прежнему ведущим остаются пологие поднятия. Как главный структурный элемент постгеосинклинального этапа формируется Сихотэ-Алинское сводовое поднятие, причем описываемый район располагается на восточном его крыле. Возникшие на протяжении брахикладак привели к возникновению разрывных нарушений и в верхнем структурном этаже. Вероятно, продолжные по отношению к своду нарушения явились унаследованными от предыдущего геосинклинального этапа.

Верхнемеловой-палеогеновый этап развития является переходным этапом для складчатой области — от геосинклинального к платформенному. Он характеризуется накоплением мощных вулканогенных толщ (попрфирав формация по С. А. Садуну, 1957). В историческом развитии вулканической деятельности четко устанавливается закономерность, выражающаяся в длительной последовательности проявлений вулканизма, заключающаяся в смене извержений основного состава кислыми.

Наиболее интенсивная вспышка вулканизма характерна для сенона и датского века и начала палеогеновой эпохи. Обилие пирокластических продуктов и туфов свидетельствует о центральном типе извержения. С окончанием вулканической деятельности произошло выделение интрузий среднего, а затем кислого и ультракислого состава. Часть интрузий раннего этапа является коматическими по отношению к эффузивам.

В нижнем эоцене происходила интенсивная денудация складчатой страны, вскрытие раннепалеогеновых интрузий, на размытую поверхность которых излились эффузивы кузнецовской свиты.

Эоцен-нижнемеловый вулканизм проявился локально, главным образом в бассейне р. Ботни. Вулканические извержения этого этапа также были или центрального (кислые туфы низов кузнецовской свиты и гинарты кузнецкой свиты) или центрально-трешиного типа (лавы и пирокласты вулканической части разреза кузнецовской свиты). Одновременно с вулканическими извержениями на границе палеогена и неогена в замкнутых озерах водоемах происходило накопление тонких пирокластических продуктов, из которых

образовались ополки. С этим этапом связано внедрение позднепалеогенового интрузивного комплекса. Пыльная растительность этого отрезка времени «свидетельствует о влажном умеренно-теплом климате в условиях горной страны с сильно расчлененным рельефом и абсолютными превышениями до 2000 м» (Р. З. Гейкина).

С начала неогена, а, возможно, несколько ранее интенсивные тектонические движения происходят в области, занятой сейчас водами Татарского пролива, в зоне Восточно-Сихотэ-Алинского структурного шва и оперяющих его нарушений. Окончательно оформляется абрис морского побережья, близкий современному. В эоцене происходит интенсивная вспышка вулканизма, в результате чего была залита базальтами огромная территория в восточной части района. Вулканические излияния были синхронны с формированием Толты-Мульбинского прогиба, который как отрицательная структура развивался в течение неогена и в четвертичное время.

На ранних этапах многоового вулканизма извержения происходили как по трещинам, так и из отдельных небольших вулканов, возникающих на пересечении разрывных нарушений. В завершающую фазу многоового вулканизма преобладали трещинные излияния. В перерыве между отдельными вспышками вулканизма в унаследованных синклинальных прогибах, а также на месте залитых базальтами доминирующих речных долин накапливались озерно-аллювиальные рыхлые отложения, сохранившиеся от размытия в настоящее время.

Излияния базальтов совпаивающей свиты в плиоцене и четвертичный период имеют характер трещинных излияний. Они более интенсивно проявились в северной части района и менее в южной. В результате большинство наиболее крупных речных долин (рр. Коппи, Ботчи, Мульба) были залиты базальтами.

Молодые тектонические движения в четвертичное время проявились в формировании узких линейно-вытянутых грабенов, к одному из них приурочена долина р. Коппи.

Мелкошаштабыми геофизическими работами в пределах района установлено, что он расположен в зоне отрицательного магнитного поля с напряжением 0—200γ. Некоторые отрицательные аномалии приурочены к ядрам брахантиклинальных структур.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Территория листа расположена в пределах восточных отрогов горной области Сихотэ-Алиня. Западная ее часть представляет собой сильно-расчлененное средне- и низкоросое. В прибрежной полосе Татарского пролива простораются низкие горы с останцовыми поверхностями древних плато. В северной части территории значительные площади занимает вулканическое плато.

Формирование рельефа происходило в условиях дифференцированных тектонических движений, интенсивного проявления вулканической деятельности и процессов денудации.

По генезису здесь можно выделить следующие категории рельефа: 1) денудационно-тектонический; 2) денудационный; 3) эрозивно-вулканический; 4) вулканический; 5) эрозивно-аккумулятивный и 6) абразивно-аккумулятивный.

Эрозивно-тектонический рельеф в зависимости от степени расчлененности и интенсивности характера тектонических движений делится на два типа.

1. Рельеф, формирующийся в условиях интенсивных неотектонических поднятий, как правило, сильно расчлененное массивное среднегорье, местами с гольцовыми вершинами и в меньшей степени — крутосклонное низкоросое с резкими гребнями водоразделов. Развита в западной части территории листа, а также небольшими участками в прибрежной полосе к востоку от долины рр. Мульба и Толты. Для него характерны значительные абсолютные (до 1400 м) и относительные (250—1000 м) высоты и интенсивная глубинная эрозия.

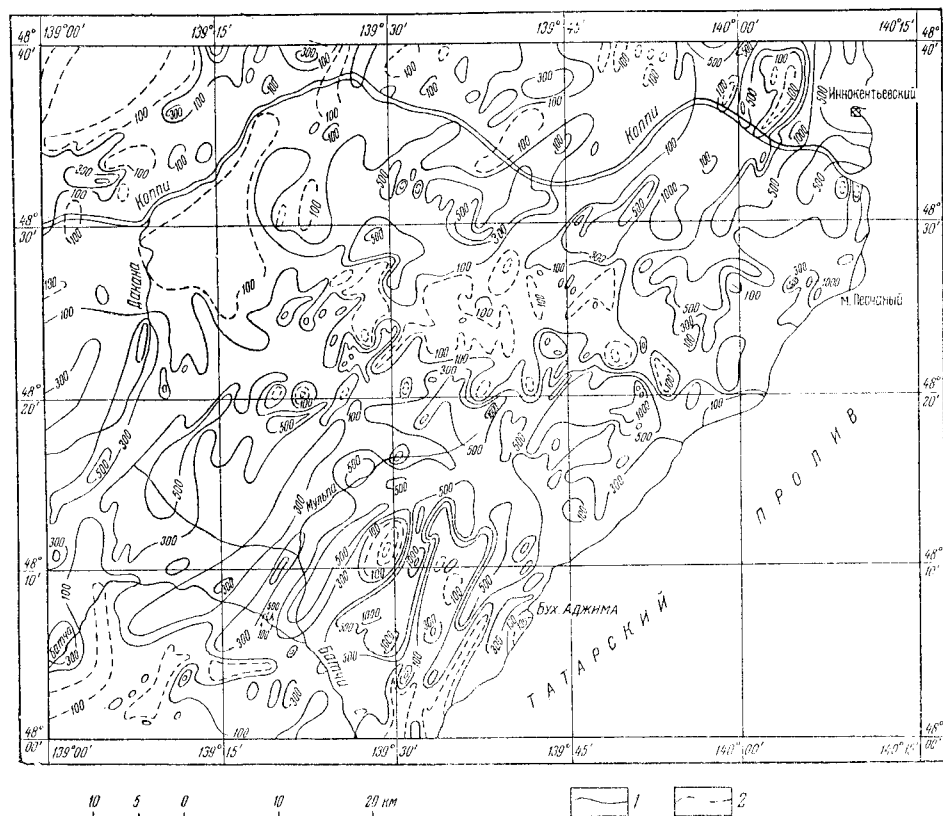


Рис. 2. Карта изолиний ΔT_a аэромагнитной съемки (по Л. А. Ривову и М. А. Добину, 1957 г.)

1 — изолинии положительных значений ΔT_a ;
2 — изолинии отрицательных значений ΔT_a

Формы рельефа находятся в тесной зависимости от состава горных пород. Так, интрузивные образования обуславливают массивные формы рельефа — широкие слабо выпуклые возвышения с куполообразными вершинами и слабо выпуклыми склонами. Эффузивы, андезиты и лавы самаргинской свиты и кварцевые порфиры из толщ кислых эффузивов образуют сильно расчлененные, узкие островки, иногда со скалистыми гребнями водоразделов и прямые слабо волнистые склоны.

2. Рельеф, формирующийся в условиях незначительных неотектонических поднятий или в зонах переходных к погружению. Сюда относятся плоскоокмное низкое с волнистыми поверхностями водоразделов в районах, прилегающих к долинам рек Мульда, Топты и Май. Абсолютные высоты колеблются в пределах 400—600 м, относительные 250—300 м.

Денудационный рельеф, сформировавшийся до эпохи четвертичного морфогенеза в относительно стабильных тектонических условиях, в настоящее время реликтовый. Сохранился лишь в виде останков денудационных поверхностей (Чемяков, 1961) абсолютной высотой 0—1400 м, наблюдаются в пределах развития среднего рельефа.

Эрозионно-вулканогенный рельеф приурочен к районам развития эффузивов кзынской свиты. Для него характерна интенсивная расчлененность местности с сетью хребтов, сложившихся, извилистых в плане, коротких и сравнительно узких. Местами среди сильно расчлененного рельефа сохранились пологонаклонные андезитовые плато, представляющие собой реликтовые поверхности ранее существовавшего обширного плато в прибрежной полосе Татарского пролива. Абсолютные отметки здесь колеблются в широких пределах — от 100 до 1000 м, относительные — от 100 до 600 м.

Вулканогенный рельеф представлен лавовым плато базальтов совганской свиты, развитым на левобережье долины р. Копли ниже устья р. Луиму. Поверхность плато плоская, участками слабо волнистая.

Эрозионно-аккумулятивные формы рельефа подразделяются на три типа: а) холмисто-увалистый рельеф донетверных приречных просторств; б) склоны постчетвертичного эрозионного впадения; в) речные террасы.

6) Первый тип развит на правобережье долины р. Мульда выше устья клонца Комарова, а также на левобережье р. Копли ниже устья р. Июли и Джаяса. Абсолютные высоты 300—500 м, относительные превышения 50—200 м.

Все вышеописанные древние формы рельефа расчленены глубокими речными долинами, сформированными в результате четвертичного эрозионного впадения. Общая глубина эрозионного впадения увеличивается с востока на запад от 100—300 м до 500—600 м.

Речные террасы представлены двумя комплексами. К нижнему комплексу относятся: а) низкий и высокая поймы высотой 0,5—2 м; б) 1 надпойменная терраса высотой до 4 м. Пойма и терраса сложены песчано-гравийно-галечниковым материалом с включениями валунов. Верхний комплекс составляет серия склывульно-аккумулятивных и склывульных террас высотой 6—8, 12—15, 20—30, 60 м, 100—120 и 200 м. Аллювиальный материал этих террас представлен песчано-гравийно-галечниковым материалом с супылистым заполнителем. Мощность отложений первых двух террас до 10—12 м, остальных не превышает 3 м.

Абразионно-аккумулятивный рельеф выражен морскими и аллювиально-морскими террасами высотой 1—4 и 8—30 м. Отложения представлены песком и галькой. Мощность отложений 1 террасы предположительно 7 м, II — до 15 м.

Историко развития рельефа на рассматриваемой территории можно проследить с конца верхнего мела, когда море окончательно регрессировало, и территория района была вовлечена в дельтажное поднятие, сопровождавшееся интенсивной вулканической и интрузивной деятельностью.

В конце сенона и датское время формировался первоначальный вулканогенный рельеф. В течение нижнекайенового времени продолжалось накопление вулканогенных толщ, а на участках уже сформированного рельефа

господствовали процессы денудации. В течение эоцена и олигоцена эффузивная деятельность значительно ослабевает, и на территории господствуют процессы денудации. Глубина эрозийно-денудационного среза в этот период, исходя из того, что за это время была денудирована кровля раннеэоценовых гранитов, составляла не менее 400—600 м. Вулканическая деятельность в эоцене и начале миоцена оказала незначительное влияние на формирование рельефа лишь на отдельных участках в бассейне р. Ботчи, где наблюдаются небольшие выходы эффузивов кучинской и кузнецовской свит. На остальной территории господствовали процессы денудации. Обломочный материал или сносялся в озерные выданы, где в настоящее время встречаются выходы туфогенно-осадочных пород (район слияния рр. Ботчи и Муть-пы), или транскортировался в море.

Неоэновый вулканизм сильно изменил картину доэоценового рельефа. Излившиеся лавы преимущественно основного состава (базальт, андезит) залегли в центральной и восточной частях территории, образовав слегка волнистое плато. Они снивелировали рельеф и нарушили установившийся этого эрозийный режим.

Оживление тектонических движений в неогене, нередко унаследованных, привело к разделение неогенового плато и к выработке основных направлений современной гидрографической сети.

На рубеже неогенового и четвертичного периодов возобновилась вулканическая деятельность, в результате которой лавы основного состава залегли депрессии и часть дна платоэновых долин, изменив этим направление течения р. Колпи, ранее впадавшей в Татарский пролив в районе г. Советская Гавань. В то же время происходили наиболее интенсивные дифференцированные колебательные движения, в результате которых западные части территории в целом оказались поднятыми, а восточные (особенно прибрежная полоса) — опущенными. Подтверждением могут служить участки в устье рр. Колпи и Ботчи, испытывавшие погружение, в результате чего подолва солянокаменных базальтов в районе пос. Иннокентьевский оказалась ниже уровня моря.

В четвертичное время территория района испытывала неравномерное поднятие, причем наблюдается общее уменьшение амплитуды поднятия в направлении с северо-запада на юго-восток. Колебательные тектонические движения четвертичного периода привели к образованию серии морских и речных террас.

Поднятие сменялось кратковременными периодами стабильного положе-ния или погружения. Каждый такой этап сопровождался усиленной боковой эрозией и накоплением аллювиальных отложений в долинах рек. Последовавшее вслед затем очередное поднятие вызвало врезание русел в накопленный аллювий. При этом скульптурные и скульптурно-аккумулятивные террасы ниже, средние и верхнечетвертичного возраста высотой соответственно 40—60 м, 20—30 м, 12—15 м, 6—8 м сохранились от размытия на небольших участках; современные же аккумулятивные террасы высотой 1—4 м (высокая пойма) и до 1 м (низкая пойма) занимают большую часть дна речных долин.

В настоящее время побережье Татарского пролива, по мнению Г. С. Гашенина, носит явные следы погружения. Свидетельством этого служат затопленные устья рек, глубоко врезанные в берега бухты, широкое развитие берегов эрозийного типа. На фоне общего погружения в недавнее время имели место локальные поднятия в районе бухт Гроссевичи и Аджика (Кри-вышкин, Дашко, 1948).

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Территория листов М-54-XXXII-XXXIII характеризуется большим разнообразием проявлений полезных ископаемых, среди которых выделяются горючие ископаемые, рудные ископаемые, а также многочисленная группа строительных материалов.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Бурый уголь

В правом борту долины р. Колпи в 4 км выше устья р. Топты отмечены выходы бурых углей [18] в форме линзообразных прослоев мощностью 10—15 см, недолгих, быстро выклинивающихся по простиранию. Угли темно-бурого цвета, плитчатые, хрупкие, легко разламываются, практического интереса не представляют.

Торф

Наиболее значительные запасы торфа находятся в приустьевой части р. Колпи [21], в среднем течении р. Колпа [25], а также на правом берегу р. Ботчи у южной границы района [33]. Торф образовался в результате заболачивания затопленных ранее морем приустьевых частей долины. Плотность, занятая торфом на каждом из участков, составляет не более 4 км² при средней мощности пластов от 1,5 до 2,7 м.

Торф состоит из плохо разложившихся стеблей и корней болотных растений бурого цвета.

Из-за низкого качества залежи торфа интереса не представляют.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Магнетитовые руды

Магнетитовое рудопроявление [7] известно в 1 км выше слияния рр. Инды и Колпи.

Участок сложен раннепалеогеновыми гранит-порфирами, интенсивно breкчированными, окварцованными в поздне шириной около 200 м восточного-северо-восточного простирания. Полоса нарушений простекается на 2,5—3 км. Магнетит в ассоциации с кварцем выполняет роль цементирующей массы тектонических breкчий.

Содержание магнетита на участках, испытывавших интенсивное дробление, не превышает 1—2%.

Рудопроявление промышленного интереса не представляет.

Сынец

Коренное рудопроявление галенита [28] открыто в 1962 г. в среднем течении р. Ботчи, в 2,5 км запад-северо-западнее отметки 716. Рудопроявление приурочено к экзоконтакту дюритового массива. Вмещающие породы представляют интенсивно дробленные туфами и туфогалами самаргинской свиты, подвергшиеся процессам гидротермального изменения: хлоритизации, амфиболитизации, эпикристаллизации, в зоне нарушения северо-восточного простирания, переходящего по долине р. Ботчи.

Рудная минерализация представлена тонкой выделенностью и волосовидными прожилками галенита. Анализ 10 кг протоочки показал содержание галенита, равное 0,05 г. В очень небольшом количестве присутствуют пирит и халькопирит.

Указанное рудопроявление имеет лишь минералогический интерес.

В междуречье Дедахани — Сланку известен металлотермический ореол рассеяния свинца [2], содержание которого в пробах колеблется от 0,001—0,1% до 1%. На участке развиты андезиты самаргинской свиты, испытавшие интенсивные гидротермальные изменения: хлоритизацию, эпидиотизацию, пиритизацию.

Из-за малого содержания полезного компонента ореол промышленной ценности не имеет.

В настоящий момент на территории района известно четыре коренных полиметаллических рудопроявления: Перевальное [6], в правом борту долины р. Коппи [12], в 2,8 км выше устья р. Бейнига, в верховьях р. Мишунин Ключ [34] и в устье ключа Суако [14]. Перевальное рудопроявление расположено на водоразделе ручьев Лебахани и Силанку и приурочено к зоне тектонического нарушения северо-восточного простирания.

Оруденение связано с кварц-эпидиотовыми линзами мощностью до 0,7 м. В виде равномерной вмещающей массы присутствуют галенит, сфалерит, халькопирит, пирит, церуссит, сингсонит, малахит, лимонит, англесит, ковеллин. Максимальное содержание свинца в борзодовых пробах достигает 6,25%, при среднем 2,74%.

Рудовмещающими телами являются минерализованные зоны дробления мощностью до 4,3 м. Всего на участке вскрыто до 60 минерализованных зон. Спектральный анализ из этих зон показал содержание Рb от 0,1% до 1%; Cu и Zn от 0,01 до 0,1%.

На участке рудопроявления развиты гидротермально измененные эффузивы: пиритизированные, окварцованные, эпидотизированные. Спектральные анализы из вмещающих пород показали содержание: Рb от 0,001—0,1 до 1%; Zn 0,01%, в двух пробах до 1%; Cu до 0,01%; Mo и Sn 0,001—0,01%. По данным химического анализа максимальное содержание в эффузивах Рb 0,24%; Zn 0,16%.

Из-за низкого содержания полезных компонентов и незначительных размеров рудопроявление не представляет промышленного интереса.

Рудопроявление в правом борту долины р. Коппи в 2,8 км выше устья р. Бейнига установлено в 1952 г. В кварцевой жиле мощностью 0,2—0,5 м, залегающей среди лейкократовых крупнозернистых гранитов, наблюдается редкая вмещающая среда пирита и в меньшем количестве галенита, халькопирита, касситерита.

По данным спектрального анализа штуфных проб установлено содержание: Cu 0,1%; Рb 1%; Ag 0,1%; Bi 0,1%; Sn 0,01%.

Низкие содержания полезных компонентов не позволяют говорить о промышленном значении участка.

Рудопроявление в верховьях р. Мишунин Ключ занимает площадь около 1 км². На участке рудопроявления развиты ороговцованные андезиты и туфы кварцевых порфиров эоценового возраста, которые прорваны гранитной интрузией. Мощность ороговцованной зоны 500—700 м. В контактовой зоне породы пиритизированы. Пиритизация развития главным образом по трещинам отдельности. Наиболее интенсивная пиритизация приурочена к внутренней части контактовой зоны, где наблюдается большое количество кварцевых прожилков мощностью до 1 см, с которыми связаны пирит, халькопирит и галенит.

В результате минералогического анализа штуфных проб в большом количестве был обнаружен пирит, в пяти пробах — халькопирит и ковеллин. Спектральный анализ показал содержание Cu 0,01%; Рb 0,01—1%; Zn 0,01—0,1%; Ag 0,001—0,1%; (в одной пробе 1%).

Из-за убогого содержания полезных компонентов, рудопроявление интереса не представляет.

Рудопроявление в устье кл. Суако [14] было открыто Я. С. Эдельштейном в 1897 г. Позднее участок изучался В. А. Бутакова (1931 г.) и Ю. Ф. Чемяковым (1950 г.). В 1952 г. рудопроявление детально разведывалось полевой партией ДВГУ под руководством И. А. Плотникова.

Участок сложен среднезернистыми лейкократовыми гранитами раннепалеогенового возраста. Спектральные анализы 300 проб показали содержание Рb 0,001—0,01% (в шести пробах Рb 0,01—0,1%); в 55 пробах был обнаружен Мо — 0,001—0,01%. Рудное тело представляет собой кварцевую жилу длиной около 100 м. Мощность ее изменяется от 0,1 до 0,7 м. Жила сложена крупнокристаллическим молочно-белым кварцем, содержащим обломки

измененных гранитов. Оруденение тонковкрашенное. Установлены галенит, сфалерит, арсенопирит, халькопирит и пирит, по которым развиваются вторичные минералы: церуссит, сингсонит, малахит, ковеллин.

Спектральный анализ борзодовых проб показал содержание Рb до 0,56%, при среднем 0,45%; Zn до 1,62% при среднем 0,68%; Мо 0,006—0,056%, среднее значение 0,023%. Кварцевая жила приурочена к зоне минерализованных тектонических брекчий. Спектральный анализ брекчий установил наличие Рb 0,1—1%; Sn 0,001—0,01%; Ag 0,01—0,1%; Мо 0,01—0,1%.

Из-за низкого содержания полезных компонентов рудопроявление практического значения не имеет.

Мышьяк

В 1952 г. в бассейне р. Дякома (в 4,5 км юго-восточнее высоты 1135, гора Катьда) было выявлено арсенопиритовое рудопроявление [23]. Рудное тело представляет кварцевую жилу мощностью 0,8 м. Она расположена среди сероватых мелкозернистых песчаников, прорванных крупнозернистыми лейкократовыми гранитами. Кварц в жиле молочно-белый, с поверхности ожелезненный, с рассеянной вмещающей арсенопирита и сфалерита.

В результате спектрального анализа штуфных проб выявлены следующие полезные компоненты: Cu 0,01%; Рb 0,01%; As 1%; Sn 0,001%; Zn 0,1%. Низкие содержания полезных компонентов не позволяют говорить о промышленной ценности рудопроявления.

Золото

По данным Я. С. Эдельштейна, В. А. Бутакова и Ю. Ф. Чемякова, незначительная вмещающая зола установлена в ассоциации с галенитом и пиритом в кварцевой жиле, секущей граниты Бюпинского массива близ устья р. Суако [10], правого притока р. Коппи. Последующими разведочными работами присутствие золота на этом участке не подтвердилось. При штиховом опробовании пойменного аллювия единичные знаки золота установлены в 10 штихах по рр. Коппи, Ботчи и их притокам. Оно встречается в мелких пластинках размером от 0,05 до 0,5 мм, реже 1 мм. Источником сноса золота в районе, по-видимому, являются контактовые зоны раннепалеогеновых гранитных интрузий. Рудопроявление практического значения не имеет.

Олово

В пределах листа М-54-ХХХII можно выделить два оловянных участка: первый в бассейне рр. Коппи и Инда; второй — в бассейне р. Ботчи. Касситерита [5], а также выявлен штиховой ореол [4] и непромысленная оловянная россыпь [8].

Рудопроявление представлено редкими обломками жильного кварца, обнаруженными в долинах в пределах массива гранит-порфиров раннепалеогенового возраста. В обломках кварца наблюдались фроксы касситерита размером до 2—3 см. Гранит-порфиры интенсивно окварцованы, осветлены, в большом количестве в них наблюдаются прожилки гематита, магнетита, кварца. Мощность прожилков изменяется от долей сантиметра до 2—3 см. Проведенные спектральные анализы показали содержание Sn 0,001—0,01%. Ограниченные размеры и низкие содержания олова не позволяют говорить о промышленной ценности рудопроявления.

На этом же участке в пределах штихового ореола было отмыто около 20 штихов с содержанием касситерита от 1—2 до 40 знаков. Интерес ореола не представляет.

Внутри штихового ореола в низовье правого безымянного притока р. Инда выявлена непромысленная оловянная россыпь.

В пройденных на участке шурфах наблюдается резкое увеличение каскитерита с глубиной от 10—15 знаков (глубина 0,5 м) до весового содержания (глубина 2 м). В связи с этим в случае проведения в районе геологических работ может быть рекомендована попутная доразведка участка с проходкой шурфов глубиной до 5—6 м с отливкой шпихов через 0,5 м. Результаты металогеохимического опробования на этом же участке позволили выделить более широкий по сравнению с шпиховым ореол-рассеяния олова [3]. Анализ 300 проб показал содержание Sn 0,001—0,01%, в тесной ассоциации с которым повсеместно устанавливается молибден (0,001—0,01%), а также очень разнообразный комплекс элементов: Pb, Zn, P, Be, Li, Ca, V, W, As, La, Yb. Их содержание, не исключая Rb (до 0,1%), как правило, не превышает тысячных долей процента. Из-за низких содержаний полезных компонентов промышленного значения ореол не имеет.

Кроме описанных ореолов и рудопроявлений на территории листа М-54-XXXXI известны следующие шпиховые ореолы каскитерита.

Ореховосный ореол [1] в верховьях безымянного притока р. Иоти (в 4 км северо-восточнее выс. 1228, гора Инда) связан с лейкократовыми биотитовыми гранитами раннепалеогенового возраста. В 15 шпихах выявлен каскитерит в количестве от 1—2 до первых десятков знаков. В отдельных шпихах обнаружены единичные знаки вольфрамит. Низкие содержания полезных компонентов не позволяют говорить о промышленной ценности ореола.

Шпиховые ореолы каскитерита известны по левому безымянному притоку р. Коши [1], в 3 км ниже р. Итенану и по р. Кукуша [27].

Первый из них приурочен к раннепалеогеновой интрузии гранодиоритов, расположенной к северу от северной рамки листа М-54-XXXXII. На участке был отмыт 21 шпих с единичными знаками каскитерита. В отдельных шпихах наблюдались знаки висмутита. Практического значения ореол не имеет.

Ореол по р. Кукуше связан с непромысленным месторождением олова, расположенным западнее рамки листа М-54-XXXXII. На участке было отмыто 23 шпиха, показавших содержание каскитерита от 1 до 69 знаков. Образование перспективных россыпей в среднем и нижнем течении р. Кукуша является мало вероятным.

В 1952 г. Е. Т. Михайловой в верховьях р. Монсеев Ключ в пяти шпихах был обнаружен каскитерит в количестве от 1 до 10 знаков. Дополнительные работы, проведенные в 1961—1962 гг., позволили выделить по р. Монсеев Ключ шпиховой ореол [31]. При этом дополнительно было отмыто 12 шпихов с содержанием каскитерита от 2 до 11 знаков.

Участок сложен раннепалеогеновыми грейзенизированными гранитами и гранито-порфирами.

Проведенное на участке металогеохимическое опробование показало содержание Sn 0,001% (редко до 0,01%), повсеместно ассоциирующее с молибденом — 0,001%. По данным опробования канав в верховьях р. Монсеев Ключ, в гранитах были обнаружены грейзенизированные зоны, размеры которых установить не удалось. Во всех пробах, взятых из зон грейзенизации, установлены Sn, Mo (0,001% до 0,01%).

Имеющихся данных недостаточно для промышленной оценки участка, однако для постановки дополнительных поисковых работ он, бесспорно, представляет интерес.

Вольфрам

В 1962 г. в верховьях правого притока р. Дяконы открыто коренное рудопроявление вольфрамита [24]. В глыбе жильного кварца наблюдаются удлиненные кристаллы (размером до 2—2,5 см) вольфрамита пластинчатой и табличчатой формы, иногда замещенные лимонно-желтыми окристаллами пинактами ферригугенита.

При дальнейшем обследовании участка в аллювиальном распаде были обнаружены обломки кварца с вольфрамитом. Участок сложен биотит-роговообман-

ными гранитами и гранодиоритами раннепалеогенового возраста. В гранитах наблюдаются многочисленные кварцевые прожилки, как правило, сопровождающиеся грейзенизированными оторочками мощностью до 40 см. На участке отмыто семь шпихов, причем в четырех установлены единичные знаки вольфрамита (2—3 зерна).

Металогеохимическим опробованием были обнаружены Pb, Bi, Mo, Ag, Li в количествах от 0,001 до 0,01%. Рудопроявление практического интереса не представляет.

В 1953 г. Е. Т. Михайловой в верховьях р. Монсеев Ключ в двух шпихах был обнаружен вольфрамит в весовом количестве от 0,029 до 0,0560 г на лоток.

Работами 1962 г. подтверждено весовое содержание вольфрамита в шпихах на данном участке, причем содержание его достигает 20—25 мз.

В ассоциации с вольфрамитом наблюдались единичные знаки каскитерита, галенита, ильменита, базовисмута, монацита.

В пределах участка развиты лейкократовые и биотитовые граниты раннепалеогенового возраста, рудные палеогеновые андезиты и кислые эффузивы. Так как вольфрамит — малоустойчивый минерал, присутствие его в шпихах в весовом количестве является благоприятным признаком для поисков коренных источников вольфрамита, локализующегося в кварцевых жилах и прожилках в гранитах.

Учитывая совместное нахождение вольфрамита с галенитом, каскитеритом, монацитом, участок следует считать заслуживающим внимания.

Молибден

На территории листа М-54-XXXXII известно несколько собственно молибденовых рудопроявлений, а также рудопроявлений, в которых молибден является сопутствующим элементом.

Выше было описано полиметаллическое рудопроявление в устье кп. Судак [14], где вместе с цинком, свинцом, медью отмечены следы молибдена — 0,001—0,01%; редко до 0,1%.

Работами 1961—1962 гг. выявлен ряд участков с повышенным содержанием молибдена. В верховьях р. Монсеев Ключ установлен металлотермический ореол рассеяния Mo [30]. Ореол приурочен к грейзенизированным раннепалеогеновым гранитам и грейзенам. Примерно в 150 из 200 спектральных проб, отобранных на участке, содержание Mo 0,001—0,01%. Проб, в которых бы молибден отсутствовал, нет. Кроме Mo спектральными анализом в грейзенах установлено наличие Sn — 0,001—0,01%; Cu — 0,001—0,01%, Sr — 0,001—0,01%; V — 0,01%; Zn — 0,01%; Pb — 0,01%.

Отмечается прямая зависимость между содержаниями молибдена и олова: повышенные концентрации первого элемента, как правило, сопровождаются повышенным содержанием олова.

В нескольких шпиховых пробах гранитов отмечена тонкая вкрапленность молибденита в грейзенизированных кварцевых прожилках.

Данные для заключения о промышленной ценности участка сейчас недостаточны, однако, учитывая разнообразный комплекс имеющихся здесь полезных компонентов, и в первую очередь Mo, Sn, W, а также обширность территории (около 14 км²), участок рекомендуется для постановки поисково-съемочных работ в масштабе 1 : 50 000.

Большое сходство с описанным участком имеет рудопроявление молибденита [15] в 1 км ниже устья р. Санку. Здесь молибден также связан с грейзенизированными гранитами. В грейзенах молибденит образует тонкую вкрапленность.

Рудопроявление в низовьях р. Санку расположено внутри спектрометаллотермического ореола рассеяния [16]. На участке совместно с молибденом во всех пробах наблюдается присутствие олова.

Спектральные анализы проб, взятых из коренных и рыхлых отложений, показали содержание: Mo 0,001—0,01%; в среднем 0,01%; Sn 0,001%; Pb

0,001—0,01 %; Zn 0,001—0,01 %; Cu 0,001—0,01 %; Sr 0,00—0,1 %; Ti 0,1—1 %; V 0,01 %; Вi 0,001 %.

Из-за низкого содержания полезных компонентов участок в низовых р. Санку практического интереса не представляет.

Руд мелких рудопроявлений молибдена известен в северо-западной части листа М-54-XXXII. Рудопроявление в устье р. Инды [9] связано с орто-вызованными песчанками угольной свиты, в которых отмечается обилие маломощных (2,5—3 см) кварцевых прожилков с чешуйками молибденита диаметром до 2 см. Металлогенетическое опробование показало содержание молибдена около 0,01 %. Рудопроявление в устье р. Диколы (в 0,5 км выше ее впадения в р. Коппи) [22] установлено в скальных обрывах гранитоидов Бяполинского массива. В гранитах близ дикой андезитов наблюдается зона дробления мощностью около 1 м, выполненная гранитной дресвой, кварцем, глиникой трения, и прослеженная на расстоянии около 6 м. В гранитах вблизи зоны дробления и в самой зоне встречаются прожилки чешуйчатого молибденита с диаметром чешуек до 5 см. Спектральный анализ гранитов показал содержание Mo 0,01 %.

Рудопроявление [13], подобное вышеописанному, наблюдается в низовых р. Бяполи (в 0,5 км ниже ее устья). В гранитах Бяполинского массива установлена зона дробления мощностью до 1 м с выделенными крупночешуйчатого молибденита (до 3—5 см в диаметре).

В низовых Утарного Ключа в 1962 г. открыто рудопроявление [29] молибдена, связанное с роговиками экзоконтакта эффузивных и осадочных пород с интрузией раннепалеогеновых гранитов. В роговиках наблюдаются волосовидные прожилки мелкочешуйчатого молибденита и пирита.

Все описанные рудопроявления не имеют промышленного значения.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Изверженные породы

Базальты и андезиты составляют почти всю восточную часть района и залегают на поверхности или перекрываются маломощными (не более 3 м) четвертичными отложениями. Запасы их неограничены. В настоящее время базальты и андезиты не разрабатываются из-за отсутствия потребности. Прочные породы — граниты, диориты и др. могут быть использованы как строительный и бутовый камень, но из-за трудности транспортировки не могут представлять интереса для строительных целей.

Глины

Глины, пригодные для производства кирпича, имеют ограниченное распространение. Запасы их не подсчитаны, но, по-видимому, небольшие.

В настоящее время известно четыре месторождения глины.

Первое месторождение [17] расположено в правом борту долины р. Коппи в 4 км выше устья р. Тотты. Глины здесь озерного происхождения, залегают в виде пластов, перемежающихся с песком и имеют разную мощность — от белой до шоколадной. Общая мощность пластов глины 6 м. В выде небольших выходов они прослежены вверх по р. Коппи на расстоянии 1 км. Запасы их незначительны.

Глины очень плотные, обладают прекрасными пластичными свойствами и вполне могут быть использованы для производства кирпича. Однако в связи с удаленностью этого месторождения от населенных пунктов и отсутствием к нему дороги в настоящее время месторождение не разрабатывается.

Второе месторождение [19] глины расположено в левом борту р. Коппи, близ становица Ульва. Глины палеогенового возраста, пластичные, огнеупорные. Мощность отдельных пластов не превышает 1,5—2 м, общая мощность около 5 м. Среди глин наблюдаются мелкие линзы песка и гравия, снижающие их качество.

Третье месторождение [26] находится в 1,0 км западнее оз. Сикта-Дуа-Кисса. Глины здесь озерного происхождения, серовато-голубоватые, плотные, вязкие с мелкими линзами песка и гравия. Мощность глин 0,8—1 м, глубина залегания их от поверхности колеблется от 1 до 1,3 м. На базе этого месторождения работал кустарный кирпичный завод, изготовлявший кирпич для нужд местного населения.

Небольшое месторождение глины [20] известно в правом борту долины р. Коппи (в 6,5 км ниже устья р. Тотты). По своим качествам глины очень похожи на описанные выше. Из-за ограниченности запасов и трудности транспортировки месторождение не эксплуатируется.

Пески

Пески слабосильные, пригодные для строительных целей, имеются у пос. Коппи, где они сложены морской песчаной коса протяженностью до 2 км и шириной 60—100 м, а также у м. Устени, где песчаный пляж имеет длину до 7 км при ширине 10—15 м. Из-за близкого залегания грунтовых вод на этих участках для разработки удобна только верхняя часть толщи песка мощностью до 1 м. У м. Песчаного следует отметить пески, лежащие в морскую террасу, береговой вал и близ на протяжении 6 км. Пески могут использоваться для строительных целей. Транспортировка их возможна только морским путем.

Галечники

Галечники широко распространены в районе, сложен надпойменные террасы и косы рр. Коппи, Ботчи и их крупных притоков, а также близ на берегу моря. В составе гальки базальты, андезиты, гранитоиды. Запасы галечников в районе практически неограничены.

Опоки и трепела

Опоки и трепела находятся в левом борту р. Ботчи в 3 км выше ее слияния с р. Мульпа. Опоки залегают среди палеогеновых отложений, включая пропластки и линзы туфопесчанков. Мощность опок 71 м. Толща разбита на четыре пакки пропластками зеленоватых песчанков. Мощность опокowych пакек от 2,1 до 2,9 м, а пропластков песчанков — от 0,8 до 1,8 м. Опоки выходят на дневную поверхность в скалистых обрывах р. Ботчи высотой до 60 м. Месторождение занимает площадь в 1,5 км². Опоки на значительной площади месторождения выходят на дневную поверхность, прикрыты небольшим слоем наносов.

Описываемое месторождение разведано канавами и опробовано в 1931 г. Н. В. Овчинниковым.

Разведочными работами запас опок определяется: по категории А — 500 000 м³, по категории С — 22 000 000 м³. Всего 22 500 000 м³.

Технические анализы с несомненностью доказали, что ботчинские опоки могут служить великопленными активными добавками к цементу. Несмотря на то, что ботчинские опоки обладают весьма ценными качествами, эксплуатация их — дело будущего, так как месторождение значительно удалено от населенных пунктов и от побережья.

По степени перспективности территорию листов М-54-XXXII-XXXIII можно разбить на две части.

Западная часть, охватывающая среднее течение рр. Коппи и Ботчи, сложенная мезозойскими эффузивными и осадочными породами с широким развитием раннепалеогеновых интрузий, наиболее перспективна для обнаруже-

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Компоненты	Проба из I пачки	II проба из II пачки	III проба из III пачки	IV проба из IV пачки	Среднее из четырех проб
SiO ₂	71,20	90,45	86,54	91,39	84,89
Активный кремнезем	56,50	—	8,55	18,00	27,70
Fe ₂ O ₃	5,65	1,28	3,47	0,94	2,80
Al ₂ O ₃	12,67	0,50	0,03	2,34	3,88
CaO	1,35	0,30	0,50	0,94	0,77
MgO	0,40	—	Силы	0,42	0,21
Na ₂ O	—	0,23	0,38	—	0,15
K ₂ O	0,46	1,56	1,29	0,63	0,98
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—
SO ₃	0,25	0,42	0,51	0,43	0,40
Влага	7,91	0,37	0,41	3,11	2,95
П.п.п.	13,01	4,89	6,15	5,61	7,66
FeO	0,38	—	—	0,22	0,45

Первый участок характеризуется широким развитием зон грейзенизации, с которыми связаны ореолы рассеяния Mo и Sn . Очень богатый интерес представляет также отходы на участке шлихи с веховым содержанием (25 г/м^3) вольфрамита. На участке рекомендуются поисково-съемочные работы M-6a 1:50 000 .

В нижнем течении р. Инды интерес представляет выявленная непромышленная россыпь касситерита. Учитывая благоприятные условия для образования промышленных россыпей: геоморфологические условия (стабильные формы рельефа, сравнительно небольшой уклон долины), наличие коренного рудопроявления касситерита весьма перспективной касситеритово-кварцевой формации, а также данные электрометрического и шихового опробования, на участке непромышленной россыпи может быть рекомендована попутная доразведка с проходкой 5—6 м шурфов. Из других полезных ископаемых в западной части известны рудопроявления синца, мышьяка, зоолота, вольфрама. Однако промышленного значения эти рудопроявления не имеют и в настоящее время не рекомендуются для более детального изучения.

Восточная часть района мало перспективна в отношении обнаружения месторождений рудных полезных ископаемых, на что указывает общий неотагорпированный геологическая обстановка, характеризирующаяся глубоким залеганием фундамента, перекрытого мощной толщей базальтов, а также полное отсутствие в этой части рудопроявлений. Однако в восточной части возможно широкое использование строительных материалов: песков, камня, галечника, глины.

Менее распространены плавово-трещинные воды, приуроченные к молотым палеоген-четвертичным базальтам совананской свиты.

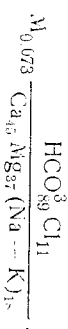
Подземные воды распространены в горных сравнительно узких речных долинах.

Питание грунтового-трещинных вод, связанной с трещиноватой зоной выветривания, происходит главным образом за счет атмосферных осадков с апреля по октябрь.

В горах даже на крутых, но залесенных или задернованных склонах stok задерживается растительностью, и большая часть выпавших осадков просачивается в грунт. Рыхлые образования, покрывающие склоны и состоящие преимущественно из суглинка или смеси с примесью значительного количества деревьев и щебня (коэффициент фильтрации чаще 1—5 м/сутки), также способствует инфильтрации атмосферных осадков. Однако несмотря на благоприятные условия инфильтрации атмосферных осадков грунтовые воды в преднозловой зоне выветривания, мощность которой обычно не превышает 50—60 м, не образуют крупных запасов, так как уже воизни областей питания происходит дренаж подземных вод тусой сетью расщелин и речных долин, что фиксируется по многочисленным выходам родников, дебиты которых чаще равны 0,01—0,1 м/сек.

1. Длина лагастыи трещинных вод зависит главным образом от рельефа и степени трещиноватости пород. В речных долинах зеркала грунтовых вод обычно находятся выше дневной поверхности. На склонах глубина залегания его достигает нескольких десятков метров. Водоносные горизонты и горные вершины практически безводны.

1 горизонты трещинных пород входят в зону выветривания эффузивных, лентуэвских и осадочных грунтов. Воды выветривания эффузивных, лентуэвских и осадочных пород входят в зону наиболее активного стока с анисодидитными, обычно безангидридными, водами, поток которых направлен к местным эрозионным врезам рек. Площадь поверхностного и подземного стока в пределах этой зоны, как правило, совпадает. Благодаря близости участков питания к участкам разгрузки и наличию больших уклонов водообмен с поверхностью происходит очень быстро (от десятков часов до нескольких месяцев). Быстрым водообменом объясняются и очень слабая минерализация грунтовых вод зоны выветривания — воды ультрапресные, преимущественно гидрокарбонатные, кальциево-магниевого с типичной формулой



Естественные ресурсы подземных вод в горном районе резко меняются. В периоды интенсивного питания атмосферными осадками они очень большие, к концу зимы становятся ничтожными.

До сих пор постоянные эксплуатационные ресурсы трещинных грунтовых вод, зоны выветривания наблюдаются по долинам ручьев и рек, где и реко-мендуется закачивать для их эксплуатации буровые скважины глубиной 50—60 м. Лебные скважины, как правило, будут неэффективны, порядка 0,1—1, реже до 3 л/сек. Наиболее водообильными (с дебитами 0,5—3 л/сек) будут скважины, вскрывшие трещинно-прутковые воды зоны выветривания гранитов и базальтов казанской свиты.

В пределах территории широко распространены и трещинно-жильные воды зон разрывных тектонических нарушений.

¹ Раздел «Пользующие воды» написан А. Б. Разживиным.

Трещинно-жилые воды — воды более глубокой циркуляции по сравнению с трещинно-грунтовыми водами зоны выветривания и имеют несколько повышенную по сравнению с последними минерализацию, хотя, как правило, она не превышает 500 г/л.

На более глубокой циркуляцию трещинно-жилых вод указывает выход термального источника с температурой воды около 30°С. Источник расположен на правом берегу р. Ботчи, выше впадения кт. Угарный и связан со сбросом довольно глубокого заложения.

Зоны тектонической трещиноватости обладают хорошими фильтрационными свойствами. Дебиты скважин, вскрывших трещинно-жилые воды, как правило, выше дебитов скважин, вскрывших трещинно-грунтовые воды и чаще будут равны в пределах речных долин 3—15 л/сек. В горной части территории трещинно-жилые воды обычно обладают небольшими эксплуатационными запасами, зависшими главным образом от размеров области питания той или иной тектонической зоны. Основные запасы приурочены к долинам горных рек и ручьев. Водораздельные участки обычно служат областями питания.

Трещинно-грунтовые воды зоны выветривания обычно также участвуют в питании трещинно-жилых вод. При значительных размерах области питания трещинно-жилые воды в пределах долин горных рек могут обеспечить потребности в воде порядка 50—20 л/сек. В случае малых размеров области питания, даже при очень высокой водоотдаче пород в пределах зоны, запасы трещинно-жилых вод ограничены, быстро истощаются, вследствие чего трещинно-жилые воды таких участков могут быть использованы только для мелкого водоснабжения с потребностью менее 20 л/сек.

Воды базальтов плейсто-четвертичного возраста хотя и несут на территории меньшее распространение, чем трещинно-грунтовые воды зоны выветривания, но значение их как источников водоснабжения очень большое, особенно в северной части территории. Выполнены в бассейнах рек Бол. Хады и Топты древние понижения в рельефе (древние долины рек, депрессии), предопределенные системой грабенов, совпадения свита состоит из ряда покровов базальтов мощностью 3—10 м. Между напластами покровов мощностью 15—40 м наблюдаются коры выветривания. Несмотря на то, что базальты трещиноваты на всю мощность, наиболее интенсивная трещиноватость наблюдается до глубины 100 м от поверхности. В более глубоком залегающих покровах базальтов первичные трещины обычно выполнены частично или полностью каолиновыми глинами.

Воды базальтов — сложный водоносный комплекс, состоящий из нескольких связанных или изолированных друг от друга водоносных горизонтов. Подоймой водоносных горизонтов служат слабо трещиноватые разности базальтов, базальты с закрытыми трещинами, а также коры выветривания, представленные тяжелыми суглинками и глинами. Верхний водоносный горизонт обычно имеет свободную поверхность зеркала, т. е. относится к грунтовым. Нижележащие водоносные горизонты чаще напорные.

Глубина залегания зеркала воды в базальтах зависит от современного рельефа (положения участка базальтового плато относительно уровня моря и степени его расчленения) и глубины залегания водоупоров в толще базальтов. Вблизи побережья Татарского пролива в долинах рр. Бол. и Мал. Пучи и кт. Баца у пос. Иннокентьевский глубина залегания зеркала воды в базальтах незначительна (менее 10 м). На водораздельных участках плато, в междуречье Бол. Хады — Копчи и в бассейне р. Топты глубина залегания подземных вод, по-видимому, достигает 50—100 м, а участками возможно и более, хотя не исключена возможность встречи там верхнего водоносного горизонта и на глубине 10—20 м.

Платообразный рельеф, задерживающая и заплескивающая значительные коэффициенты фильтрации покровных эоловых образований создают благоприятные условия для питания водоносного комплекса. Питание водоносного комплекса происходит почти на всей площади его распространения. Источником питания подземных вод являются преимущественно атмосферные осадки, в меньшей степени — воды аллювиальных отложений малых

рек (Сия, Дяко и др.). На отдельных участках в питании водоносного комплекса принимают участие и поверхностные воды (воды рек, болот). Разружка водоносного комплекса происходит в реки Топты, Копчи, Бол. Хады, а также Татарский пролив.

Верхний водоносный горизонт разрушается поимено вышеуказанных рек и в более мелкие. В бассейне р. Бол. Хады подземные воды глубоких водоносных горизонтов, по всей вероятности, движутся по древней долине притока Копчи в северо-северо-восточном направлении к стороне бухты Советская Гавань, где разрушаются в Татарский пролив.

Водообильность комплекса базальтов зависит от их водопроницаемости и мощности водоносных горизонтов. В трещиноватых разностях базальтов с коэффициентами фильтрации 5—40 м/сутки дебиты скважин в благоприятных условиях накопления подземных вод могут достигать 10—15 л/сек и даже 75 л/сек (Разживин, 1958), в слабо трещиноватых разностях базальтов с коэффициентами фильтрации менее 0,5 м/сут дебиты скважин обычно не будут превышать 0,5—3 л/сек.

Режим вод сравнительно постоянный, особенно для водоносных горизонтов, залегающих ниже местных базисов эрозии. По химическому составу воды базальтов гидрокарбонатные щелочноземельные. Минерализация вод слабая (50—250 мг/л). Более глубокие водоносные горизонты с водами более замедленной циркуляции имеют минерализацию большую по сравнению с верхними водоносными горизонтами. На побережье Татарского пролива, вблизи пос. Иннокентьевский, в береговой полосе шириной 200—800 м можно ожидать при интенсивной эксплуатации водоносных горизонтов в базальтах погоса морских соленых вод. Водоносный комплекс в базальтах плейсто-четвертичного возраста имеет большое значение как источник водоснабжения. Запасы подземных вод можно ориентировочно оценить в 20—25 тыс. м/сутки. Эти цифры говорят о возможности базирования на подземных водах базальтов плейсто-четвертичного возраста крупного водоснабжения.

Воды аллювиальных отложений могут иметь большое значение как источник водоснабжения в наиболее крупных речных долинах (Копчи, Ботчи, Мудья, Копчи, Топты, Копка, Май, Бол. Хады, Выпоти, Дикомы). Водовмещающие породы представлены преимущественно галечниками с хорошими фильтрационными свойствами. Для аллювиальных отложений средний коэффициент фильтрации порядка 100 м/сутки. Глубина залегания зеркала грунтовых вод незначительна и обычно не превышает 3 м. Мощность водоносного горизонта невелика, порядка 3—10 м.

Водоносный горизонт тесно связан с водами рек. Питается за счет атмосферных осадков, трещинно-грунтовых, трещинно-жилых и трещинно-пластовых вод, разрушающихся в долины, и водами рек в периоды подъема уровня. Разружается в реки. Обладая хорошими фильтрационными свойствами, водоносный горизонт несмотря на незначительную площадь распространения и сравнительно небольшую мощность содержит крупные запасы воды. Ожидаемые дебиты совершенных скважин порядка 2—20 л/сек. Режим переменный. Дебиты скважин в зимнее время обычно падают в два и даже более раза по сравнению с летним временем. Воды гидрокарбонатные щелочноземельные с минерализацией чаще до 100 мг/л. При организации водоснабжения следует учитывать возможность загрязнения грунтовых вод с поверхности.

ЛИТЕРАТУРА

Опубликованная

Арсеньев В. К. «В горах Сихотэ-Алиня». «Сквозь тайгу». Гослитиздат, 1958.
Быковская Е. В. Стратиграфия и петрология верхнемезозойских и кайнозойских вулканогенных образований Ольго-Летохинского района. ВСЕГЕИ, 1960.

Давин Ю. М. О кайнозойском вулканизме восточного склона Северного Сихотэ-Алиня. Изв. выс. уч. завед. «Геология и разведка», 1958, № 4.

Кропоткин П. Н. Краткий очерк тектоники и палеогеографии южной части Советского Дальнего Востока. Вопросы геологии Азии, т. 1. Изд-во АН СССР, 1954.

Магеев Е. Ф. Боткинское месторождение трепетов и опок. Вестник Дальневосточного филиала АН СССР, № 22, 1937.

Овсянников Н. В. Каменные строительные материалы, т. 1, 1938. Погольский Н. И., Сазонова М. Д. Геологическая карта и карта полезных ископаемых м-ба 1:200 000. Серия Сихотэ-Алинская. Лист М-54-XXXI и объяснительная записка к ним. Гостеолиздат, 1958.

Плахотник В. Г. Строение и возраст совгаванской свиты к северу от широты бухты Кушин. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1959.

Плахотник В. Г. Стратиграфия верхнемеловых и кайнозойских вулканических образований северо-восточного Сихотэ-Алиня. «Советская геология», № 3, 1962.

Разживин А. Б. (при участии Дулякис Э. К.). Геологическая карта и карта полезных ископаемых м-ба 1:200 000. Серия Сихотэ-Алинская. Лист М-54-XXVII и объяснительная записка к ним. Гостеолиздат, 1959.

Решение межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Дальнего Востока. Гостеолиздат, 1958.

Салауи С. А. Порфировая формация складчатых областей. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7, 1957.

Салауи С. А., Плахотник В. Г. О границе меловой и палеогеновой систем в Сихотэ-Алине. Международный геологический конгресс, XXI сессия (1960). Проблемы 5. Изд-во АН СССР, 1960.

Фаворская М. А. Верхнемеловой и кайнозойский магматизм Восточного склона Сихотэ-Алиня. Тр. ИГЕМ, вып. 7, 1956.

Фаворская М. А., Рыб М. Г., Кигай К. А. Магматизм Сихотэ-Алиня и Приханкайского района и его металлогенические особенности. Тр. ИГЕМ, вып. 45, 1961.

Эдельштейн Я. С. Северный и Средний Сихотэ-Алинь. Изд. ЦРГО, т. 41, вып. 2, 1905.

Фондовая

Бугалов В. А. Геологические исследования в бассейне р. Коппи. Предварительный отчет за 1931 г. Фонды ДВГУ.

Вейман И. И., Кудряшов В. Г. Отчет о работах Дальневосточной аэроматгитной партии 8/55 в Хабаровском крае и на о. Сахалин. Контора Востокнефтегеофизика, Иркутск, 1956.

Головнева А. А., Кузнецов А. К. Геологическое строение Буга-Коппинского междуречья. Фонды ДВГУ, 1954.

Изох Э. П., Кунаев И. А., Русс В. В., Наговкая Г. И., Мещеряков В. В., Савченко А. И. Металлогения северного Сихотэ-Алиня и прилегающей территории левобережья р. Амур. ВСЕГЕИ, 1961.

Кривичский Д. В., Давко Е. К. Геологическое строение бассейнов рек Ботчи и Нельма, 1948.

Крутов Н. К. Отчет о результатах поисково-разведочных работ в бассейне р. Коппи за 1953—1955 гг. (Коппинская партия № 531), 1956.

Наседкин В. В., Гриневич В. В., Наседкина В. X. Отчет о геолого-поисковых работах на пьезо-кварц в бассейнах среднего течения рр. Анной и Коппи.

Плахотник В. Г., Дулякис Э. К. Стратиграфия кайнозойских вулканогенных образований восточного склона Сихотэ-Алиня к северу от широты бухты Кушин. 4 ГУ, 1957.

Плахотник В. Г., Тишина А. С. Геологическая карта и карта полезных ископаемых м-ба 1:200 000. Серия Сихотэ-Алинская. Лист L-54-1 и объяснительная записка к ним. 4 ГУ, 1960.

Плахотник В. Г., Тишина А. С., Ахметьев М. А. Геологическая карта и карта полезных ископаемых м-ба 1:200 000. Серия Сихотэ-Алинская. Лист L-54-11 и объяснительная записка к ним. 4 ГУ, 1960.

Плотников И. А. Отчет о полупных поисках, проведенных партией № 400 за 1952 г. ДВГУ, 1953.

Разживин А. Б., Михалина Е. Т. и др. Геология, гидрогеология и полезные ископаемые бассейнов среднего и нижнего течения рр. Коппи и Ботчи. 4 ГУ, 1954.

Ривов Л. А., Добин М. А., Гриневичкий Г. З. Отчет Дальневосточной аэроматгитной партии за 1957 г. Зап. Геофиз. треста, 1958.

Чемков Ю. Ф. Отчет о геолого-съемочных работах в бассейне р. Коппи. ДВГУ, 1950.

Шилькер А. Г. Отчет о результатах поисково-разведочных работ в бассейне р. Коппи. ДВГУ, 1953.

Шуршалова В. А., Шевченко В. К. Геологическая карта и карта полезных ископаемых м-ба 1:200 000. Серия Сихотэ-Алинская. Лист М-54-XXVI и объяснительная записка к ним. 4 ГУ, 1962.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1
СПИСОК МАТЕРИАЛОВ, ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ДЛЯ СОСТАВЛЕНИЯ
КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

№ пп	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления или издания	Местонахождение материала, его фондовый № или место издания
1	Ахметьев М. А., Боташева Л. П., Столяров И. С.	Информационный отчет о результатах редакционно-уязвочных работ в междуречье Копни и Ботчи	1963	Фонды ДВГУ, 4021с
2	Бугатов В. А.	Геологические исследования в бассейне р. Копни	1932	Фонды ДВГУ, 4028
3	Головнева А. А., Кузнецов А. И.	Геологическое строение Буга-Копнинского междуречья	1954	Фонды ДВГУ, 06117
4	Кривяцкий Л. Б., Давко Е. К.	Геологическое строение бассейнов рек Ботчи и Нельма	1948	Фонды ДВГУ, 02160
5	Крутов Н. К.	Отчет о результатах поисково-разведочных работ в бассейне реки Копни за 1953—1955 гг. (Копнинская партия № 531)	1956	Фонды ДВГУ, 05012
6	Малеев Е. Ф.	Ботчинское месторождение трепелов и олок	1937	Вестн. Л. В. фил. АК. Наук СССР, № 22
7	Овсянников Н. В.	Каменные строительные материалы, т. 1	1938	Москва
8	Плотников И. А.	Отчет о попутных поисках, проведенных партиями № 400 за 1952 г.	1953	Фонды ДВГУ, 6090
9	Разживин А. Б., Михалина Е. Т.	Геология, гидрогеология и полезные ископаемые бассейнов среднего и нижнего течения рр. Копни и Ботчи	1954	Фонды 4 ГУ, № 257сс
10	Чемсков Ю. Ф.	Отчет о геолого-съемочных работах в бассейне р. Копни	1950	Фонды ДВГУ, 02515
11	Эдештейн Я. С.	Северный и средний Сихотэ-Алинь	1905	Изд. ПРГО, т. 41, вып. 2, Санкт-Петербург

ПРИЛОЖЕНИЕ 2
СПИСОК ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ
ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ М-54-XXXII КАРТЫ
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ М-БА 1: 200 000

№ по карте	Индикс клетки на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения (К — коренное, Р — россыпное)	№ использованного материала по списку
32	IV-2	Ботчинское	Не эксплуатируется	К	6, 7
Опоки и трепела					

ПРИЛОЖЕНИЕ 3

СПИСОК НЕПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ
ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ М-54-ХХХII-ХХХIII КАРТЫ
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ МАСШТАБА 1 : 200 000

№ по карте	Индекс клетки на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения (К—коренное, Р—руда, россыльное)	№ использования материнского материала по списку
Торф					
33	IV-2	Ботчинское	Не эксплуатируется	К	9
21	I-5	Нижнекопнинское	То же	К	9
25	I-5	Среднекопнинское	" "	К	9
Олово					
8	I-1	Низовья правого нижнего притока р. Инды	" "	Р	1
Глины					
19	I-4	В левом борту р. Копни близ станицы Удьяма	" "	К	9
26	II-5	В 1 км западнее оз. Сикта-Дуа-Киссы	" "	К	9
20	I-4	В 6,5 км ниже устья р. Топты	" "	К	9
17	I-3	В 4 км западнее устья р. Топты	" "	К	9

ПРИЛОЖЕНИЕ 4

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

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использования материнского материала по списку
Горючие ископаемые				
18	I-3	Бурий уголь Правобережье р. Копни	Прослой бурых углей мощностью 10—15 см	2
Металлические ископаемые				
7	I-1	Черные металлы Магнетитовые руды В 1 км выше слияния рр. Инды и Копни	Кварцевые прожилки с магнетитом (до 1—2%)	1
28	IV-1	Целевые металлы Свинец Правобережье р. Ботчин	Тонкая вкрапленность и водосодержащие прожилки галенита	1
2	I-1	Междуречье Леваха — Сланку	Металлогенетический ореол рассеяния. Содержание свинца до 1%	5, 8
Полиметаллические руды				
6	I-1	Перевальное	Минерализованные зоны вулканических breccий с галенитом, сфалеритом и др. Содержание Pb—0,24%; Zn—0,16%	5, 8
12	I-2	Правобережье р. Копни, в 2,8 км выше устья р. Бэйнита	Кварцевая жила мощностью 0,2—0,5 км с редкой вкрапленностью пирита, халькопирита, галенита, арсенопирита	9
36	IV-3	Верховье р. Мишунин Ключ	Кварцевые прожилки с халькопиритом и галенитом	9

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления в вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использования материяла по списку
------------	------------------------	---	---------------------------	-------------------------------------

14	I-2	Устье к. Суако	Кварцевая жила длиной около 100 м мощностью от 0,1 до 0,7 м с тонкой вмещающей таленитом, сфалеритом, арсенопиритом, халькопиритом	2, 5, 8, 10 11
23	II-1	Мышь в к Бассейн р. Дьякома в 4,5 км юго-восточнее восточной горы Калыма	Кварцевая жила мощностью 0,8 м с рассеянной вмещающей арсенопиритом. Спектральный анализ выявил следующие компоненты: Cu — 0,01%; Pb — 0,01%; Ag — 1%; Sn — 0,001%; Zn — 0,1%	9

Благородные металлы

10	I-1	Золото Правобережье р. Копин, в 0,5 км выше устья р. Суако	В кварцевой жиле с таленитом и пиритом установлена незначительная вмещающая зоногенность	2, 10, 11
----	-----	---	--	-----------

Редкие металлы

5	I-1	Олово Нижнее течение р. Инда	Обломки жильного кварца с касситеритом размером до 2—3 см	1
4	I-1	Нижнее течение р. Инда	Шлиховой оруд. В 20 шлихах касситерит наблюдается в количестве от 1—2 до 17 знаков	1

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления в вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использования материяла по списку
------------	------------------------	---	---------------------------	-------------------------------------

3	I-1	Нижнее течение р. Инда	Металлогематитовый ореол рассеяния	1
1	I-1	Безымянный приток р. Иогли	Шлиховой оруд. В 15 шлихах касситерит наблюдается в количестве от 1—2 знаков до первых десятков знаков	1
11	I-2	Безымянный приток р. Копин, в 3 км ниже р. Иогли	Шлиховой оруд. В 21 шлихе обнаружены единичные знаки касситерита, в редких случаях — висмутит	3, 9
27	III, IV-1	Р. Кушка	Шлиховой оруд. В 23 шлихах касситерит наблюдается в количестве от 1 до 69 знаков	9
31	IV-1	Верховье	Шлиховой оруд. В 17 шлихах касситерит наблюдается в количестве от 1 до 11 знаков	9
24	II-2	Вольфрам Верховье правого притока р. Дьякома	В глыбе жильного кварца удлиненные кристаллы (размером до 2—2,5 см) вольфрамита. Рудная жила сопровождается оторочкой стюда-ного грейзена с выделенными мелкоочушчатого молибденита	1
16	I-3	Молибден В 1 км ниже устья р. Санку	В преципитированных гранитах, тонкая вмещающая молибденита	1
9	I-1	Устье р. Инда	В песчаных кварцевых прожилках мощностью 2,5—3 см с чешуйками молибденита диаметром до 2 см	1

№ по карте	Индекс кметки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку
22	II-1	Устье р. Дякомы	В зоне дробления мощностью 1 м прожилки крупночешуйчатого молибденита (диаметр чешуек до 5 см)	1
13	I-2	В 0,5 км ниже устья р. Бяпоги	В зоне дробления мощностью до 1 м выделения крупночешуйчатого молибденита (до 3—5 см в диаметре)	1
29	IV-1	Низовье р. Угарный Ключ	В роговиках по трещинам волносовидные прожилки мелкочешуйчатого молибденита	1
30	IV-1	Верховье р. Моисеев Ключ	Металлометрический ореол рассеяния, содержание Мо 0,01 %	
15	I-3	В 1 км ниже устья р. Санку	Металлометрический ореол рассеяния, содержание Мо до 0,1 %	

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Введение	3
Стратиграфия	5
Интегральные образования	27
Тектоника	36
Геоморфология	47
Полезные ископаемые	50
Подземные воды	59
Литература	61
Приложения	64

Редактор издательства *И. Е. Дмитриева*
Технический редактор *В. В. Романова*
Корректор *Т. М. Кушнер*

Подписано к печати 9/IV 1968 г.
Печ. л. 4,5

Уч.-изд. л. 7,5
Заказ № 04004

Издательство «Недра»
Ленинградская картфабрика ВАГТ