

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
(ВСЕГЕИ)

Экз. № —

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР МАСШТАБА 1:200 000

СЕРИЯ СИХОТЭ-АЛИНСКАЯ

Лист М—54—XIX

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

Составил *Н. Н. Воронцов* при участии *Б. Я. Абрамсона*
Редактор *Л. И. Красный*



ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛИТЕРАТУРЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЕ НЕДР
МОСКВА 1956

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа М—54—XIX расположена в Северном Сихотэ-Алине в пределах Комсомольского, Совгаванского и, частично, Нанайского районов Хабаровского края РСФСР. Границы листа определяются географическими координатами: 49°20'—50°00' с. ш. и 138°00'—139°00' в. д. (от Гринвича).

Район относится к Охотскому климатическому региону муссонной Тихоокеанской области (Ливеровский, Колесников, 1949). Его климат характеризуется коротким, сравнительно теплым летом и суровой продолжительной зимой. В тесной связи с климатическими условиями находятся растительность и животный мир. Здесь наряду с господствующим охотским типом растительности встречаются представители и теплолюбивой маньчжурской флоры.

Наиболее крупными водными артериями района являются р. Хунгари с притоком Джаур, рр. Гобилли и Хуту. Все реки в пределах района имеют горный характер с быстрым стремительным течением и частыми перекатами и плесами. Скорость их течения в среднем равна 2,5—3,5 м/сек, глубина колеблется от 0,5 до 1,5 м.

Рельеф района среднегорный, сильно расчлененный. Главными водоразделами являются хребет Сихотэ-Алинь и его крупный отрог, протянувшийся с юга на север в меридиональном направлении. Максимальные абсолютные высоты достигают 1400—1750 м (гора Выгда 1406 м, гора Бункса 1444 м, гора Голая 1746 м и т. д.). Минимальные абсолютные высоты колеблются от 200 до 300 м.

Район является таежным и, следовательно, слабо обнаженным. Выходы коренных пород встречаются преимущественно по бортам долин рек. На вершинах и склонах сопок иногда наблюдаются каменные россыпи и скалы.

При составлении геологической карты и карты полезных ископаемых листа М—54—XIX были использованы результаты работ геологов, проводивших в 1953 г. под руководством Н. Н. Воронцова геологическую съемку и поиски масштаба

1: 200 000 на территории листа и в смежных с ним районах (Воронцов, Зытнер, 1954; Фрейдин, 1954).

Кроме того, для составления карты полезных ископаемых был использован материал двух поисковых партий, которые работали в верховьях рр. Джаур и Судулоне (Демин, Финшин, 1955; Позняков, Плисов, 1955).

При составлении карт и объяснительных записок к ним автор также учитывал и частично использовал материалы геологов, работавших на определенных с листом площадях (Воларович, 1930, 1931; Атаманчук, 1938; Некрасов, 1938; Кириллов, 1939, 1941; Золотов, 1947, 1948; Верещагин, 1948; Глушков, Щербак, 1949; Глушков, Головнева, 1950; Елисеева, Дворак, 1950; Кропоткин, Шахварстова, 1951; Глушков, Варфаламьева, 1954; Плиев, Устинова, 1955; Худолей, 1955 и др.).

В связи с подготовкой к изданию листа М—54—ХІХ в 1954 г. во ВСЕГЕИ была организована объединенная геологическая и тематическая партия под руководством В. Я. Абрамсона и Н. Н. Воронцова. В задании этой партии входили геологическая съемка «белого пятна» в юго-западной части листа, контрольно-уязвочные работы с составлением постоянных разрезов и сборы фауны. Одновременно была покрыта геологической съемкой площадь в северо-восточной части листа, ранее закартированная (В. Г. Кириллов, 1941) и признанная некондиционной.

Контрольно-уязвочными маршрутами и геологической съемкой было установлено, что верхнепалеозойские образования, выделенные на территории листа М—54—ХІХ А. И. Фрейдиным, Г. Г. Мельником и И. Я. Зытнером, за исключением толщи кварцитовидных полимиктовых песчаников, переслаивающихся с алевролитами и фидилитовидными глинистыми сланцами, относятся к мезозою. Кроме того, выяснилось, что значительная часть палеогеновых эффузивов (спилитов, диабазов и диабазовых порфиров), входящих в состав джаурской свиты (T_3-J, dg), ошибочно была отнесена Г. Г. Мельником к песчаникам палеозоя и к эффузивам верхнего мела.

Собранный фактический материал (главным образом постоянные разрезы и находки фауны) позволил расчленить мезозойские осадочные отложения на отдельные стратиграфические подразделения, высветить их взаимоотношения и установить достаточно точно их возраст.

СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении территории листа М—54—ХІХ принимает участие разнообразный комплекс осадочных, магматических и метаморфических пород. Наибольшим распространением пользуются осадочные образования мезозоя, сменяемые местами опрокинутые складки северо-восточного протера-

ния. Протерозойские (?) и верхнепалеозойские породы занимают небольшую часть территории. При этом первые обнажаются в юго-западном углу листа, а вторые — в его западной части.

В восточной и юго-восточной частях закартированной площади мезозойские осадочные образования местами неогласно перекрыты небольшими покровами верхнемеловых-палеогеновых эффузивов и их туфов.

Сводный геологический разрез рассматриваемого района представляется в следующем виде (снизу вверх):

	Мощность в м
1. Толща кварцево-сланцевых сланцев (P_1^2) ^a	1400—1600
2. Толща амфиболитов и амфиболовых сланцев (P_1^2) ^b	400—500
3. Толща кварцитовидных полимиктовых песчаников, переслаивающихся с алевролитами и фидилитовидными глинистыми сланцами (P_2)	1400—2000
4. Джаурская свита (T_3-J, dg). Кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы со сложными песчаниками, с линзами известняков и конгломератов и линзовидными пластовыми телами спилитов, диабазовых порфиров и диабазов	1600—1800
5. Хугарийская свита (J, dg). Переслаивание мелкозернистых темносерых песчаников, алевролитов, черных глинистых сланцев и аргиллитов	1600—1700
6. Валанжинский ярус (St, V). Крупно- и среднезернистые светлосерые песчаники с прослоями песчано-глинистых сланцев, туфогенных песчаников и алевролитов	Около 1500
7. Средние эффузивы и их туфы (ay St, Sn)	400
8. Кистые эффузивы и их туфы (ay $St, dt-P, g$)	700
9. Основные эффузивы ($3N_2-Q_1$)	100
10. Рыхлые отложения (Q_2-4)	4—5

Рассмотрим в хронологической последовательности стратиграфические подразделения, выделенные нами в районе.

ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ (?) ГРУППА

Протерозойские (?) образования выступают в юго-западном углу листа М—54—ХІХ. Они образуют слегка расширяющийся к северо-востоку блок, контактирующий с мезозойскими отложениями по плоскости сбросов.

Характерной чертой описываемых пород являются высокая степень регионального метаморфизма и сильная дислоцированность. По литологическому составу и условиям залегания нам удалось их расчленить на две толщи (снизу вверх): а) кварцево-сланцевых сланцев и б) амфиболитов и амфиболовых сланцев.

Толща кварцево-сланцевых сланцев является наиболее древним образованием района. Среди пород, входящих в ее состав, преобладают биотито-кварцевые сланцы; в меньших количествах присутствуют биотито-хлорито-кварцевые, биотито-кварцево-альбитовые и кварцево-серпентиновые сланцы; изредка встречаются турмалиново-хлорито-кварцевые и андалузитохлоритовые сланцы.

Макроскопически все эти сланцы сходны. Они тонко рассланцованы и обладают преимущественно темной окраской с зеленоватым оттенком. Текстура их сланцеватая и полосчатая.

Сланцы характеризуются лепидогранобластовой и лепидобластовой структурой. В составе их преобладают кварц (до 65—70%) и биотит (до 20—30%). В альбитовых разновидностях содержится до 20 до 30% альбита. Кроме того, в сланцах присутствуют мусковит, хлорит, серпичит, турмалин, эпидот, андалузит и рудный минерал. Местами метаморфические сланцы содержат тонкие послонные прожилки кварца. Мощность этих линзовидных прожилков колеблется от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров. Контакты кварцевых выделений с вмещающими их метаморфическими сланцами отчетливые и резкие.

Видимая мощность толщи кварцево-сплюснутых сланцев примерно 1400—1600 м.

Толща амфиболитов и амфиболовых сланцев залегает согласно (Глушков и Головнева, 1950) на метаморфических сланцах. В ее составе преобладают амфиболиты и амфиболовые сланцы, реже встречаются актинолитов-плагноклазовые сланцы. Породы этой толщи образуют три полосы, вытянутые в северо-восточном направлении.

Амфиболиты и амфиболовые сланцы представляют собой среднезернистые метаморфические породы черного цвета с зелеными оттенком, часто сильно рассланцованные. Они обладают преимущественно нематобластовой структурой и сланцеватой, реже массивной текстурой и состоят главным образом из амфиболов и плагноклаза. В небольших количествах присутствуют хлорит, серпичит, биотит, мусковит и рудный минерал.

Актинолитов-плагноклазовые сланцы состоят из волокнистых агрегатов актинолита и зерен плагноклаза (альбита). В меньших количествах присутствуют серпичит, цоизит, хлорит, мусковит и эпидот.

Видимая мощность толщи амфиболитов и амфиболовых сланцев 400—500 м.

Полное отсутствие органических остатков и наличие только тектонических контактов с более молодыми образованными затрудняют определение возраста описанных пород.

Аналогичные породы прослеживаются почти непрерывной полосой из района исследований на юго-запад в бассейне р. Анной и далее в Южное Приморье¹. На этом протяжении они изучались различными исследователями (Воларович, 1931; Яромлюк, 1946, 1949; Глушков, 1949, 1950; Елисеева, 1950 и др.), у кото-

рых не было единого мнения о возрасте метаморфических образований.

Учитывая интенсивный региональный метаморфизм этих пород, мы склонны считать их возрастом условно протерозойским (?). Некоторым подтверждением этому может служить ссылка на работу Н. П. Саврасова (1942), который в мраморизованных известняках среди аналогичных метаморфических пород, распространенных в Кербинском районе, обнаружил водоросли *Sonolium*, характерные для верхнепротерозойских отложений Сибири.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ГРУППА ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхнепермские отложения в исследованном районе представлены кварцитоидными полимиктовыми песчаниками, содержащими прослой алевролитов и филлитовидных глинистых сланцев.

Породы этой толщи наблюдаются только в западной части листа, в бассейне рр. Хосо и Маномы. Здесь они вскрыты в ядре крупной мезозойской антиклинальной структуры, погружающейся к северо-востоку. За пределами листа породы этой толщи прослеживаются в бассейне рр. Анной и Хор и далее на юго-запад.

В составе толщи преобладают кварцитоидные полимиктовые песчаники. Они представлены плотными неравномернозернистыми и мелкозернистыми разновидностями, преимущественно темносерого, реже коричневого-серого цвета с четко выраженной плитчатой отдельностью. Кварцитоидные полимиктовые песчаники часто разбиты многочисленными трещинами и образуют при ударе остроугольные обломки.

Филлитовидные глинистые сланцы встречаются среди песчаников и алевролитов в виде прослоев. Мощность их невелика и определяется первыми десятками метров (30—40 м). Это чаще всего черные, сильно рассланцованные породы, раскалывающиеся на сравнительно мелкие и тонкие, звенящие пластинки с шелковистым блеском на поверхности скола.

Алевролиты в описываемых отложениях представляют собой плотные, слабо рассланцованные породы темносерого и черного цвета.

Видимая мощность верхнепермских отложений, по данным А. И. Фрейдина (1954), достигает 1400—2000 м. В отложениях этой толщи на территории листа органических остатков не обнаружено.

Породы описываемой толщи непрерывно прослеживаются на юго-запад в бассейне р. Хор, где В. К. Елисеевой (1952) в известняках были собраны фораминиферы, представленные родами *Glomospira*, *Nodosaria*, *Gelinitina*, *Pachyphloia*, *Tetrataxis*, *Clima-*

¹ Г. П. Воларович (1930, 1931) идентичный комплекс пород, выявленный в бассейне Анной, описывает под названием Аннойской свиты. Н. А. Бельзский (1948) аналогичные породы в районе п-ова Дунай и о-ва Путлин выделяет под названием путлинской свиты, а Ю. Я. Тронов (1955) в районе г. Спасска-Дальнего — под названием спасская свита.

camilla, *Endobrya*, *Spirorlectamilla*, *Solaniella*, *Reichelina* и др. По заключению М. И. Сосниной (1952), определявшей эту фауну, «Общий комплекс обнаруженных фораминифер носит явно выраженный пермский облик. Присутствие среди них представителей родов *Solaniella* и *Reichelina*, известных из верхнепермских отложений Дальнего Востока, Индии, Юго-Восточного Памира, Северного Кавказа, Греции и Турции, позволяет уточнить возраст исследованных отложений, а именно отнести их к верхней перми».

Позднее Е. Б. Бельгеновым (1954) в этом же районе в пределах известных, приуроченных к низам аналогичного комплекса пород, описанного им под названием кафэнская свита, были охарактеризованы различные фораминиферы, представленные, по определению А. Д. Миклухо-Маклая, следующими верхнепермскими формами: *Parastaffella* (?) sp., *Nankinella* sp., *Reichelina* (?) sp., *Nodosaria* sp., *Gemiziana* aff. *rusica* Gvoz d., *Rachyrhodia multiseriala* Lap gе, *Rachyrhodia* sp., *Pararachyrhodia* aff. *adusta* M. Masl ay и др.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Осадочные породы мезозойского возраста пользуются на территории листа М—54—ХХ наиболее широким распространением, занимая около 65—70 % всей его площади. Они залегают с угловым несогласием на размытой поверхности верхнепалеозойских отложений.

ТРИАСОВАЯ И ЮРСКАЯ СИСТЕМЫ

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ ТРИАСА И НИЖНИЙ ОТДЕЛ ЮРЫ

Джаурская свита (Т₃—J₁d g)

Отложения джаурской свиты на исследованной территории встречаются почти повсеместно, но наиболее широко их распространение отмечается в северо-западной части листа, в нижнем течении р. Джаур, по р. Гадаганеночутани, в верховьях р. Маномы и по водоразделу между рр. Пирока, Хосо и Юли. Верхние горизонты свиты вскрыты в верховьях рр. Малые Эрзукли, Ивановка, Джаур, по ручью Шумному, по р. Хунтари и в других местах.

Описываемая свита характеризуется преобладанием в ее составе кремнистых сланцев. В нижней части свиты среди кремнистых сланцев наблюдаются линзовидные тела палеотипных эффузивов (спилитов, диабазовых порфиритов и диабазов). В верхней части свиты также среди кремнистых сланцев отмечаются линзы и линзовидные прослои известняков.

¹ Свое название свита получила по р. Джаур, где ее отложения представлены наиболее полно.

Породы джаурской свиты сильно дислоцированы и метаморфизованы. Часто наблюдается четко выраженная микроскладчатость, местами переходящая в пloidчатость.

На территории листа не отмечалось полного разреза этой свиты, который давал бы полное представление о последовательности напластования от почвы до кровли и являлся бы ее стратиграфическим типом.

Типичный разрез нижней части этой свиты прослеживается по правому берегу р. Джаур, в 2 км выше устья р. Нижний Пондмай. Здесь наблюдаются (снизу вверх):

1. Конгломераты, состоящие из плохо окатанных валунов диаметром от 10 до 40 см, представленные кварцевыми, поликристаллическими песчаниками и алевролитами и хорошо окатанными валунами диабазов и диабазовых порфиритов. Цемент конгломератов кремнисто-глинистый, реже состоит из эффузивной массы. 25—30
2. Диабазы, диабазовые порфириты и спилиты, темноокрашенного цвета. Видны мелкие порфировые выделения платиноклаза и минералов, выполненные карбонатом. 250—270
3. Кремнистые сланцы различных цветов и оттенков. Преобладают светлорозовые и коричневые тона. При ударе молотком раскалываются на неправильные обломки. 65
4. Кремнистые сланцы, аналогичные слою 3, преимущественно светлосерого с голубоватым оттенком цвета. 65
5. Кремнистые сланцы дымчато-серого и черного цвета. 78
6. Кремнисто-глинистые сланцы серые со слабым голубоватым оттенком. По плоскостям сланцеватости колются на тонкие плитки. 100
7. Песчаники серые, тонкозернистые, плотные, окремненные, разбитые сетью мелких трещин, выполненных кварцем и карбонатом. 8—10
8. Кремнистые сланцы дымчато-серые, плотные, аналогичные слою 5. 150
9. Песчаники серые, тонкозернистые, аналогичные слою 7. 130—140
- Общая видимая мощность 871—908

Верхнюю часть джаурской свиты можно наблюдать в обнажениях по правому берегу р. Хунтари, в районе скалы Какдому. Здесь разрез свиты начинается тонкозернистыми песчаниками, являющимися, по видимому, естественным продолжением предыдущего разреза. В этом обнажении наблюдаются (снизу вверх):

1. Песчаники темносерые, плотные, тонкозернистые. 20—25
2. Кремнистые сланцы дымчато-серые, плотные с линзами беловато-серых известняков мощностью 2—3 м. Среди известняков имеются стяжения, состоящие из кремнезема. Около 310
3. Кремнистые сланцы серые, плотные с выклинивающимися прослоями известняков мощностью 5—8 м¹. 145

¹ Прослой известняков (до 10—12) прослеживаются по простиранию на 100 м и более. Линзы известняков многочисленны и по простиранию прослеживаются на 10—15 м.

4. Кремнистые сланцы серовато-фиолетовые. 55—60
5. Кремнистые сланцы белые, розоватые и сероватые, в самых верхних постепенно переходящие в песчистые кремнистые и темносерые кремнисто-глинистые сланцы. Более 170
- Общая видимая мощность. 705—710

Кроме рассмотренных выше основных разрезов свиты, наблюдались частичные и менее полные ее разрезы в ряде других мест.

По левому берегу р. Джаур, в 1,5 км ниже утеса Богунь, в обнажении были прослежены слои нижней части свиты (снизу вверх):

- | | |
|--|---------------|
| 1. Конгломерато-брекчия крупнообломочного сложения (галыка из алевролитов, песчаников и интрузивных пород) | Мощность в м |
| 2. Эффузивные породы темнокрасного цвета (главным образом спилиты и диабазовые порфириты) | Более 100 |
| 3. Кремнистые сланцы дымчато-серые, сильно дислоцированные | Около 400—500 |
| Видимая мощность всего разреза | 500—550 |
| | 1500—1600 |

По правому берегу р. Джаур, в верховьях, в обнажениях прослеживается следующий разрез средней части свиты (снизу вверх):

- | | |
|---|--------------|
| 1. Кремнистые сланцы дымчато-серые и белые с прослоями суручно-красных или мощностью 2 м | Мощность в м |
| 2. Кремнисто-глинистые сланцы темносерые с шоколадным оттенком, плотные, тонкорассланцованные | Около 250 |
| 3. Кремнистые сланцы дымчато-серые и дымчатые, плотные | 300 |
| 4. Кремнистые сланцы черного и дымчато-серого цвета | 100 |
| 5. Песчаники серые, тонкозернистые с тонкими прослоями серовато-голубоватых, плотных, кремнисто-глинистых сланцев | 280 |
| 6. Песчаники темносерые и дымчато-серые, плотные, тонкозернистые | 10—12 |
| 7. Кремнистые сланцы дымчато-серые, плотные | 8 |
| 8. Кремнисто-глинистые сланцы голубоватого цвета | 8—10 |
| Видимая мощность отложений всего разреза | 10—12 |
| | 966—972 |

Таким образом, в основании джаурской свиты, как мы видим из приведенных разрезов, залегают конгломераты и конгломератовидные породы, состоящие из окатанных и угловатых обломков различных более древних пород. Местами выше них согласно залегают основные эффузивы (спилиты, диабазовые порфириты и диабазы). Эти подводные излияния имеют пластозную форму. Мощность их колеблется от нескольких десятков до сотен метров. Еще выше по разрезу залегают кремнистые сланцы, в низах которых местами имеются линзообразные, согласно залегающие тела спилитов, диабазовых порфиритов и диабазов. В средней части разреза среди кремнистых сланцев встречаются слои невыдержанных по мощности тонкозернистых, темносерых песчаников и кремнисто-глинистых сланцев. В верхней части свиты сложна кремнистыми сланцами с небольшими прослоями кремнисто-гли-

нистых сланцев и выклинивающимися прослоями и линзами известняков. Маломощные прослои кремнисто-глинистых сланцев, наблюдаемые в средней части свиты, содержат остатки радиолярий, а линзы известняков включают местами овальные и шарообразные кремневые желваки.

Нижние горизонты джаурской свиты обнажаются только в северо-западном углу планшета. На остальной же территории листа процессами эрозии вскрыты только верхние горизонты свиты, так как здесь нигде не встречаются палеотипные эффузивы, слагающие обычно нижнюю и среднюю части этой свиты.

По наблюдаемым разрезам мощность джаурской свиты 1600—1800 м.

В кремнисто-глинистых сланцах, соответствующих средней части джаурской свиты, обнаружена многочисленная микрофауна радиолярий, которая, по определению А. И. Жамойда (1955), представлена следующими формами: *Cenosphaera diseminita* Rüst, *Cenosphaera rachiderma* Rüst, *Cenosphaera triassica* Jampöda nsc. *Cenosphaera asturana* Rüst, *Cenellipsis contrassa* Ninde, *Cenellipsis* (?) sp. 2. *Porodiscus* cf. *ellipsoida* Nivani, *Tricolocarpa pili* Ninde, *Tricolocarpa elongata* Pappanelli, *Tricolocarpa* sp. 4, *Discomitra* sp. 1, *Lithomitra* (?) sp. 1, *Lithosatre kiratissocae* Jampöda nsc., *Lithosatre* (?) sp. 4, *Stichosatre ovata* Ninde и др.

А. И. Жамойда (1955) на основании сопоставления указанной микрофауны с радиоляриями, собранными в Ольго-Тетохинском районе, и пользуясь материалами Хайнда по Центральному Борнео и Центральной Европе, приходит к выводу о вернетриасовом возрасте отложений этой части джаурской свиты. В связи с тем, что кремнисто-глинистые сланцы с радиоляриями рассполагаются в средней части разреза свиты, повидимому, верхняя часть ее относится к нижней юре.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Хунгарийская свита (J₁hs)

Свита получила свое название по р. Хунгару, где она наиболее полно обнажена и представлена весьма характерным комплексом пород. Породы описываемой свиты на территории листа М—54—ХІХ имеют широкое распространение.

Свита сложена в нижней части переслаивающимися темносерыми песчаниками, алевролитами и черными глинистыми сланцами, а в верхней — черными глинистыми сланцами и аргиллитами. Для средней части свиты характерно частое и тонкое переслаивание мелкозернистых песчаников и черных глинистых сланцев. Мощность отдельных прослоев варьирует в пределах от 2—3 до 20 см. Местами маломощные прослои песчаников,

зажатые среди черных глинистых сланцев, по простиранию выклиниваются и образуют как бы узкие, сильно вытянутые линзы. На отдельных участках в составе свиты наблюдались фидлитовидные глинистые сланцы, смятые в микроскладки, переходящие в глыбчатость. Характерной особенностью для всех пород является их песчано-глинистый состав. Породы хунгарийской свиты интенсивно дислоцированы и метаморфизованы.

Наиболее полный и типичный разрез на территории листа наблюдается в обнажениях правого берега р. Хунтари, в 3 км западнее скалы Какяму, т. е. на том же участке, где обнажаются верхние слои джаурской свиты, подстилающие хунгарийскую свиту.

Здесь мы наблюдаем (снизу вверх):

1. Песчаники серые, мелкозернистые	Мощность в м
2. Песчаники темносерые, мелкозернистые, плотные, с редкими маломощными (от 1 до 8 м) простыми черными глинистыми сланцев с тонколитчатой отдельностью	Около 70
3. Песчаники темносерые, плотные, мелкозернистые, колющиеся на остроугольные куски неправильной формы	146
4. Глинистые сланцы черного цвета с очень редкими и маломощными (до 10 м) простыми песчано-глинистыми сланцев, расположенных в нижней части этого горизонта	132
5. Глинистые сланцы черного цвета, пересеченные в отдельных местах маломощными до 6—8 см кварцевыми жилками	410
6. Аргиллиты черные, плотные	210
7. Глинистые сланцы, черные, тонколитчатые	170
Видимая мощность всего разреза	Более 570 1708

Нижняя часть этой свиты обнажается также по левому берегу р. Хунтари, в 3 км выше устья ее левого притока Амикдаки. Здесь обнажаются в низах дымчатые с синеватым оттенком монокристаллические кремнистые сланцы джаурской свиты с видимой мощностью 180—200 м, на которых согласно лежат слои хунгарийской свиты (снизу вверх):

1. Песчано-глинистые сланцы темносерого цвета	Мощность в м
2. Песчаники серые, среднезернистые	100
3. Глинистые сланцы черные, тонколитчатые	56
4. Глинистые сланцы черного цвета, в верхах разреза резко сменяющиеся темносерыми мелкозернистыми песчаниками	Около 300 150—200

Другой сравнительно хороший разрез, характеризующий верхнюю часть свиты, прослежен в обнажениях по правому берегу р. Джаур, ниже устья ручья Рубанок. Здесь мы наблюдаем (снизу вверх):

1. Песчаники серые, среднезернистые	Мощность в м
2. Песчано-глинистые сланцы темносерого цвета	220
3. Алевриты темносерые, плотные	280
4. Глинистые сланцы черного цвета с тонкими (до 10—15 см)	300

песчаными черными фидлитовидными глинистыми сланцев с неопределенными органическими остатками	335
5. Глинистые сланцы черного цвета	Около 300
Общая видимая мощность отложений	1435

Как видно из приведенных разрезов, среди пород хунгарийской свиты преобладают черные глинистые сланцы и темносерые мелко- и среднезернистые песчаники. Подчиненное значение имеют алевриты, аргиллиты и песчано-глинистые сланцы.

Видимая мощность отложений хунгарийской свиты определяется в 1600—1700 м.

Породы хунгарийской свиты согласно залегают на отложениях джаурской свиты, возраст которой устанавливается как верхний триас и нижний юра. В то же время хунгарийская свита перекрывается, повидимому, согласно фаунистически охарактеризованными отложениями валанжинского яруса (см. ниже).

К северу, в непосредственной близости от исследованного района, в бассейне ручья Давра (правый приток р. Хунтари, ниже устья р. Джаур) В. Н. Плиев в 1955 г. в песчано-сланцевых отложениях, соответствующих хунгарийской свите, в низах разреза обнаружил аммонит. По заключению Г. Я. Крымгольца, этот аммонит может быть отнесен к нижней юре, так как «... своеобразный характер скульптуры позволяет считать, что в данном случае мы имеем остаток представителя рода *Lilla* *Baulei* em. Науг. Этот род имеет ограниченное распространение. Он известен только из среднего и верхнего тоаря и заканчивает свое существование в начале раннего аалена. Таким образом, устанавливается возраст вмещающих отложений как верхне-лейасовый».

Принимая во внимание вышеизложенное, хунгарийская свита отнесена к нижней юре.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Валанжинский ярус

Породы валанжинского яруса встречаются во многих частях территории листа М—54—ХІХ. Наиболее значительные их выходы наблюдаются по долинам рр. Хуту, Голубая, Вугелема, Верхняя Хубикта, Садали, Кюанилу, Нижняя Дялдана, а также севернее р. Амикдаки, в верховьях р. Гобилти, по левому склону долины р. Судулюна и на других участках. Породы этого яруса складчат ядра синклинальных структур, вытянутых в северо-восточном направлении.

На территории листа не наблюдалось полного разреза яруса, в связи с чем мы вынуждены ограничиться рассмотрением ряда отдельных обнажений.

В береговых обнажениях ручья, выпадающего в р. Джаур, западнее утеса Красный Камень, наблюдался разрез, характеризующий самые низы яруса. Здесь на арктических хунгарийской свиты, судя по падению пластов, согласно залегают (снизу вверх):

	Мощность в м
1. Конгломераты темносерого цвета, мелкогалечные (правелиты). Обломки достигают величины горошины и состоят из пороц хунгарийской свиты	6—8
2. Песчаники серые, полимиктовые, крупнозернистые	4—5
3. Песчаники темносере, среднезернистые	10—12
4. Песчаники темносере, среднезернистые с маломощными (до 2—3 м) прослоями плотных темносерых с голубоватым оттенком алевролитов	До 25
Мощность отложений всего разреза	45—50

Наиболее типичный разрез, характеризующий нижнюю часть яруса, наблюдался по правому берегу р. Джаур, против устья р. Светлой. Здесь мы наблюдаем (снизу вверх):

	Мощность в м
1. Песчаники светлосере с зеленоватым оттенком, крупнозернистые	Около 380
2. Песчаники серые, среднезернистые	50
3. Песчаники темносере, мелкозернистые	230
4. Песчаники серые с зеленоватым оттенком, крупнозернистые	300
5. Песчаники светлосере, среднезернистые, разбитые сетью трещин	250
6. Алевролиты черные, тонкозернистые	150
Видимая мощность разреза	1360

В районе находки фауны аупелл, на водораздельном хребте севернее р. Амикдаки (левый приток р. Хунгари), в обнажениях наблюдался следующий разрез нижних горизонтов яруса (снизу вверх):

	Мощность в м
1. Песчаники серые, мелкозернистые, в низах переходящие в песчаники с фиолетовым оттенком	8—10
2. Алевролиты голубоватые, плотные	1,5
3. Туфогенные песчаники серовато-голубоватые, среднезернистые	1
4. Песчаники темнозеленого цвета, туфогенные, рыхлые, грубозернистые	1,5
5. Алевролиты голубоватые, плотные	2,5
6. Туфогенные песчаники темнозеленого цвета, рыхлые, крупнозернистые	Около 3
7. Туфогенные песчаники серые с зеленовато-голубоватым оттенком, грубозернистые	До 23,5
Видимая мощность отложений всего разреза	

В словах 4—7 найдена фауна аупелл.

Таким образом, в основании валанжинского яруса, как это видно из приведенных разрезов, залегают правелиты, постепенно сменяющиеся крупнозернистыми, а затем и среднезернистыми песчаниками.

При анализе последовательности напластования пород со-здается также впечатление, что в низах разреза валанжинского яруса наблюдается переставление крупнозернистых песчаников с мелкозернистыми песчаниками, грубозернистыми туфогенными песчаниками и алевролитами. При этом породы указанной части разреза имеют светлые и зеленовато-голубоватые тона окраски. В верхах же разреза все чаще начинают появляться среди песчаников прослои алевролитов и песчано-глинистых пород.

Следует отметить, что А. Ф. Агаманчук (1938), изучая нижне-меловые образования, расположенные северо-западнее закартированного нами района, приводит разрез, в основании которого залегают горизонт конгломератов мощностью до 200 м. В то же время П. В. Некрасов (1938), работавший в бассейне р. Укур, т. е. еще восточнее района работ А. Ф. Агаманчука, указывает, что к востоку мощность конгломератов значительно уменьшается, а местами на контакте юрских и меловых отложений залегают лишь грубозернистые песчаники.

Базируясь на данных, полученных в результате геологического картирования площади листа М—54—ХІХ, и работая А. Ф. Агаманчука, П. В. Некрасова и др., можно заключить о фациальных изменениях отложений валанжинского яруса по простиранию и о наличии значительного перепада в осадкона-коплениях, охватывшего, вероятно, всю среднюю и верхнюю юру. К этому же выводу приходят В. Н. Врещатин (1948), П. И. Кропоткин и К. А. Шахварстова (1951), которые, проанализировав геологическую обстановку Северного Сихотэ-Алиня, указывают на выпадение из разреза верхней юры.

Мощность отложений валанжинского яруса ориентировочно определяется в 1500 м.

Возраст описанных отложений обосновывается сборами фауны аупелл, обнаруженной в туфогенных песчаниках, обнажающихся в бассейне р. Амикдаки (левый приток р. Хунгари). По определению В. И. Бодылевского, здесь встречаются следующие виды аупелл: *Aucella aff. incitoides* Pavl., *Aucella sp. nova* (aff. *conforta* Pavl.) и *Aucella sp. indet.*

«Определенные формы, — пишет В. И. Бодылевский, — не могут быть точно сопоставлены с уже известными в литературе, но по общему сходству с ранее описанными, их по возрасту можно считать валанжинскими».

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхнемеловые-палеоценовые образования занимают около 7% площади листа М—54—ХІХ и представлены средними и кислыми эффузивами и их пирокластическими раз-ностями.

Средние эффузивы и их туфы (Cu Cr_{2n})

Средние эффузивы и их туфы занимают площадь около 50 км². Среди них можно выделить плагноклазовые порфириты, пироксеновые порфириты, роговообманковые порфириты и туфы этих порфиритов. Распространены они преимущественно в южной части района, в верховьях рр. Студеной, Ивановки и между рр. Буги и Судулона, а также по обоим берегам р. Гобидли.

Средние эффузивы и их туфы залегают несогласно на всех нижележащих осадочных юрских и меловых отложениях. Они представляют собой темносерые или зеленовато-серые породы, содержащие порфировые выделения или мелкие обломки платноклаза (андезина), пироксена (авгита) и реже роговой обманки. Ниже приводится краткая петрографическая характеристика каждой из перечисленных выше разновидностей средних эффузивов и их туфов.

Плагноклазовые порфириты обладают порфировой структурой и преимущественно андезитовой структурой основной массы, состоящей из лейст плагноклаза, по составу относящихся к андезину. В промежутках между ними развиваются зеленый хлорит, бледнозеленый амфибол, мельчайшие зернышки минералов эпидотовой группы, кварца, чешуйки серпидита, водные окислы железа. Акцессорные минералы представлены мангнетитом, именуемым октаэдрические формы, и титаномангнетитом, вокруг которого нередко наблюдаются новообразования лейкокосена. Изредка встречаются сфен, апатит и единичные зерна циркона.

Пироксеновые порфириты, в отличие от плагноклазовых, содержат в значительном количестве порфировые выделения моноклинового и ромбического пироксена.

Роговообманковые порфириты встречаются очень редко. Среди основной плагноклазитовой массы выделяются вкрапленники плагноклаза и роговой обманки. Основная масса в них состоит из микролитов плагноклаза, ориентированных более или менее в одном направлении, рассеянных мелких зерен рудного минерала и вторичных минералов — карбоната, серпидита и хлорита. Акцессорными минералами являются рудные зерна, реже циркон и апатит.

Среди порфиритов наиболее распространены плагноклазовые. Остальные же разновидности в районе незначительным развитием.

Туфы порфиритов отмечаются лишь в отдельных пунктах района. По размерам обломков структура туфов алеропсаммитовая, псаммитовая и реже псефитовая, а по составу литокристаллоластическая.

Кластический материал в туфах значительно преобладает над связующей массой, обычно занимающей около 75% породы. Встречаются также разности, где обломки плотно примыкают друг к другу, и цемент в таких случаях носит поровый характер. Из

обломков кристаллов преобладает плагноклаз (андезин). Он интенсивно серицитизирован и пелитизирован. Размер зерен плагноклаза достигает 2—3 мм. Гораздо меньшими размерами характеризуются зерна пироксена, в той или иной степени уралитизированные. Встречаются пластинки роговой обманки, биотитизированные и хлоритизированные. Обломки кристаллов кварца в описываемых туфах редки. Наряду с указанными выше обломками минералов в породе обильны обломки порфиритов, глинистых сланцев и мелкозернистых ороговикованных песчаников. Размеры обломков различны: от микроскопических до нескольких миллиметров.

Общая мощность средних эффузивов и их туфов составляет 300—400 м.

ВЕРХНИЙ МЕЛ И ПАЛЕОЦЕН

Кислые эффузивы и их туфы (K Cr_{2n} — Pg)

Среди комплекса вулканических пород кислые эффузивы и их туфы пользуются преимущественным распространением. Они обнажаются в верхнем течении рр. Хуту и Судулона, где развиты в виде сплошных мощных покровов, и в других местах района в виде небольших участков, являющихся, повидимому, останками бывшего более широко развитого покрова.

Кислые эффузивы и их туфы несогласно залегают на средних эффузивах и их туфах и более древних мезозойских осадочных отложениях и представлены следующими разновидностями: кварцевыми порфирами, плагиопорфирами, фельзитовыми порфирами, туфами кварцевых порфиров, плагиопорфиров и смешанными туфами.

Кварцевые порфиры представляют собой светлосерые с розоватым или зеленоватым оттенком породы с хорошо видимыми порфировыми выделениями лымчатого кварца, имеющего округлую бипирамидальную форму, и полевого шпата белого и желтоватого цвета. Размер фенокристаллов достигает 5—6 мм. Порфировые выделения обычно составляют 35—40% породы и представлены кварцем, реже калиевым полевым шпатом, плагноклазом (олигоклаз-андезином) и биотитом.

Структура основной массы в кварцевых порфирах характеризуется некоторым разнообразием. Чаще всего встречаются микроаллотрипоморфнозернистая и фельзитовая, реже сферолитовая или микропиклитовая. В единичных случаях можно наблюдать участки с микрогранитовой, микропиклитовой и гранофировой структурами.

Минералогический состав основной массы кварцевых порфиров не всегда индифференцирован. В наиболее раскристаллизованных разностях устанавливаются те же минералы, что и в порфиритовых выделениях. Встречающийся иногда в них стекловатый базис всегда раскристаллизован и хлоритизирован. Из акцессор-

ных минералов наблюдаются апатит, циркон и мелкие рудные зерна.

Постмагматические изменения кварцевых порфиров выражаются в серицитизации и пелитизации полевых шпатов и основной массы. Биотит обычно хлоритизирован. Хлоритизация в некоторой степени подвержена и плагиоклазы, где хлорит иногда развивается по спайности или содержится в виде игольчатых включений. В некоторых случаях имеет место также карбонатизация порфировых выделений и основной массы описываемых пород. Наряду с карбонатом иногда наблюдаются минералы эпидотовой группы, появляется халцедон. Необходимо также отметить, что во многих шлифах констатируется новообразование мелкозернистого зеленого биотита, нередко дающего в породах крупные скопления. Появление этого биотита в кварцевых порфирах следует, повидимому, связывать с контактными воздействиями прорывающих их интрузий гранитоидов.

Плагиопорфиры идентичны описанным выше кварцевым порфирам с той лишь разницей, что порфировые выделения в плагиопорфирах представлены главным образом полевым шпатом (плагиоклазом) и изредка встречаются листочки биотита.

Фельзитовые порфиры являются всего лишь структурной разновидностью кварцевых порфиров и плагиопорфиров. Это обычно афанитовые, реже полочатые светлоокрашенные породы.

Туфы кварцевых порфиров, плагиопорфиров и смешанные туфы подразделяются весьма широким распространением среди вулканических образований района.

Среди них выделяются в основном два типа туфов: 1) кристаллоластические и 2) литокристаллоластические.

Кристаллоластические туфы кварцевых порфиров и плагиопорфиров по внешнему облику очень похожи на их излившиеся аналоги. Но в некоторых случаях они все же могут быть распознаны невооруженным глазом по обильному количеству обломков кварца и полевого шпата. Весьма характерным для них являются фисташковый, фиолетовый и желтоватый оттенки.

Описываемые туфы легко распознаются по своей кристаллоластической структуре и преобладанию пирокластического материала над связующей массой. В обломках обычно преобладает кварц. Подчиненное значение имеют обломки кристаллов плагиоклаза. Иногда встречаются пластинки биотита и осколки вулканического стекла. Размер обломков различен: от долей миллиметра до нескольких миллиметров.

Связующей массой кристаллоластических туфов является пепловый материал или кислое стекло с примесью пепловых частиц. Если связующий материал имеет стекловатый характер, стекло оплавляет кластический материал, придавая ему облик порфировых выделений, а всей породе — черты порфира.

Послевулканические изменения кристаллоластических туфов кварцевых порфиров и плагиопорфиров выражаются в серицити-

зации и пелитизации зерен плагиоклаза и, особенно, связующей массы. Биотит нередко хлоритизирован. Хлорит также развит и по связующей массе. Довольно обычным является карбонатизация туфов, нередко сопровождающаяся эпидотизацией. Иногда имеет место образование халцедона и опала. Во многих шлифах на контактах с гранитоидами наблюдаются новообразования мелкозернистого биотита, нередко располагающегося кучно, гнездами. Появление подобного биотита, повидимому, обязано воздействию на вулканические породы интрузий гранитоидов.

С поверхностным изменением описываемых туфов следует связывать наличие водных окислов железа, которые обычно в них развиты.

Литокристаллоластические туфы кварцевых порфиров и плагиопорфиров имеют преобладающее развитие в верхах вулканической толщи, залегая чаще всего на возвышенных формах рельефа. В отличие от кристаллоластических туфов, в них наблюдается то или иное количество обломков горных пород различного состава. Нередко обломки столь обильны и достигают такой величины, что порода приобретает характер туфобрекчий или агломератовой лавы. Литокристаллоластические туфы состоят главным образом из обломков ороговевших алевритов и глинистых сланцев, реже порфиров и осколков вулканического стекла. Значительное место среди кластического материала занимают зерна кварца, полевого шпата и биотита.

Следует заметить, что среди туфов кислых эффузивов иногда встречаются различия, в составе кластического материала которых значительная роль принадлежит порфиритам и андезитам. Общая мощная роль кислых эффузивов и их туфов с учетом максимальных и минимальных гипсометрических отметок их выходов на дневную поверхность и слабой степени их дислоцированности составляет 700—800 м.

Нижняя возрастная граница вулканической толщи обуславливается ее залеганием на различных горизонтах юрских отложений и валдажского яруса.

К югу и юго-востоку, за пределами листа М—54—XIX, в бассейне р. Биамо, нижняя возрастная граница порфиров и их туфов на основании сборов фауны, слепков Ю. А. Ивановым и В. Г. Плахотников (1951), датируется сеноман-туроном.

К северу от исследованного района, в порфиритах и их туфах у с. Калиновка, А. И. Савченко (устное сообщение) в 1954 г. обнаружил растительные остатки, определенные М. И. Борсуком как *Sagittaria concinna* Nees и *Timon gracilis* Holic, характерные для сенона.

Между средними эффузивами и их туфами, с одной стороны, и кислыми эффузивами и их пирокластическими разновидностями, с другой стороны, констатируется угловое несогласие, возраст которого не установлен.

Верхняя же возрастная граница вулканогенной толщи на территории листа М—54—ХІХ отсутствует. Однако за пределами района, в бассейне р. Самарги, В. А. Ярмолюк (1947, 1949) наблюдал несогласное залегание пород самаргинской свиты (палеоцен) на кислых эффузивах и их туфах.

Таким образом, нижняя возрастная граница описываемых образований не может быть ниже сеноман-турона, а верхняя граница средних и кислых эффузивов и их туфов определяется палеоценом, т. е. возраст вулканогенной толщи укладывается в пределах верхнего мела и части палеоцена.

КАИНЗООЙСКАЯ ГРУППА

ВЕРХНИЙ НЕОГЕН И НИЖНИЙ ОТДЕЛ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ СИСТЕМЫ

ОСНОВНЫЕ ЭФФУЗИВЫ (β N₂—Q₁)

Основные эффузивы в пределах листа М—54—ХІХ представлены базальтами и распространены лишь в верховье р. Тир, где они в виде двух небольших патен, общей площадью около 2 км², перекрывают отложения мезозойского возраста.

Базальты представляют собой плотные темносерые, почти черные породы. Они имеют интересную, несколько порфировую структуру и состоят из основного плагиоклаза (лабрадора), моноклинового пироксена (авгита) и небольшого количества оливина, погруженных в хлоритизированное вулканическое стекло. Акцессорные минералы представлены мельчайшими зернами титаномаршита и спорадически встречающимися кристалликами апатита. Иногда наблюдаются миндалины, выполненные цеолитами, и водные окислы железа.

Общая мощность покровов базальтов, судя по гипсометрическим отметкам, равна 60—70 м.

Небольшое распространение базальтов на площади листа М—54—ХІХ и изолированность их выходов не дают каких-либо конкретных данных об их возрасте. Но имея в виду слабую степень расчлененности эрозией платообразного покрова базальтов, а также учитывая петрографическое сходство описанных базальтов с оливиновыми базальтами смежных районов, нижнечетвертичный возраст которых доказан рядом геологов, мы сочли возможным отнести их образование к нижнечетвертичному отделу. Не исключено также, что их возраст может оказаться и палеоценовым.

ВЕРХНИЙ И СОВРЕМЕННЫЙ ОТДЕЛЫ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ СИСТЕМЫ

РЫХЛЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ (Q₂₋₄)

Верхний отдел четвертичной системы и современные рыхлые отложения на территории листа представлены отложениями речных террас, пойм и маломощными элювиальными и делювиальными образованиями водоразделов и склонов. По речным до-

линам отмечены четыре речные террасы эрозионно-аккумулятивного и аккумулятивного типа. Среди них различаются следующие: пойменная терраса до 1,5 м; 2-я терраса 1,5—3,0 м; 3-я терраса 5—10 м; 4-я терраса 15—20 м.

Первые две террасы аккумулятивного, а две последние—эрозионно-аккумулятивного типа.

Аллювиальные отложения террас представлены горизонтально залегающими маломощными образованиями, состоящими из песчано-галечного материала с примесью супеси и суглинка, крошечкой почвы. Отдельные слои, состоящие из аллювий, имеют колючую или диагональную слоистость и выклиниваются по простиранию. Валуны и галька этих отложений хорошо окатаны и представлены всем разнообразием слагающих пород. Песчано-галечниковый материал в основании террасовых отложений местами уплотнен и сцементирован окислами железа темно-бурого цвета. Эти отложения обычно залегают непосредственно на покое коренных пород. На примере 5—10-метровой террасы долины р. Джаур мы видим, что на покое, состоящем из порфиритов, выветрелых в верхней своей части, лежат аллювиальные отложения, состоящие из гальки различной величины, песка и гравия. Самая верхняя часть разреза состоит из поuyeнного и растительного слоя мощностью 15 см.

О мощности террасовых отложений можно судить по разрезам, которые наблюдаются по берегу в местах, где река разработала свое русло до коренного покрова.

Разрез аллювиальных отложений пойменной террасы левого берега р. Джаур, близ утеса Гаодаго, представлен следующими рыхлыми образованиями (сверху вниз):

	Мощность в м
1. Растительный покров	0,02—0,03
2. Почвенный слой черного цвета	0,18—0,20
3. Песок с галькой	0,25—0,30
4. Простой мелкой гальки (до 1 мм в диаметре)	0,04—0,05
5. Песок с более крупной галькой (до 5—6 см в диаметре)	0,28—0,30
6. Галька средней величины (до 2—3 см в диаметре)	0,08—0,10
7. Крупная галька с древесной	0,60—0,70
8. Окисленная галька с песком	0,10—0,12
Общая мощность вскрытых отложений	Около 1,80

В приведенном разрезе наблюдаются некоторая отсортированность и последное расположение аллювиального материала и увеличение его крупности с глубиной.

В долине р. Хунгари, ниже устья ее левого притока Амидики, аллювиальные отложения в разрезе 2-й террасы представлены следующими образованиями (сверху вниз):

	Мощность в м
1. Растительный слой в нижней части с тонким прослоем песчаного серого, а в нижней части черного цвета	0,08
2. Почвенно-торфяной слой дымчато-серого, в низах бурого цвета	0,20

3. Слой песка с глиной и тонким пылеватым суглинком, серовато-бурого цвета	0,24
4. Слой мелкого, без всяких примесей песка желтовато-бурого цвета	0,36—0,40
5. Слой песка с мелкой (до 2—3 см в диаметре) галькой коричневого-серого, местами черного цвета	0,24
6. Слой гальки мелкой и средней с разнородным песком. Преобладает мелкая галька. Диаметр средней гальки 5—8 см. Цвет слой темносерый	0,25
7. Слой песка с галькой средней и малой величиной, светлого цвета. Преобладает галька средней величины	0,42
8. Слой хорошо окатанной крупной гальки с мелкими валунами (до 15—20 см в диаметре), древесной и разнородным песком	0,33
Общая мощность разреза	2,16

Отложения 3-й террасы, отчетливо выраженной по правому берегу р. Хунтари, выше устья ее левого притока р. Бокчена, представлены следующими образованиями (сверху вниз):

1. Почвенно-растительный слой	Мощность в м
2. Мелкий песок	0,2
3. Тонкий слой гальки средней величины	0,15
4. Крупная и мелкая щебенка (элювий)	0,2
5. Коренные выходы кремнистых сланцев, разбитые сетью трещин	0,3
6. Коренные выходы кремнистых сланцев (покой террасы)	

Как видно из вышеприведенных разрезов, мощность аллювиальных отложений речных террас незначительна и варьирует в пределах от 1 до 3—6 м.

Современные элювиальные отложения, слогающие поймы и выстилающие русла рек, представлены различным по своей величине и петрографическому составу иловато-песчаным и валуново-галечным материалом. Степень окатанности указанного материала различна. Размер отесленных валунов достигает 1 м в диаметре.

Элювиальные отложения располагаются преимущественно на пологих водоразделах, а на их склонах образуются делювиальные осыпи. Отложения элювиально-делювиальные в районах гольцовых вершин имеют широкое распространение и покрывают сплошным плащом как вершины, так и склоны, спускаясь иногда до подножий.

Эти отложения обычно представлены щебенкой, крупноглыбовым и мелкообломочным материалом. Встречаются отдельные глыбы объемом до 1,5 м³.

Делювиальные осыпи крупнообломочного материала иногда широкой полосой окаймляют подножья гор. Мощность элювиально-делювиальных отложений зависит от литологии сланистых пород, а также от положения в рельефе и крутизны склонов и колеблется в пределах от 1 до 3 м.

В заключение следует отметить, что в отложениях 20-метровой террасы спорово-пыльцевым анализом установлено присут-

ствие в них следующих спор растений: Polypodiaceae, Lycopodiaceae, Sphagnum, Alnus, Betula, Chenopodiaceae, Leguminosae и др., характерных для верхнего и современного отделов четвертичной системы.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузивные образования подразделяются в пределах листа М—54—ХІХ широким распространением. Среди них выделены посленижнеюрские, меловые и третичные интрузии.

К интрузивам посленижнеюрского возраста относятся небольшие по размерам шлоки амфиболитизированных габбро. Меловые интрузии представлены лейкократовыми гранитами. Третичные интрузии сланяют как небольшие, так и крупные по размеру тела, представленные гранитоидами палеогена и сложными преимущественно биотитовыми гранитами и гранодиоритами. К третьичным интрузивам относятся также массивы, сложенные разнообразными породами, начиная от диоритов и кончая габбро-периодитами. Сюда же относятся и небольшие тела, представленные щелочными габброидами (шонкинитами, тешениитами и др.) и ультраосновными породами (пироксенитами, перидотитами).

Описание интрузивных пород излагается в хронологическом порядке их образования.

ПОСЛЕНИЖНЕЮРСКИЕ АМФИБОЛИЗИРОВАННЫЕ ГАББРО

Выходы амфиболитизированных габбро отмечены в южной части описываемого листа, где они в виде небольших по размерам (от 1 до 4 км²) тел приурочены к полосе развития нижнеюрских отложений.

Амфиболитизированные габбро представляют собой зеленоватосерые и темносерые породы от скрыто-до среднекристаллического сложения. Они обладают сноповой фибробластовой структурой. Местами сохранились остатки габбровой структуры. Состав амфиболитизированных габбро из плагиоклаза (основного андезина) 50—60%, вторичных амфиболов (актинолита и тремолита) 20—25% и весьма редко реликтов пироксена (авгита) и вторичного биотита. Из акцессорных минералов встречаются рудные зерна, апатит и изредка гранат. Рудные минералы обычно развиваются в породе по трещинкам и образовались, повидимому, при замещении пироксена вторичным амфиболом.

Амфиболитизированные габбро прорывают отложения джаурской и хунтарийской свиты. Глинистые сланцы и алевролиты, входящие в состав этих отложений, в контакте с амфиболитизированными габбро становятся более плотными и монолитными. Среди основной массы сланцев появляются новообразования серпичита, хлорита и изредка альбита. Амфиболитизированные габбро в свою очередь прорываются на юге района палеогеновыми

гранитоидами, в результате воздействия которых в габбро развились процессы уралитизации и сосюрритизации: пироксены застывшей влажной роговой обманкой, а плагиоклазы — тонкой смесью цоизита и эпидота с альбитом, кварцем и другими вторичными минералами. Появляются листочки биотита и зерна биотизированных габбро не наблюдаются.

Таким образом, не имея более конкретных данных, возраст амфиболизированных габбро условно считают посленижнеюрским.

МЕЛОВЫЕ ЛЕЙКОКРАТОВЫЕ ГРАНИТЫ

Меловые интрузивные породы имеют незначительное распространение. Они отмечены только в юго-восточной части листа, в водоразделе рр. Судулюнэ и Мопану, и представлены лейкократовыми гранитами.

Лейкократовые граниты светлосерого и розовато-серого цвета образуют порфировидной текстурой с гранулитовой и в единичных случаях микропегматитовой текстурой основной массы и биота 15%, кварца (40—45%), биотита (1—5%) и мусковита. Вторичные минералы представлены андагузитом, серпичитом, мусковитом, хлоритом и лейкокосеном. Из акцессорных минералов отмечены редкие рудные зерна, циркон, апатит, иногда гранат.

Наиболее характерными чертами меловых лейкократовых гранитов являются следующие:

1. В лейкократовых гранитах калиевый полевой шпат преобладает над плагиоклазом. Последний же представляет преиму-
жественно, альбитом и реже кизилем или средним олигоклазом. Незначительное содержание биотита и преобладание щелочных полевых шпатов приближает лейкократовые граниты к алгаскитам.
2. Отсутствие в биотите включений циркона с характерными плексорными ореолами.
3. Преобладание гранулитовых структур.
4. Резко выраженное облучено-волнистое угасание зерен кварца.

Лейкократовые граниты южнее территории листа М—54—XIX, по данным И. Я. Зыгнера (1954), образуют активные контакты с отложениями валанжинского яруса и в свою очередь прорываются палеогеновыми биотитовыми гранитами. Контакты изменяются в породах валанжинского яруса идентично-леоненового возраста. В лейкократовых же гранитах на контакте с интрузивными палеогеновыми гранитоидов в долине р. Мопану наблюдается широкое развитие мусковита.

К юго-западу от описываемого листа, в низзах зауровской свиты, условно относимой А. П. Глушковым (1950) к верхнему мезу, местами отмечается почти сплошная галька, состоящая из лейкократовых гранитов. Это обуславливает верхнюю возрастную границу лейкократовых гранитов.

Исходя из вышеприведенных фактов, возраст лейкократовых гранитов следует, очевидно, считать меловым. С интрузивными лейкократовых гранитов связаны кварцевые жилы. Так, на юго-востоке района, в поле распространения лейкократовых гранитов, прослежена кварцевая жила в направлении СВ 40—45° на расстоянии 150—200 м. Кварц имеет молочно-белый цвет и уча-
стками окрашен гидроокислами железа в буроватые тона.

ТРЕТИЧНЫЕ ИНТРУЗИИ

ПАЛЕОГЕНОВЫЕ ГРАНИТОИДЫ

Палеогеновые интрузивные породы в пределах листа М—54—XIX имеют широкое распространение. Они отмечены в междуречьях Большие Эртукули—Малые Эртукули, Джаур—Гобили, Хуту—Гобили, Хуту—Хунгари, Маном—Юли, а также и в других частях района. Обычно палеогеновые интрузивные породы слагают крупные массивы, измеряемые сотнями квадратных километров. Они вытянуты в северо-восточном направлении, пересекая под небольшим углом складчатые структуры района. Также значительное распространение в пределах листа М—54—XIX имеют малые интрузии гранитоидов палеонного возраста, измеряемые по площади немногими квадратными километрами и приуроченные главным образом к центральной и северо-западной частям района.

Палеогеновые гранитоиды представлены преимущественно биотитовыми гранитами и гранодиоритами, среди которых встречаются порфировидные и аплитовидные разновидности, кварцевыми диоритами и изредка гнейсовидными гранитами, как правило, приуроченными в отдельных частях района к краевым зонам интрузий.

Так как отдельные разновидности описываемых гранитоидов по своим петрологическим особенностям и петрографическому составу идентичны, то их характеристика приводится не по отдельным интрузивным массивам, а для всего района в целом.

Биотитовые граниты представляют собой неравномернозернистые породы серого и светлосерого цвета, обнаруживающие гранитовую, нередко с элементами монцитовой, текстуру и состоящие из калиевого полевого шпата 35—40%, плагиоклаза (олигоклаза и андезина) 20—30%, кварца 25—30% и биотита 5—15%. Из акцессорных минералов встречаются рудные зерна, циркон, апатит, гранат, иногда монацит и ортит.

Гранодиориты по своему составу и структурным особенностям мало чем отличаются от биотитовых гранитов. Основное их отличие от последних заключается лишь в преобладании платиклаза (олигоклаза и андезина) над калиевым полевым шпатом. Порфировидные биотитовые граниты и гранодиориты характеризуются наличием порфировидных выделений полевых шпатов и кварца, местами достигающих 2—3 см в поперечнике.

Аллитовидные граниты имеют незначительное распространение и являются краевой фазией рассматриваемых интрузий. Минералы, участвующие в их сложении, обладают одинаковой степенью идиоморфизма по отношению друг к другу, биотит встречается в незначительном количестве (не более 2—5%).

Кварцевые диориты представляют собой серые среднекристаллические породы, состоящие из платиклаза (андезина) 75%, измененной роговой обманки 20%, биотита 5—10 и кварца 5%.

Гнейсовидные граниты отмечены только в бортах долины рр. Нижняя Быгда и Бокчена, где они приурочены к западной периферической части крупной интрузии гранитоидов.

Гнейсовидные граниты представляют собой мелко- и среднезернистые меланократовые породы, имеющие гнейсовидную текстуру, обусловленную субпараллельным расположением полос биотита и мусковита. Они состоят из платиклаза (олигоклаза и андезина) 35—40%, калиевого полевого шпата 5—10%, кварца 15—20%, биотита 10—25%, мусковита 1—2%, серицита, хлорита, эпидиот-диопсита, циркона, апатита, иногда лейкоксена и по минералогическому составу отвечают биотитовым гранитам и гранодиоритам, несколько обогащенным слюдой.

По всей вероятности, гнейсовидные граниты образовались в краевой части интрузии при сильном движении и трении гранитной магмы о вмещающие породы. Не исключена также возможность, что гнейсовидные граниты частично образовались и за счет ксенолитов вмещающих пород, переработанных интрузией при интенсивном ориентированном давлении. В пользу второго предположения говорит тот факт, что в описываемых гранитоидах наблюдается большое количество шпиров, несущих следы сланцеватой структуры и, повидному, являющихся ксенолитами вмещающей осадочной толщи, переработанной интрузией. Во всяком случае, гнейсовидные граниты следует рассматривать как составную часть описываемых интрузивных пород, отличающихся от последних лишь структурными особенностями.

Кроме описанных выше гранитоидов, в пределах листа М—54—ХІХ встречаются катаклазированные граниты, приуроченные к зонам разрывных дислокаций. В этом случае зерна платиклаза нарушены микросдвигами. Пластинки биотита изогнуты и разорваны. Зерна кварца характеризуются облачно-волнистым угасанием и частичным дроблением.

Резюмируя описание палеогеновых интрузивных пород, останемся на некоторых выводах.

1. Наиболее характерной особенностью палеогеновых гранитоидов является присутствие в биотите обильных включений мелких зерен циркона, окруженных интенсивными плеохроичными двориками.

3. Незмененный облик пород и отсутствие регионального катаклаза отличают их от меловых интрузивных пород. Сильно катаклазированные разности отмечаются только в определенных участках, приуроченных к тектоническим разрывам.

3. Палеогеновые гранитоиды насыщены акцессорными минералами (циркон, сфен, апатит, монацит, ортит).

Биотитовые граниты и гранодиориты прорывают и метаморфизуют все осадочные и эффузивные образования, развитые в пределах листа М—54—ХІХ (исключая базальты и аллювиальные отложения). Вокруг крупных интрузивных массивов контактово-метаморфизованные породы распространены повсеместно в виде широкой, двухкилометровой полосы. Небольшие же по площади массивы образуют ореолы контактового метаморфизма, иногда в несколько раз превышающие размеры самих интрузий.

Это может быть объяснено наличием полных контактов с вмещающими породами.

Наиболее типичным видом контактового метаморфизма является ороговикование, особенно отчетливо проявляющееся в непосредственной близости от интрузивных тел.

В результате ороговикования породы становятся монолитными, более однородными, обладают повышенной крепостью, плотностью и приобретают характерный коричневатый оттенок за счет новообразований биотита.

В глинистых сланцах по мере удаления от интрузий гранитоидов наблюдаются исчезновение наиболее высокотемпературных минералов, как андалузит и кордиерит, и появление новообразований биотита, серицита и кварца. При этом в контактах роговики, представленные птитнистыми породами. Они состоят из кварца, кордиерита, андалузита, биотита, хлорита, серицита и незначительного количества глинистого вещества. Новообразования кордиерита достигают 3—4 мм в поперечнике. Появляется порфириобластовая и гранолепидобластовая структура основной массы. Текстура пород становится узловатой.

В некотором удалении от экзоконтакта интрузий гранитоидов, а местами и непосредственно в нем, глинистые сланцы превращаются в хлорито-биотитовые, хлорито-биотито-мусковитовые и птитнистые серицито-глинистые сланцы. Они приобретают blastopellic и blastolevitic, реже микропелластические структуры и состоят из мелких зерен кварца, серицитизированных полевых шпатов, биотита, хлорита, мусковита, редких зерен графита и турмалина. Глинистое вещество цемента преобразуется

в стяжения, состоящие из биотита и серпидита, обуславливая тем самым пятнистую текстуру породы.

На значительном удалении от экоконтакта интрузии (1—2 км) глинистые сланцы подвержены серпидитизации и хлоритизации. Мелчайшие агрегаты зерен кварца, хлорита и серпидита обычно вытиснуты в одном направлении и подчеркивают сланцеватую текстуру породы. Структура породы в этом случае алевропелитовая или пелитовая.

В песчаниках и алевролитах в результате контактового метаморфизма возникают бластоисамитовые и бластоалевритовые структуры. Цемент насыщается чешуйчатыми агрегатами биотита и серпидита. Подобные преобразования наблюдаются только в непосредственной близости экоконтакта гранитоидов. В основном же песчаники подвергаются окварцеванию.

В кремнистых сланцах вблизи контакта с интрузиями гранитоидов возникают гранобластовые структуры и породы превращаются в кварциты. Они состоят преимущественно из более или менее изометричных, обладающих полигональными или зубчатыми очертаниями зерен кварца и резко подчиненного количества калиевого полевого шпата, биотита, мусковита, серпидита, хлорита и граната. Гранат обычно присутствует в виде мелких округлых зерен, рассеянных по всей породе.

В некотором удалении от контакта кремнистые сланцы подвергаются перекристаллизации с образованием микрогранобластовых и микрокристаллических структур. Обычно перекристаллизация начинается по трещинкам, присутствующим в кремнистых сланцах в значительном количестве, распространяясь затем на всю породу. При этом наблюдаются участки в породе, сложенные зернами кварца, имеющими 0,01—0,1 и 0,5—0,7 мм в поперечнике.

Известняки в зоне контактового метаморфизма испытывают перекристаллизацию с образованием мраморизованных известняков.

Иногда наблюдается новообразование граната, диопсида и минералов эпидот-поизитовой группы. Нередко в известняках отмечается окварцевание и доломитизация.

В эффузивных породах и их пирокластических разновидностях в зонах контактового метаморфизма наблюдаются мелкочешуйчатый биотит и хлорит, которые развиваются по спайности и трещинкам сланцеватых породу минералов и в связующей массе. Биотит порфировых выделений сильно хлоритизируется и насыщается минералами из группы эпидот-поизита. Пироксен замещается уралитовой ротовой обманкой, которая в свою очередь замещается уралитовой ротовой обманкой, биотитом и хлоритом. Основная масса эффузивных пород перекристаллизировывается в агрегат кварца, хлорита и биотита, местами приобретает роговиковую структуру вплоть до образования амфиболо-биотитовых

роговиков. Для этих пород также характерно присутствие микропрожилков кварца, хлорита, биотита и эпидот-поизита.

В кристаллических сланцах явления контактового метаморфизма трудно поддаются расшифровке из-за сильного регионального метаморфизма этих пород.

В кварцево-сланцевых сланцах обычно наблюдаются прожилки, состоящие из кварца и альбита. Нередко в зоне экоконтакта гранитоидов встречаются биотитово-гранатовые роговики. Кроме того, довольно крупные агрегаты граната и кристаллы андалузита отмечаются в зоне экоконтакта гранитоидов, образовавшиеся, повидимому, за счет ассимиляции глинистого субстрата пород.

Как было отмечено и описано выше, нижняя возрастная граница описываемых гранитоидов определяется эффузивно-пирокластическими образованиями верхнего мела—палеогена.

Верхняя же возрастная граница биотитовых гранитов и гранодиоритов в районе не установлена. Но учитывая то, что к югу от листа М—54—ХІХ аналогичные гранитоиды, по данным Н. Н. Погольского (1954), перекрыты эффузивными самаринской свиты палеоцен-эоценового возраста, возраст биотитовых гранитов и гранодиоритов с их разнovidностями принимается как палеогеновый (возможно, палеоценовый).

Дайковые и жильные породы, связанные, по всей вероятности, с палеогеновыми гранитоидами, имеют широкое распространение в пределах листа М—54—ХІХ. Они в основном представлены аллитами, микропегматитами, гранит-порфирами, гранодиорит-порфирами, кварцевыми порфирами, лампрофирами (спесерритами и керсантитами), кварцевыми и кальцитовыми жилами. В связи со слабой обнаженностью района судить о мощности, протяжении и элементах залегания этих пород не представляется возможным.

Аллиты встречаются, повидимому, в виде даек среди палеогеновых гранитоидов и обычно приурочены к периферической части интрузий. Они представляют собой тонкозернистые породы светлосерого и розоватого цвета, состоящие из калиевого полевого шпата, плагиоклаза (олигоклаза), кварца и спорадически встречающегося биотита. Иногда присутствуют чешуйки и снеповидные агрегаты мусковита и рудные зерна. Структура породы аллитовая и участками микропегматитовая.

Микропегматиты отмечаются в тесной связи с аллитами и образуют тонкие прожилки мощностью не более 2—3 см. Они состоят из тех же минералов, что и аллиты, и характеризуются графическим прорастанием кварца в калиевом полевоом шпате.

Гранит-порфиры встречаются в виде отдельных даек и мелких штоков среди осадочных пород. Реже они отмечаются в периферических частях гранитоидных массивов. Гранит-порфиры представляют собой светлосерые порфировидные породы, порфировые выделения в которых представлены калиевым полевым

шпатом, плагиоклазом (олигоклазом), биотитом и кварцем. Размер фенокристаллов от 3—4 мм до 1—2 см. Основная масса породы хорошо раскристаллизована и состоит также из калиевого полевого шпата, плагиоклаза, биотита и кварца, среди которых наблюдаются чешуйки мусковита и мелкие зерна рудного минерала. Структура основной массы гранит-порфира микрогранитовая, микрогранулитовая, аplitовая и микропегматитовая. Гранодиорит-порфиры обнаружены среди гранитоидов, средних и кислых эффузивов и по своему составу близки к гранит-порфирам, отличаюсь от последних повышенным содержанием темнопетного минерала (биотита). Структура основной массы в этих породах микрогранитовая и микрографическая.

Кварцевые порфиры встречаются в некотором удалении от интрузий гранитоидов. Внешне они сходны с гранит-порфирами, представляя собой светлосерые тонкозернистые породы с порфирными выделениями кварца, полевого шпата и биотита. Они обладают порфировой структурой и аплотриоморфнозернистой, реже микрографической и микропиклитоидной структурами основной массы.

Лампрофиры отмечаются среди гранитных интрузий в виде небольших даек мощностью не более 1 м и представлены спессартитами и керсантитами. Спессартиты имеют темносерый, почти черный цвет, обладают полнокристаллической мелкозернистой или порфировидной структурой и состоят из плагиоклаза (андезина), калиевых полевых шпатов, кварца и роговой обманки. Количество амфиболов в породе достигает 20—30%. Наличие роговой обманки оглиняет спессартиты от керсантитов. В последнем среди темнопетных минералов преобладает биотит.

Кварцевые жилы встречаются главным образом среди мезозойских осадочных пород, развитых на территории листа М—54—XIX. В основном кварцевые жилы приурочены к зонам разрывов и к ореолам контактового метаморфизма меловых и палеогеновых гранитоидов.

Кальцитовые прожилки имеют мощность около 1 см и наблюдаются главным образом среди мезозойских осадочных пород.

ПАЛЕОГЕНОВЫЕ ИНТРУЗИИ СРЕДНЕГО И ОСНОВНОГО СОСТАВА (ДИОРИТЫ, ГАББРО И ДРУГИЕ)

Палеогеновые интрузивные породы среднего и основного состава распространены в западной части листа М—54—XIX, где они в виде даек и небольших интрузивных тел прорывают верхнепалеозойские и мезозойские отложения.

Небольшое интрузивное тело, закартированное в междуречье верховьев рр. Манома и Пир, представлено породами сложного состава, среди которых выделяются диориты, габбро-диориты, габбро-перидотиты, пироксениты, перидотиты и пикритовые порфиры.

Диориты встречаются преимущественно внутри интрузивного массива, а также слатают дайки северо-восточного простирания. Они обладают гипидиоморфнозернистой структурой и состоят из плагиоклаза (андезина) 50—55% и роговой обманки 35—40%. Присутствуют редкие мелкие кристаллы кварца, сфена, апатита и рудные зерна.

Габбро-диориты отмечены как в составе описываемого массива, так и в виде даек. Они имеют гипидиоморфнозернистую, местами габбровую структуру и состоят из плагиоклаза (андезин-лабрадора) 55—60% и темнопетных минералов (пироксена и роговой обманки) 35—40%. Изредка присутствуют калиевый полевой шпат и рудные зерна.

Габбро также встречаются как внутри интрузивного массива, так и в виде многочисленных даек и представляют собой массивные средне- и крупнозернистые породы черного цвета. Они обладают габбровой, иногда панидиоморфнозернистой структурой и состоят из плагиоклаза (лабрадора) 40—45%, моноклинного и ромбического пироксена 40% и рудного минерала (матенита и ильменита) 10—15%. Из аксессуарных минералов отмечен апатит.

Габбро-перидотиты обнаружены в нескольких точках среди описываемого интрузивного тела. Они представляют собой массивные крупнозернистые, черного с синеватым оттенком цвета породы и состоят из оливины 40%, моноклинного и ромбического пироксена 45%, плагиоклаза (лабрадора и лабрадор-битовита) 10—15% и рудного минерала.

Пироксениты и перидотиты отмечены по левобережью р. Джаур, вблизи утеса «Богунь». Они представляют собой полнокристаллические породы темносерого, почти черного цвета и состоят из пироксена, оливины, амфибола, серпентина (антигорита) и хризотила, рудных минералов и апатита. Перидотиты оглиняются большим содержанием оливины. В тех и других породах плагиоклаз полностью отсутствует.

Для всех основных и ультраосновных пород характерна сильная серпентинизация. При этом количество серпентинита в породах нередко достигает 70—80%. В этом случае пироксениты и перидотиты приобретают решетчатую или пегельчатую структуру и приближаются к серпентинитам.

Наличие серпентина резко оглиняет и ультраосновные породы этого комплекса от посленижнеюрских амфиболоизированных габбро, где вторичные изменения идут по линии амфиболоизации и биотитизации пород.

Пикритовые порфиры отмечены в районе верховьев р. Пир. По внешнему виду это черные и темносерые плотные породы с хорошо видимыми мелкими порфировыми выделениями темнопетного минерала. Они имеют порфировую структуру и миндалекаменную текстуру. Порфирные выделения представлены призматическими зернами моноклинного пироксена (авгита) раз-

мером около 0,4 мм. Также присутствуют единичные зерна серпентина, вероятно развивающиеся в виде псевдоморфов по ромбическому пироксену и оливину.

Основная масса в пикритовых порфиритах крипто- и мелкозернистая, пегитоморфная и состоит из мелких зерен моноклинного и ромбического пироксена, бурого хлорита и бурых, почти непрозрачных землистых скоплений сфена.

Заканчивая описание интрузивных пород среднего и основного состава, приведем наиболее характерные их особенности.

1. Упомянутые дайки и мелкие интрузии представлены сложными по своему составу породами, от средних (диоритов) до ультраосновных (пироксенитов, перидотитов и пикритовых порфиринов) разновидностей.

2. От более древних (меловых лейкократовых гранитов и палеогеновых гранитоидов) интрузивных образований описываемые породы отличаются своеобразием петрографического состава и структурными особенностями. Среди пород среднего и основного состава редко встречается биотит. Большое развитие имеют роговые обманки и пироксены. Появляется оливин.

Породы, входящие в описанный выше интрузивный комплекс, отнесены к палеогеновому возрасту на том основании, что к юго-западу от листа М—54—XIX, по данным А. П. Глушкова (1954), они перекрываются базальтами нижнечетвертичного времени. Кроме того, А. П. Глушков указывает на то, что «дайки описываемых пород прорывают Тохалинский массив третичного возраста». Непосредственно же на территории листа М—54—XIX они прорывают гранитоиды палеогена (бассейн р. Хасо).

Щелочные породы в пределах листа М—54—XIX имеют незначительное распространение, встречаясь в виде дайкообразных тел, вытянутых в северо-восточном направлении в северо-западной части района. Они представляют собой плотные породы черного цвета с коричневатым оттенком, на фоне которого отчетливо выделяются светлосерые участки, выполненные цеолитами. В них отмечаются хорошо ограненные кристаллы пироксена и роговой обманки. По составу щелочные породы отвечают сложной группе фуручита-шонкинита-тешенита.

Щелочные породы прорывают все осадочные породы, развитые в пределах листа М—54—XIX, но нигде не встречаются совместно с эффузивами верхнего мела — палеогена. Отнесение этих пород к палеогеновому возрасту базируется на том, что они, по данным А. И. Фрейлина (1954), прорывают палеогеновые интрузивные тела средних, основных и ультраосновных пород.

Заканчивая описание интрузивных образований района, следует отметить, что наиболее раннее проявление магматической деятельности констатируется еще в протерозое (?), среди отложений которого присутствуют амфиболиты и амфиболовые сланцы. Затем, в верхнем триасе — в нижнем леексе происходит подводное излияние основных эффузивов и образуются пластовые

тела спилитов, диабазов и диабазовых порфиринов, переслаивающихся с кремнистыми сланцами. Позднее, в послеглечневское время, в результате эпйрогенических движений в земной коре, очевидно, возникают «трещины», по которым внедряются небольшие интрузии амфиболоизированных габбро. В меловое время в районе проявляется одна из ранних фаз альпийской складчатости, сопровождающаяся внедрением лейкократовых гранитов.

Верхнемеловое-палеогеновое время ознаменовалось интенсивной вулканической деятельностью. Происходит образование средних и кислых эффузивов и их пирокластических разновидностей. В палеогене проявляется складчатость, сопровождающаяся внедрением крупных интрузий биотитовых гранитов и гранодиоритов, которые приурочены, как правило, к ослабленным зонам, характеризующимся наличием региональных разрывов и участков с различными комплексами геологических образований (эффузивы и их туфы, с одной стороны, и осадочные породы, с другой стороны). В это же время происходит внедрение по мелким разрывам основной массы жильных пород. В палеогеновое же время и несколько позднее в районе возобновляются тектонические подвижки, сопровождающиеся внедрением сложных по своему составу небольших интрузивных тел и даек средних, основных и ультраосновных пород. В плиocene или в начале четвертичного периода на территории листа М—54—XIX происходит излияние базальтов.

Касаясь вопроса о роли магматических процессов в образовании рудных месторождений района, можно лишь предположить, что рудопроявления олова, вольфрама и полиметаллов непосредственно связаны с небольшими интрузивными кварцевыми диоритами палеогенового возраста, а рудопроявления руты — с порфиритами сенского возраста. Возможно, что с кварцевыми жилами, довольно широко распространенными на территории листа М—54—XIX, частично связаны такие минералы, как каситерит, вольфрамит и шепит.

ТЕКТОНИКА

Территория листа М—54—XIX располагается на северо-восточном погружении главного Сихотэ-Алиньского антиклинария, прослеживающегося от залива Петра Великого на юге до бассейна р. Хунгаря на севере. Структура рассматриваемого района представлена рядом складок северо-восточного прогибания. Ядра синклинальных складок сложены отложениями валдажинского яруса. В ядрах антиклиналей обнажаются породы верхнего триаса и нижней юры (джаурская свита). На крыльях как тех, так и других складок расположены терригенные образования нижней юры (хунгарийская свита).

В северо-западной части района в ядре крупной мезозойской антиклинали обнажаются верхнепалеозойские породы, а в юго-

западном углу среди сильно смятого нижнемезозойского комплекса выступает тектонический блок протерозойских (?) образований.

Осадочные отложения верхнего триаса, нижней юры и валанжинна, смятые в складные, иногда опрокинутые на юго-восток складки, несогласно перекрываются остатками толстого изогнутых покровов верхнемеловых-палеоценовых порфиров, кварцевых порфиров и их туфов и вместе с последними прорваны целым рядом интрузий гранитоидов. Наиболее крупные интрузии гранитоидов тяготеют к присевым линиям антиклинальных складок.

Как осадочные, так и интрузивные породы рассеяны сериями разрывов различных амплитуд и направлений.

Строение изученного района, если рассматривать его вкрест простирания складчатых структур с северо-запада на юго-восток, представляется в следующем виде.

Территория северо-западного угла платформы (бассейн р. Юли) представляет собой синклинальную складку верхнетриасовых и нижнеюрских пород, осложненную дополнительными складками и прорванную несколькими телами гранитоидов, повидимому являющихся частями одной и той же интрузии. Породы в юго-восточном крыле этой складки падают на северо-запад под углом 70° .

Юго-восточнее синклинальная складка сменяется крупной антиклинальной складкой северо-восточного простирания, осложненной целым рядом мелких дополнительных складок. В ядре этой антиклинальной складки выходят верхнепермские отложения. Эта складка, судя по поведению ее шарнира, погружается в северо-восточном направлении. На погружении складки, в ядрах осложняющих ее синклиналей, появляются отложения валанжинского яруса. В ядре основной антиклинальной складки располагается крупный массив гранитоидов, прорывающий породы верхнепермских отложений и джаурской свиты. К погружающейся осевой части этой складки и приурочивается большинство третичных даек средних, ультраосновных и основных пород. Крылья дополнительных складок, осложняющих основную антиклиналь, падают под углами от 30 до 70° .

Юго-восточное крыло антиклинали срезано региональным разрывом северо-восточного направления.

К юго-востоку от регионального разрыва в центральной части листа крупная антиклинальная складка сменяется крупной и широкой синклинальной складкой северо-восточного простирания, осложненной целым рядом антиклинальных складок меньшего масштаба. Эта складка в структурном плане описываемого района занимает важное место и является главной синклиналью района. В ядре этой синклинальной складки обнажаются породы валанжинского яруса. Шарнир синклинальной складки погружается в северо-восточном направлении.

Доверхнемеловые отложения, как было указано выше, несогласно перекрываются покровами верхнемеловых-палеоценовых эффузивов и прорваны совместно с ними массивами гранитоидов.

Крупный массив гранитоидов внедрился в ядро дополнительной антиклинальной складки, расположенной в северо-западном крыле крупной для нашего района синклинальной складки, где он прорывает породы джаурской и хунгарийской свит и отложения валанжинского яруса. Отдельные небольшие выходы гранитоидов прослеживаются и к юго-западу от крупного массива гранитоидов.

Упомянутая синклинальная складка осложнена двумя региональными разрывами северо-восточного простирания и в юго-западной части рассечена многочисленными сбросами и сбросовыми преципитациями северо-западного простирания. В северо-восточной части эта синклинальная складка нарушена несколькими локальными разрывами широтного или близкого к нему простирания. Крылья дополнительных складок различных масштабов, осложняющих основную синклиналь района, падают под углами от 25 до 75° . Иногда осевые плоскости дополнительных складок несколько опрокинуты по направлению на юго-восток.

Крупная синклинальная складка к юго-востоку сменяется антиклинальной складкой северо-восточного простирания, осложненной рядом узких синклинальных складок.

В ядре антиклинальной складки обнажаются породы джаурской свиты. Шарнир антиклинальной складки резко погружается в северо-восточном направлении. Складка в ядре прорезана небольшими телами посленижнеюрских амфиболитизированных габбро и массивами палеоценовых гранитоидов.

На погружении антиклинальная складка рассечена рядом локальных разрывов северо-западного направления. Крылья дополнительных складок, осложняющих антиклиналь, падают под углами от 28 до 60° . Иногда дополнительные складки (в районе горы Острой) имеют очень крутые углы падения, достигающие $80-85^\circ$.

Юго-восточное крыло антиклинали срезано разрывом северо-восточного простирания и частично перекрыто покровом верхнемеловых-палеоценовых эффузивов, прослеживающимися в южной части территории листа по бортам р. Гобили.

Территория юго-восточного угла платформы представляет собой синклинальную складку, осложненную рядом дополнительных антиклинальных складок. Ядро синклинальной складки полностью породами валанжинского яруса. Шарнир этой складки погружается в северо-восточном направлении. В ядрах осложняющих ее антиклиналей обнажаются отложения хунгарийской свиты.

В бассейне р. Судулюна, главным образом по правому ее борту, и на водораздельной части хребта Сихотэ-Алинь породы,

слагающие синклинальную складку, несогласно перекрыты значительным (150 км²) покровом верхнемеловых-палеоценовых эффузивов и вместе с последними прованы крупнейшим на территории листа палеоценовым массивом гранитоидов.

Отдельные «пятна» верхнемеловых-палеоценовых эффузивов прослеживаются северо-восточнее по левому борту долины р. Су-дунга и в долине р. Гобилги.

Северо-западное крыло синклинальной складки нарушено рядом разрывов северо-восточного простирания. Крылья складок, осложняющих эту синклиналь, падают преимущественно на северо-запад под углами 50—80°.

Юго-восточное крыло складки срезано разрывом северо-восточного простирания. В самом юго-восточном углу планшета верхнерисовые и нижнерисские отложения собраны в небольшую антиклинальную складку, перекрыты покровом верхнемеловых-палеоценовых эффузивов и вместе с последними прованы массивами меловых и палеоценовых гранитоидов.

Северо-западное крыло этой складки падает на северо-запад под углом 70°.

Анализируя в целом геологическое строение территории, заключенной в рамках листа М—54—ХІХ, можно сказать, что оно является весьма сложным и характеризуется наличием нескольких структурных несогласий, разнообразием и обилием магматических пород и интенсивным проявлением дизъюнктивных процессов.

Изучение степени дислокаций пород показало, что на исследованной площади различные породы дислоцированы неодинаково. Наиболее сильно сматы протерозойские и верхнепермские образования.

Породы протерозойского (?) возраста сильно дислоцированы и превращены в результате регионального метаморфизма в метаморфические сланцы и амфиболиты. Судя по размерам элементов залегания, эти метаморфические сланцы, по всей вероятности, слагают ядра антиклинальных складок, а согласно лежащие на них амфиболиты и амфиболовые сланцы выполняют ядра синклиналей.

Оси складок протерозойских (?) структур имеют преимущественно северо-восточное простирание (45—55°) с падением крыльев 10—20°, реже 25°.

Эти складки в свою очередь собраны в очень сложные микроплатчатые структуры.

Судя по сравнительно пологим углам падения крыльев складок, можно предположить, что метаморфические сланцы во время последующих процессов геотектогенеза в складчатости не участвовали.

Верхнепермские отложения тоже сильно дислоцированы (углы падения крыльев складок 70—80°) и метаморфизованы до кварцитовидного и филлитовидного облика.

Оси складок имеют северо-восточное простирание (40—45°), и шарниры их резко погружаются в этом же направлении. Несомненно, что складчатые структуры верхнепалеоценовой толщи были в какой-то мере преобразованы и усложнены более молодыми мезозойскими складчатыми движениями.

Мезозойский комплекс осадков собран в складки, имеющие различные, преимущественно большие углы падения крыльев. Породы этого комплекса сильно метаморфизованы, но в меньшей степени, чем вышеописанные.

Оси складок имеют северо-восточное простирание, характерное для всех стратифицированных толщ района, но местами эти складки отклоняются в разных направлениях: то к северу, то к востоку.

Шарниры складок, нередко на малых расстояниях, испытывают резкие погружения и воздымания, в результате чего среди юрских отложений на отдельных участках обнажаются по простиранию то низы мезозойских отложений, то их верхи. Однако подмечено, что их осевые линии, сохраняя в целом параллельность осевым линиям верхнепалеоценойских складок (Фрейдин, 1954), не совпадают с осевыми линиями протерозойских (?) пород и образуют с ними угол 10—12°.

Судя по преобладающему однообразному и чаще всего крутому (70—80°) падению крыльев на северо-запад, можно предполагать, что породы этого комплекса сматы на отдельных участках в изоклинальные складки с наклоном осевой плоскости на юго-восток.

Вулканические образования ложатся на размытую поверхность мезозойского комплекса осадков. Покровы верхнемеловых-палеоценовых эффузивов наиболее развиты в восточной части описываемого листа и обнажаются чаще всего в ядрах после-палеоценовых синклинальных складок. Осевые линии складок имеют северо-восточное простирание и, судя по контурам, преимущественно незначительные (5—10°) углы падения.

Дизъюнктивные нарушения, выявленные на площади, заключенной в рамках листа М—54—ХІХ, повидимому, имеют как сбросовый, так и надвиговый тип, но чаще всего относятся к категории сбросов.

Необходимо указать, что в условиях плохой обнаженности картирование дизъюнктивных нарушений, как и собственно геологическое картирование, представляло значительную трудность.

На геологическую карту нанесены не только разрывы, непосредственно наблюдавшиеся в поле, но и те, которые обнаружены при дешифрировании аэрофотоснимков, а также выявлены по некоторым геоморфологическим факторам (прямолинейности долин, асимметричности поперечного профиля долин и др.).

Разрезы наблюдаются преимущественно двух направлений—северо-восточного и северо-западного, и секут как осадочные, так и изверженные породы. Часть нарушений, имеющих северо-

восточное простирание, носит региональный характер и фиксируется от северо-восточного до юго-западного углов листа, прослеживаясь на юго-запад, почти до южного окончания горной области Сихотэ-Алинь (Фрейдин, 1954; Глушков, 1954; Попов, 1954 и др.). К ним чаще всего приурочены как мелкие, так и крупные интрузии гранитоидов и покровы верхнемеловых-палеоценовых эффузивов и их туфов.

В юго-западной части листа эти разрывы отделяют протерозойские (?) образования от мезозойских отложений. Один из таких разрывов срезает юго-восточное крыло основной мезозойской антиклинали.

Возникли региональные разрывы, вероятно, сразу же после нижнемеловой складчатости, так как они пересекают мезозойские отложения до валанжина включительно и не затронули покровы верхнемеловых-палеоценовых эффузивных образований.

Локальные разрывы, имеющие северо-западное, реже почти широтное направление, установлены главным образом в южной части листа, где они на отдельных участках, очевидно, служили «каналами» для внедрения палеогеновых гранитоидов. Эти разрывы хорошо прослеживаются по нахождению тектонических брекчий, по зонам сильно перемятых пород, по резкой смене осадочных отложений и по вытянутым цепочками интрузивным телам. Описываемые локальные разрывы, так же как и региональные, секут терригенно-кремнистые породы мезозоя вплоть до валанжина и уходят под покровы верхнемеловых-палеоценовых эффузивов (в верховьях р. Вугелемса). Наряду с этим они секут региональные разрывы северо-восточного простирания.

Кроме вышеописанных дизъюнктивных нарушений, на территории листа наблюдаются и более молодые разрывы, прослеживающиеся на небольшом расстоянии по простиранию и обладающие незначительными амплитудами перемещения крыльев. Они имеют различные, но преимущественно северо-восточные и северо-западные простирания и секут палеогеновые гранитоиды и более древние локальные и региональные разрывы. Явления интенсивного катаклаза в биотитовых гранитах и гранодиоритах подтверждают образование разрывов после внедрения палеогеновых гранитоидов. Эти данные позволяют сделать предположение о том, что возраст разрывов третичный. Кроме того, некоторые разрывы довольно отчетливо выражены в современном рельефе (они отчетливо вырисовываются на аэрофотоснимках), что также подтверждает их молодой возраст.

Заключая характеристику тектоники, следует отметить, что осадочные отложения района были смиты в складки в результате проявления главным образом четырех фаз складчатости:

- 1) доверхнепермской, собравшей в складки протерозойские (?) образования (Р₁?);
- 2) послеврхнепермской, собравшей в складки верхнепермские отложения (Р₂);

- 3) посленижнемеловой, собравшей в складки отложения джаурской (Т₃—J₁dg) и хунгарийской (J₁hg) свит и валанжинского яруса (Ст_{1v});
- 4) послепалеоценовой, собравшей в складки средние и кислые эффузивы и их туфы (Ст₂Sn и Ст₂dt—Р₃l).

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Поверхность района представляет собой среднеторный сильно расчлененный рельеф, сформировавшийся на сильно дислоцированном и значительно метаморфизованном комплексе вулканогенно-осадочных пород, повидному, протерозоя, верхнего палеозоя и мезозоя, прорванных интрузиями гранитоидов и основных пород.

В генетическом отношении на территории описываемого листа выделяется два типа рельефа — эрозивно-тектонического и речного происхождения.

Среди эрозивно-тектонического рельефа констатируется шесть подтипов, отличающихся друг от друга морфологическим обликом, абсолютными и относительными высотами и интенсивностью геоморфологических процессов.

1. Среднеторный массивный рельеф с гольцовыми вершинами (относительные превышения 700—1000 м; абсолютные высоты 1100—1750 м).
2. Среднеторный интенсивно расчлененный придовый рельеф (относительные превышения 500—700 м; абсолютные высоты 1000—1200 м).
3. Среднеторный сопочно-рядовый интенсивно расчлененный рельеф с крутыми склонами и узкими гребнями водоразделов (относительные превышения 300—400 м; абсолютные высоты 600—1000 м).
4. Среднеторный рельеф с пологими склонами и овально-уплощенными водоразделами (относительные превышения 300—500 м; абсолютные высоты 600—900 м).
5. Низкоторный интенсивно расчлененный сопочно-рядовый рельеф приречных зон (относительные превышения 150—250 м; абсолютные высоты 500—700 м).
6. Холмисто-увалистый рельеф приречных зон (относительные превышения 100—200 м; абсолютные высоты достигают от 200 до 300 м).

Первые два подтипа рельефа развиты преимущественно в южной части территории листа М—54—ХІХ, в бассейнах рр. Гобилин, Судулюна, Малые и Большие Эртукули, а также отдельными участками встречаются в водораздельной части хребта Сихотэ-Алинь и в его юго-западном отроге. Для этой части района характерны: а) большие относительные и абсолют-

ные высоты; б) интенсивное проявление глубинной эрозии в верховьях рек, в результате которой образовались узкие каньонообразные долины; в) отсутствие террас в долинах рек; г) невыраженность продольного и поперечного профиля рек и д) резкие очертания форм рельефа.

Перечисленные выше факты свидетельствуют о подлитоизации территории.

Третий и четвертый подтипы рельефа расположены главным образом в центральной, западной и юго-восточной частях района в бассейнах рр. Пир, Манома, Хосо, Голубая, Пуяки и в среднем течении р. Сулулона. Для этой области характерны: а) средние относительные и абсолютные высоты; б) примерно одинаковое проявление глубинной и боковой эрозии, в результате которой образовались корытообразные и ящикообразные долины с более или менее широкими днищами, местами заболоченными; в) наличие аллювия в долинах рек и частичный его размыв; г) значительная выработанность продольного и поперечного профиля и д) малая глубина расчленения рельефа.

Все эти факторы свидетельствуют о стабильности области третьего и четвертого подтипов рельефа по отношению к остальной части района.

Пятый и шестой подтипы рельефа приурочены к долинам крупных рек территории описываемого листа (Джаур, Пирока, Юли, Хунтари и Хуту). Для этой части района характерны: а) небольшие относительные и абсолютные высоты; б) преобладание боковой эрозии, обусловившей развитие широких долин; в) наличие террас в долинах рек и интенсивное накопление аллювия; г) выработанный продольный и поперечный профиль рек и д) более или менее мягкие очертания форм рельефа. Эти данные говорят также о стабильности указанной части района.

К рельефу речного происхождения относятся речные долины с комплексом террас, отличающихся своим строением, относительными высотами и возрастом.

На территории листа М—54—ХІХ выделено два комплекса террас:

1. Нижний комплекс представлен двумя аккумулятивными террасами: а) поймой высотой до 1,5 м, сложенной песчано-галечниковыми отложениями с примесью супеси, и б) второй террасой высотой 1,5—3,0 м, сложенной валуно-галечниковым материалом с примесью крупнозернистого песка и супеси.

2. Верхний комплекс представлен двумя эрозивно-аккумулятивными террасами с хорошо выраженным пологом из коренных пород: а) третьей террасой высотой 5—10 м, сложенной песчано-галечниковыми отложениями, б) четвертой террасой высотой 15—20 м, сложенной щебнисто-галечниковым материалом с примесью супеси. Мощность аллювиальных отложений на этих террасах незначительна и варьирует в пределах от 1 до 3—6 м.

Нижний комплекс террас прослеживается почти по всем долинам рек (кроме их верховьев), расположенным на территории листа.

Верхний комплекс террас отмечается лишь по долинам крупных рек района — Хунтари, Джаур и Хуту.

Более подробная литолого-петрографическая характеристика террас и обоснование их возраста приводятся при описании четвертичных отложений района.

Заканчивая краткую геоморфологическую характеристику, необходимо отметить, что формирование рельефа на территории листа М—54—ХІХ, как и всей горной области Сихотэ-Алинь, согласно данным Г. М. Власова (1949), началось с конца мелового периода и продолжается до настоящего времени.

На современном этапе развития рельефа южная часть территории листа М—54—ХІХ, включающая верховья рр. Сулулона, Гобили, Бункса, Голубая, Джаур, Большие и Малые Эртукули, испытывает поднятие, сопровождающееся интенсивной эрозией и деятельностью рек. Остальная же часть района по отношению к южной территории листа находится в стабильном состоянии.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

При геологическом картировании в масштабе 1:200 000, произведенном на территории листа М—54—ХІХ в 1953 г., были выявлены ореолы рассеяния касситерита, шенгита и вольфрамитита и коренное рудопоявление шенгита, галенита и сфалерита (Воронцов, Зыгнер, Мельник, 1954). В 1954 г. на наиболее перспективных участках на олово, вольфрам, свинец и цинк были проведены детальные поисково-съемочные работы двумя геологическими партиями Дальневосточной экспедиции № 1 ВСЕГЕИ (Демин, Финашин, 1955; Позняков, Плисов, 1955). Результаты работ этих партий дали возможность наиболее полно и объективно судить о перспективах дальнейших поисков полезных ископаемых в пределах интересующей нас территории.

Из полезных ископаемых на исследованной территории в настоящее время заслуживают внимания: коренное рудопоявление вольфрама, свинца и цинка в бассейне р. Джаур, ореол рассеяния касситерита в бассейне р. Сулулона, два ореола рассеяния шенгита, вольфрамитита и касситерита в бассейне рр. Большие и Малые Эртукули и р. Светлой и ореол рассеяния киновари в бассейне р. Вутелемса¹. В небольших количествах в отдельных шпихлах были обнаружены в самородном состоянии золото и висмут, а также галенит, монацит и ксенотим. Весьма подчиненное значение имеют выходы известняков, используемых

¹ На карте полезных ископаемых оконтурены такие ореолы рассеяния полезного минерала, которые, по мнению автора, являются наиболее перспективными на поиски коренных рудопоявлений.

местным населением для строительных целей. Анализ геологического строения территории листа и пространственного расположения отдельных рудопроявлений позволяет наметить подоснову благоприятную для поисков олова, вольфрама, ртути, свинца и цинка.

Из-за сильной затесненности площади исследований и незначительного объема горных работ, предусмотренных при геологической съемке в масштабе 1 : 200 000, вопросы металлогении решались главным образом методом шлихового опробования аллювия гидросети.

РУДНЫЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ВОЛЬФРАМ, ЦИНК И СВИНЕЦ

МЕСТОРОЖДЕНИЕ В ВЕРХОВЬЕ Р. ДЖАУР¹

При геологической съемке в масштабе 1 : 200 000 в 1953 г. (Воронцов, Зыгнер, Мельник, 1954) в левом борту долины р. Джавур, в 1,5 км ниже устья р. Ивановки, в коренном обнажении, представленном скарированными диабазовыми порфирами, было обнаружено вольфрамо-полиметаллическое руденение. В 1954 г. (Демин, Финашин, 1955) на этом участке были поставлены детальные поисково-съемочные работы.

Район рудопроявления сложен песчано-сланцевыми породами юрского возраста, прорванными интрузией кварцевых диоритов, серией даек гранит-порфиров северо-западного простирания и дайками и телами неправильной формы диабазовых порфиров. Породы, развитые в районе рудопроявления, довольно сильно изменены процессами контактово-гидротермального метаморфизма, связанного с интрузией кварцевых диоритов.

Вольфрамо-полиметаллическое руденение представлено главным образом крупным телом жиллообразной формы, вскрытым в устьевой части клиюча Владимирского. Вмещающей породой рудного тела являются измененные диабазовые порфиры и частично биотитовые роговики.

В результате геологических исследований и по данным магнитометрической съемки выяснилось, что рудное тело разорвано несколькими нарушениями, близкими к широтному простиранию, на ряд мелких блоков. Мощность рудного тела варьирует в пределах от 15 до 30 м.

В юго-восточном направлении рудное тело выклинивается, а на северо-запад, по данным магниторазведки, оно прослеживается еще на 100—110 м. В целом рудное тело протитивается на 280—290 м. Рудное тело имеет северо-западное (350°) простирание и юго-западное (260°) падение под углом 70°. Основ-

¹ Этот раздел написан в основном по материалам А. В. Демина и В. К. Финашина (1955).

ная масса изученной части рудного тела представлена сильно окисленными и частично выщелоченными кварцево-сульфидными рудами с шеелитом и вольфрамитом. Северо-западная часть рудного тела сложена пироксеновыми и гранато-пироксеновыми скарнами, изобилующими вкрапленностью сульфидов и шеелита. Данные спектральных и химических анализов 75 борозловых проб, взятых из окисленных кварцево-сульфидных руд, показывают содержание вольфрама в 30% проб от 0,1—0,3 до 0,6% и в 50% проб — от 0,01 до 0,1%. Содержание свинца в отдельных пробах превышает 3%, а в одной из проб достигало 6%.

В 90% проб содержится от 0,01 до 0,6% цинка, а в 84% проб — от 0,01% до 0,6% меди. Содержание вольфрама, свинца, цинка и меди с углублением рудного тела, очевидно, будет увеличиваться, если учесть то обстоятельство, что содержание этих элементов к поверхности уменьшается за счет миграции при окислении сульфидных руд.

Остальные обнаруженные спектральным анализом элементы присутствуют в руде в незначительных количествах.

Таким образом, наиболее ценным элементом в окисленных кварцево-сульфидных рудах является вольфрам. Свинец, цинк и медь играют второстепенную роль.

В этих рудах вольфрам содержится в вольфрамите, который неравномерно распределен в рудном теле и образует отдельные обогащенные зоны, полосы и участки. Наблюдаются зоны мощностью 2—10 м и ряд более мелких зон с содержанием вольфрама от 0,1 до 0,6%.

Анализ проб из пироксеновых и гранато-пироксеновых скарнов с вкрапленностью сульфидов показывают более низкие содержания полезных компонентов. Содержание вольфрама здесь довольно устойчиво, но не превышает 0,01—0,03%, а содержание свинца и цинка колеблется в пределах от 0,1 до 0,3%.

Микрокварциты, развитые по контакту висчено бока рудного тела, несут весьма слабые следы руденения.

Развитые в лежачем боку рудного тела осветленные скарированные порфиры с вкрапленностью сульфидов представляют собой руды, не имеющие практической ценности. Руденение этого типа широко распространено в районе рудопроявления и связано, вероятно, с самыми ранними этапами рудного процесса.

Западнее описанного рудного тела, в развитии клиюча Владимирского, распространены также осветленные диабазовые порфиры с рассеянной в них тонкой вкрапленностью и крупными выделениями пирротина. В этих породах были обнаружены зоны дробления, в которых наблюдались богатые вкрапленные сульфидные руды. Основным минералом, как бы цементирующим обломки осветленных диабазовых порфиров, является сфалерит, причем выделения его достигают 1,5—2,0 см в поперечнике. В явно подчиненном количестве присутствуют пирит и халькопирит. Простирание зоны цинкового руденения северо-западное.

При изучении аншлифов видно, что халькопирит образует тонкую эмальсионную вкрапленность в сфалерите.

Результаты спектральных и химических анализов свидетельствуют о достаточно высоком содержании цинка в рудах, достигающем 6%. Кроме того, наблюдается устойчивое, но низкое содержание меди и висмута.

Больфрам отмечается в редких случаях и в незначительных количествах (0,03—0,06%). Содержание цинка в породах, вмещающих зону цинкового оруденения, очень низкое и не превышает долей процента.

Генезис Джаурского коренного рудопрообразования довольно сложный и своеобразный. Это коренное рудопрообразование вольфрама и полиметаллов по наблюдающимся минералогическим ассоциациям должно быть отнесено к числу эндогенных постмагматических месторождений средних глубин (по классификации П. М. Татарина и И. Г. Магакьяна), а по характеру оруденения — к типу скарново-шеелитовых. Однако имеются следующие особенности геологических условий залегания коренного рудопрообразования и минералогического состава руд, отличающих его от характерных представителей такого типа.

1. Скарнировано подверглись диабазовые порфириды, тогда как карбонатные породы в районе коренного рудопрообразования совершенно отсутствуют. Выходы известняков отмечены в верховьях р. Джаур, в 20 км к югу от рудопрообразования.

2. В составе руд иногда существенную роль приобретает вольфрамит, тесно ассоциирующий с кварцем, что, вероятно, связано с изменением режима гидротермальных растворов при переходе от скарновой стадии минерализации к кварцево-сульфидной.

Обобщая результаты геологических данных, минералогических и спектральных исследований, на Джаурском коренном рудопроложении можно выделить следующие стадии и этапы минерализации.

1. Скарновая стадия, появившаяся в образовании гранатовых, гранато-пироксеновых и пироксеновых скарнов по зонам нарушений. Основными нерудными минералами этой стадии являются гранат (андрадит) и пироксен (геденбертит). Более поздние этапы скарновой стадии проявились в новообразовании моноклинового пироксена и амфибола (актинолита) и вызвали осветление и скарнирование диабазовых порфиритов. С концом скарновой стадии, повидимому, связано начало образования шеелита и пирротина, которые наблюдаются в виде рассеянной вкрапленности в осветленных и скарнированных диабазовых порфиридах.

2. В кварцево-сульфидной стадии можно выделить три этапа минералообразования:

а) Шеелитовый этап, наиболее четко проявленный в кварцево-сульфидных рудах. В скарнах с вкрапленностью сульфидов не

наблюдается значительного увеличения концентрации шеелита по сравнению с осветленными скарнированными диабазовыми порфиридами. Основным рудным минералом этого типа является шеелит, тесно ассоциирующий с кварцем. Взаимоотношения шеелита с другими минералами этого этапа не выяснены. В некоторых аншлифах наблюдается развитие шеелита по вольфрамиту.

б) Сфалеритовый этап. Основным рудным минералом является сфалерит, как бы цементирующий метасоматически замещенные обломки скарнированных диабазовых порфиритов. Сопутствующими минералами являются халькопирит, наблюдаемый в виде эллипсоидальных выделений в сфалерите, самородный висмут и висмутин, станин, пирит и мельчайшие редкие выделения галенита. В обособлении оруденения этого этапа основную роль играли внутриминерализационные подвижки.

в) Галенитовый этап, выделенный условно. Основным минералом является галенит, сопутствующими — самородный висмут, бисмутинит, тесно ассоциирующие с галенитом. Об интенсивности проявления этого этапа можно судить лишь по достаточно широкому распространению в окисленных рудах типоморфных минералов свинца (обычно англезита).

Основными контролирующими структурами, к которым приурочено образование наиболее богатых минеральных ассоциаций скарновой и кварцево-сульфидной стадий, следует считать трещины и разломы, способствовавшие свободной циркуляции гидротермальных растворов, а следовательно, и интенсивному развитию процессов метасоматоза. Только наличием подобных разломов можно объяснить довольно правильную жилищную форму рудного тела и вполне определенное направление зоны брекчированных цинковых руд в развилке ключа Выходимирского. В тех случаях, когда эти нарушения отсутствовали, метасоматические процессы не заходили далее осветления и скарнирования диабазовых порфиритов и образования бедных вкрапленных шеелитовых руд.

Скарново-рудное проявление следует связывать с воздействием интрузии кварцевых диоритов. Демонстрацией этого служат расположение точек скарновых рудопроявлений в зоне экзоконтакта интрузии на расстоянии, не превышающем 500—550 м. Сама же интрузия принадлежит к разряду пород, с которыми наиболее часто связывается оруденение скарнового типа. Кроме того, наблюдающаяся порфиризованная структура и зональность платиноктазов также характерны для интрузий, сопровождающих данный этап оруденения.

Косвенным признаком, указывающим на связь оруденения с интрузией кварцевых диоритов, является наличие в роговой обманке олова, вольфрама и меди (по данным спектральных анализов).

ОЛОВО И ВОЛЬФРАМ

Наибольшая концентрация шлиховых проб, содержащих знаки касситерита, швелита и вольфрамита, приурочивается главным образом к малым интрузивам гранитоидов палеогенового возраста. Характерно, что как малые интрузии гранитоидов, так и отдельные рудопроявления олова и вольфрама приурочиваются к ослабленным зонам, характеризующимся наличием разрывов, сильной трещиноватости, неметастости пород и т. п.

В рамках листа выявлены один заслуживающий внимания ореол рассеяния касситерита и два ореола рассеяния касситерита, швелита и вольфрамита. Первый ореол рассеяния расположен на восточном склоне хребта Сихотэ-Алинь, в бассейне левых притоков р. Судулюна, а два последних — на западном склоне его, в бассейнах верховьев рр. Большие и Малые Эртукули и Светлая.

Кроме указанных ореолов рассеяния, касситерит совместно с швелитом встречается в виде единичных и редких знаков в отложениях шлихах, взятых из аллювия бассейнов рр. Ивановка, Голубая, Верхняя и Нижняя Быгда, Верхняя Дяглана и ручьев Бурного, Корягина и Пуяки.

ОРЕОЛ РАССЕЯНИЯ КАССИТЕРИТА В БАСЕЙНЕ Р. СУДУЛЮНА

Река Судулюнэ является многоводным правым притоком р. Хуту. В 1953 г. И. Я. Зытнер при шлиховом опробовании аллювия в верховьях р. Судулюна обнаружил единичные и редкие знаки касситерита (Воронов, Зытнер, Мельник, 1954). Это обстоятельство послужило основанием для постановки в 1954 г. более детальных геологических исследований (Позняков, 1955). В результате проведенных работ была составлена схематическая геологическая карта масштаба 1:5 000 и соответственно масштабу было проведено шлиховое опробование аллювия гидро-сети.

В геологическом строении участка в бассейне р. Судулюна принимают участие кремнистые, кремнисто-глинистые и песчаноглинистые отложения верхнетриасового, нижнетриасового и нижнемелового (валанжинского) возраста. Осадочные отложения на этом участке перекрыты небольшими покровами верхнемеловых-палеогеновых эффузиев. Триасовые, нижнетриасовые и нижнемеловые образования этого района собраны в две синклинально-осложненные северо-восточного простирания. Крылья складок топорно простирания. Эти отложения в значительной степени метаморфизованы.

Метаморфизм выражается в сильных повсеместных оротовиковании, окварцевании, биотитизации и хлоритизации пород. Особенно широко и интенсивно процессы метаморфизма проявились в непосредственной близости от разрывных дислокаций. Здесь по обе стороны разрывов произошли почти полная перекристал-

лизация и частичное замещение первичных минералов. К тектоническим нарушениям приурочено также большое количество выходов кварцевых жил, имеющих северо-восточное простирание. Отдельные кварцевые жилы являются рудоносными.

В результате шлихового опробования на участке взято 94 пробы шлиха. Присутствие касситерита было обнаружено в 77 шлихах, из которых 2 содержали от 5 до 10 г/м³, 10 — редкие знаки и 65 — единичные знаки¹.

Касситерит представлен призматическими и короткопризматическими кристаллами, патисто и зонально окрашенными в светлорусоватый, коричневатый, винно-желтый и черный цвета. Размер кристаллов в длину достигает от 0,1 до 0,5 мм, иногда 0,8 мм. Совместно с касситеритом в шлихах встречаются хромшпинелиды, лимонит, образованный по пириту, хлорит, пиркон, эпидот, анатаз, ильменит, апатит, пироксен, гранат, лейкоксен и турмалин.

В аллювии встречаются галька и слабоокатанные обломки кварца с густой вкрапленностью сульфидов свинца, цинка и меди, содержание которых по данным спектрального анализа достигает 3%.

В долине небольшого левого притока р. Судулюна обнаружена кварцево-галенитовая жила, имеющая мощность 10 см и юго-западное (230°) падение под углом 75°. Изучение аншлифов, изготовленных из жильной породы, показало, что рудные минералы в кварцевой жиле представлены вкрапленниками галенита, сфалерита и гораздо реже халькопирита и ковеллина. При этом галенит образует больше вкрапленники размером 10×4 мм, сфалерит развивается по периферии вкрапленников галенита в виде мелких (в диаметре до 1 мм) округлых зерен, а халькопирит и ковеллин образуют эмульсионную вкрапленность в галените и сфалерите. Сфалерит иногда по трещинкам и по периферии замещается ковеллином. Отдельные вкрапленники пирита частично замещены лимонитом.

Спектральный анализ вмещающих жилу гидротермально-измененных пород показал наличие в них олова до 0,01%, свинца до 3%, цинка до 3% и меди до 0,6%.

Наличие в районе оловянного рудопроявления сульфидов и ассоциации касситерита с турмалином и хлоритом в некоторых шлихах говорит в пользу сульфидно-касситеритового типа оруденения (по классификации С. С. Смирнова).

ОРЕОЛ РАССЕЯНИЯ КАССИТЕРИТА, ШВЕЛИТА И ВОЛЬФРАМИТА В БАСЕЙНЕ РР. БОЛЬШИЕ И МАЛЫЕ ЭРТУКУЛИ

Реки Большие и Малые Эртукули являются крупными правыми притоками р. Гобиали Анюйского водосборного бассейна.

¹ Под единичными знаками понимается содержание полезного минерала в шлихе до 10 зерен, а под редкими знаками — свыше 10 зерен и до процента намерения его в % (при навеске фракции не более 0,01 г).

Они интенсивно расчленяют грядовый рельеф, расположенный в юго-западном углу территории листа, и создают в своем верховье каньонообразные долины.

Участок с оловянно-вольфрамовым оруденением сложен преимущественно метаморфическими сланцами протерозойского (?) возраста и частично нижнемезозойскими кремнистыми, кремнисто-глинистыми, глинистыми сланцами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Весь этот осадочно-метаморфический комплекс пород прорван палеогеновой интрузией гранитоидов.

До 1954 г. на площади распространения указанного оруденения никаких геолого-поисково-съемочных работ не проводилось и эта часть территории являлась в геологическом смысле «белым пятном».

В 1954 г. попутно с геологической съемкой масштаба 1:200 000 было проведено шлиховое опробование бассейнов рр. Большие и Малые Эрдукули (Абрамсон, Воронцов, 1955).

В результате опробования 150 шлихов было установлено, что в них содержатся полезные минералы. Касситерит присутствует в 30 шлихах, шеелит в 130, вольфрамит в 11, киноварь в 6, монацит в 113, золото в 1.

Шеелит широко распространен в бассейнах обеих рек и тесно ассоциирует как с касситеритом, так и с вольфрамитом. Встреченный во многих шлихах монацит и в некоторых ксенотим, очевидно, выносятся из палеогеновых гранитоидов, в которых они присутствуют в виде акцессорных минералов.

Общая и широкая площадь зараженность аллювия шеелитом, касситеритом и вольфрамитом говорит в пользу обнаружения оловянного и вольфрамового коренного оруденения. Ореол рассеяния касситерита, шеелита и вольфрамита, выявленный в бассейнах рр. Большие и Малые Эрдукули, безусловно представляет интерес для постановки более детальных поисково-съемочных работ.

ОРЕОЛ РАССЕЯНИЯ КАССИТЕРИТА, ШЕЕЛИТА И ВОЛЬФРАМИТА В БАССЕЙНЕ р. СВЕТЛОЙ

Река Светлая является одним из самых протяженных и многоводных притоков р. Джаур — основной водной магистраль исследованного района. В 1953 г. при шлиховом опробовании аллювия в верховьях р. Светлой были выявлены единичные и редкие знаки, а в одном шлихе даже весовые содержания касситерита. В ассоциации с последним были встречены шеелит и вольфрамит (Воронцов, Зытнер, Мельник, 1954).

В 1954 г. аллювий бассейна р. Светлой подвергался более детальному шлихованию (Демин, Финашин, 1955). В результате произведенных работ в пределах описываемого ореола рудопроявления было взято 87 шлихов, из которых 67 содержали полезные минералы в нижеприведенной ассоциации.

Минералы	Шлихи с редкими знаками	Шлихи с единичными знаками	Всего
Касситерит	4	37	41
Вольфрамит	4	11	15
Шеелит	4	53	57
Монацит	—	13	13
Базобисмутит	—	3	3
Золото	—	1	1

Наряду с указанными полезными минералами в незначительных количествах в шлихах присутствуют магнетит, лимонит, гематит, гранат (чаще всего белый), пироксены, эпидот, циркон и реже — ильменит, биотит, турмалин.

Характерно, что касситерит локализуется в бассейне левого нижнего притока р. Светлой. Район ореола рассеяния сложен черными глинистыми сланцами, переслаивающимися с мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами хунгарийской свиты, в западной части прорванными палеогеновыми гранитоидами и осложненными разрывом почти широтного прогибания.

Совместное нахождение с касситеритом шеелита и вольфрамита и сильная зараженность участка этими минералами придают некоторую ценность этому рудопроявлению.

Кроме ореолов рассеяния, содержащих в шлихах повышенные количества касситерита, шеелита и вольфрамита, на территории листа выявлено несколько, как мы уже упоминали, сравнительно небольших площадей, зараженных единичными и редкими знаками касситерита и шеелита. К числу таких наиболее интересных площадей, расположенных в пределах намечаемой рудоносной зоны, относятся: 1) бассейн верховьев р. Джаур; 2) бассейн правых притоков р. Ивановки и 3) бассейн верховьев р. Голубой.

На перечисленных площадях при детальных поисках было взято 263 шлиха, из которых 177 содержали полезные минералы, причем 52 шлиха — касситерит и 127 — шеелит.

Территория верховьев р. Джаур располагается среди контакто-измененных мезозойских пород, прорванных крупной интрузией палеогеновых гранитоидов. Комплекс осадочных пород на этом участке собран в мелкие антиклинальные складки, осложненные рядом разрывов северо-восточного и северо-западного простирания. Здесь из 131 шлиха 90 содержали шеелит и 22 монацит в количествах единичных и редких знаков. Как шеелит, так и монацит были равномерно распределены по всей площади рудопроявления.

Шеелит представлен в шлихах мелкими зернами молочно-белого цвета. Монацит имеет светложелтый цвет, таблитчатый габитус и, повидному, генетически связан с размываемой интрузией

гранитиодов, в состав которой он входит как акцессорный минерал. Из прочих минералов в шлихах присутствуют магнетит, ильменит, гранат, пироксен, лимонит, роговая обманка, эпидот, циркон, анатаз в количествах от единичных знаков до процентных (весовых) содержаний.

Территория бассейнов правых притоков р. Ивановки располагается среди мезозойских осадочных пород, перекрытых верхнемеловыми-палеоценовыми эффузивными образованиями и прованскими небольшими интрузивной палеогеновых гранитоидов.

Осадочные отложения собраны в антиклинальную складку, осложненную разрывом северо-восточного простирания. Из 40 взятых шлихов на этом участке 34 содержат полезные минералы, причем в 25 присутствовал касцитерит и в 15 — шеелит в виде редких и единичных знаков. Характерно, что шлихи, содержащие касцитерит, концентрировались обособленно от шлихов, содержащих шеелит. Касцитерит представлен мелкими тонкопризматическими кристаллами бурого и темнобурого цвета.

Шеелит наблюдается в виде мелких обломков молочно-белого цвета.

В ассоциации с касцитеритом и шеелитом в шлихах присутствуют магнетит, ильменит, гранат, эпидот, роговая обманка, лимонит, биотит, циркон, рутил, апатит, анатаз и пироксен.

Территория бассейна верховья р. Голубой располагается среди мезозойских пород, прорванных в западной части малой, а с юга крупной интрузивной гранитоидов палеогенового возраста.

Участок рудопроявления находится на погружении антиклинальной складки, осложненной региональным разрывом северо-восточного простирания. Здесь из 92 взятых шлихов 44 содержат полезные минералы, из которых в 26 шлихах присутствует касцитерит и в 18 шеелит. Касцитерит и шеелит аналогичны найденным по р. Ивановке и встречаются в такой же ассоциации минералов.

Шлихи с небольшими концентрациями (единичные и редкие знаки) касцитерита и шеелита или реже вольфрамита отмечены в ряде других бассейнов рек, протекающих на территории листа. Например, шеелит выявлен в бассейнах верховьев рр. Манома и Хосо. Совместно с шеелитом здесь же в единичных знаках изредка встречается галенит. Шеелит и касцитерит также обнаружены в бассейне верховья р. Верхняя Быгда.

Анализируя все выявленные рудопроявления касцитерита, шеелита и вольфрамита и геологическую обстановку их, можно прийти к заключению, что оловянные проявления относятся к сульфидно-касцитеритовому типу, так как они парагенетически связаны с сульфидами и зерна касцитерита, как правило, очень мелкие.

Широкое развитие на территории листа мощного песчаностанцевое комплекса, прорванного на многих участках интрузивами преимущественно биотитовых гранитов, создает благоприят-

ные условия для поисков коренных рудопроявлений олова и вольфрама в пределах уже выявленных ореолов рассеяния.

Наличие на отдельных участках известняков, прорванных кислыми и умеренно кислыми интрузивами, также благоприятствует образованию скарнов и нахождению коренных рудопроявлений олова и вольфрама скарнового типа.

РТУТЬ

Шлихи с киноварью обнаружены главным образом в бассейне р. Вутелемса. В отдельных шлихах киноварь встречается в единичных и редких знаках по долинам рр. Дюдлаки, Верхняя Хубикта, Пирока и в верховьях ручья Пуяки. Она наблюдается в виде пластинчатых и неправильных угловатых обломков, иногда в сростках с кварцем. Размер зерен в длину достигает 0,4 мм. Зерна обладают алмазным блеском, яркокрасным, ало-красным или буровато-красным цветом.

По наибольшему количеству шлихов с киноварью и по содержанию ее в шлихах можно выделить ореол рассеяния этого полезного минерала в верховье р. Вутелемса.

ОРЕОЛ РАССЕЯНИЯ КИНОВАРИ В БАССЕЙНЕ р. ВУТЕЛЕМСА¹

Река Вутелемса является левым притоком р. Хунгари. В 1954 г. (Абрамсон, Воронцов, 1955) при геологическом картировании в верховье бассейна р. Вутелемса в шлихах была обнаружена киноварь от единичных знаков до 2 г/м³. Проведенные детальные работы показали, что геологическое строение бассейна р. Вутелемса характеризуется развитием мощного и сложного по литологическому составу комплекса осадочных пород. Здесь наряду с крупнозернистыми песчаниками, гравелитами и другими отложениями валдажинского яруса встречаются переслаивающиеся между собой нижнеюрские песчано-алевролитно-глинистые породы хунгарийской свиты и верхнетриасовые и нижнеюрские кремнисто-глинистые сланцы с линзами известняков джаурской свиты.

Осадочные отложения собраны в узкую северо-восточного простирания антиклинальную складку, расцененную широтным разрывом. На юго-западе они перекрыты верхнемеловым-палеоценовым покровом кварцевых порфиров и их туфов. Зафиксированное на этом участке дисъюнктивное нарушение носит локальный характер и, очевидно, является оперяющим окончанием крупного регионального разрыва, имеющего северо-восточное простирание и частично скрытого под эффузивной толщей. Близи разрыва в районе рудопроявления киновари образовались дайковые тела порфиров.

В результате шлихового опробования аллювия бассейна р. Вутелемса было промыто всего 98 шлихов, из которых в 48, взятых

¹ См. на карте полезных ископаемых ореол рассеяния IV.

тых в правых верхних ее притоках, установлено наличие киновари. При этом в 32 шлихах были обнаружены единичные знаки, в 13 — редкие знаки и в 3 — весовые количества киновари (от 1,55 до 2,05 г на 1 м³ породы). В шлихах с киноварью ассоциируют ильменит, розовый гранат, хромшпинелиды, циркон, пироксен, магнетит. Реже и в меньших количествах встречаются анатаз, турмалин, апатит и брукит.

Спектральный анализ отобранных из шлихов зерен киновари показал наличие примеси As, Bi, Si, Mg, Sn и Fe.

Однако незначительный объем работ не позволил выявить источник сноса киновари и выяснить ее связь с породами, слагающими район. Можно предполагать наличие парагенетической связи ртутного рудопроявления с распространяемыми здесь дайками порфириров. В пользу такого предположения говорит наличие единичных знаков киновари в притоках, сделанных из порфириров.

Следует отметить, что геологическая обстановка в бассейне р. Вутелемса является благоприятной для локализации ртутного оруденения. Проходящий здесь довольно крупный разрыв и опорающиеся на него трещины, возможно, являются каналами, по которым двигались ртутьсодержащие растворы. Одновременно, зная разрез отложений валанжинского яруса, можно вполне определенно сказать, что крупнозернистые песчаники и гравелисты, широко развитые в бассейне р. Вутелемса и перекрытые как бы экранующими плотными алевролитами и песчано-глинистыми сланцами, вполне могли служить «коллекторами» ртутной минерализации. Судя по геологической обстановке участка и сильной зараженности киноварью аллювия бассейна р. Вутелемса, можно надеяться на обнаружение коренного рудопроявления ртути.

ЗОЛОТО

На территории листа отдельные единичные знаки золота встречаются в бассейне р. Джаур, выше впадения в нее р. Пироки, и в аллювии р. Хунгари. В шлихах золота наблюдается цвет. Следует отметить, что к северо-востоку от листа М—54—ХІХ, в бассейне р. Тумнин, имеется несколько золоторудных месторождений. Здесь россышные месторождения золота, выявленные еще в конце XIX в. Д. С. Эдельштейном (1903) и позднее М. Ю. Жилиным (1948), разрабатываются и до настоящего времени. Судя по геологической обстановке исследованного района и учитывая близость промышленных месторождений золота, территорию листа М—54—ХІХ нельзя считать совершенно бесперспективной на поиски этого вида полезного ископаемого.

ВИСМУТ

Висмут обнаружен в самородном виде и в виде минерала базобисмутита. Как самородный висмут, так и базобисмутит

были встречены в единичных зернах отдельных шлихов совместно с касситеритом, шептитом и вольфрамитом в бассейнах рр. Малые Эртухули и Хунгари. Зерна обычно мелкие (до 0,4 мм), имеют угловатую или окатанную форму и серовато-черный, реже стальнo-серый цвет. Проявления висмута в районе представляют только некоторый минералогический интерес.

ЦЕРИЙ

Проявления церия в районе представлены монацитом. На исследованной территории монацит имеет весьма широкое распространение и локализуется главным образом на участках выходов палеогеновых крупных интрузий гранитоидов кислого и умеренно кислого состава. Такое закономерное распределение монацита на территории листа заставляет предполагать рассеянную вкрапленность этого минерала в палеогеновых гранитоидах.

Как правило, монацит в шлиховых пробах содержится в единичных и редких знаках. Весовые содержания его обнаружены в аллювии рр. Вутелемса и Верхняя Быгда. Кристаллы монацита имеют табличатую или удлиненную форму, разнообразную, но чаще желтоватую окраску и достигают 0,3 мм в поперечнике. Кроме перечисленных минералов, на территории листа в отдельных шлихах встречаются корунд, ксенолит, оргит, являющиеся акцессорными минералами гранитоидов и не представляющие практического интереса.

НЕРУДНЫЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

К числу нерудных полезных ископаемых, выявленных на территории листа, можно отнести известняки, кремнистые сланцы, гранитоиды, галечники и пески.

ИЗВЕСТНЯКИ

В 40 км от железнодорожной линии Комсомольск — Советская Гавань, на правом берегу р. Хунгари, в районе скалы Какдыму, имеются коренные скальные выходы известняков. Известняки залегают среди кремнистых сланцев джаурской свиты в виде выклинивающихся прослоев и линз мощностью от нескольких метров до первых десятков метров. Известняки имеют различную, но преимущественно яркую окраску, мелко- и крип-токристаллическую структуру. Иногда в них наблюдаются шаровидные кремнистые стяжения диаметром 10—15 см.

На территории листа известняки известны и на других участках, например в верховьях ручья Шумного, на водоразделе Сихотэ-Алинь. В районе скалы Какдыму они могут быть использованы в качестве сырья для получения извести. Наши рекоменда-

ции имеют под собой реальную почву, так как, по сведениям местного населения, отсюда в прежние годы добывали известняк кустарным способом для хозяйственных нужд.

КРЕМНИСТЫЕ СЛАНЦЫ (ДИНАСОВОЕ СЫРЬЕ)

Кремнистые сланцы на территории листа довольно широко развиты. Их коренные выходы встречаются по рр. Хунтари и Джаур. Джаурская свита в основном сложена кремнистыми сланцами, общая мощность которых достигает 800—1000 м. Кремнистые сланцы состоят из криптокристаллического кремнезема. Для них характерны однородное строение и разнообразная окраска. Анализ, подтверждающий их использование в качестве динасового сырья, не было сделано.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Галечники и пески, широко развитые в террасовых и пойменных отложениях рр. Хунтари и Джаур, могут быть использованы в качестве балласта в дорожном строительстве.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

На территории листа М—54—ХІХ специальных гидрогеологических работ не производилось. В настоящей главе приводятся краткие сведения о водоносности пород, сложащих район, собранные попутно с геологической съемкой.

Среди грунтовых вод района можно выделить следующие виды:

- 1) трещинные воды осадочных и магматических пород;
- 2) трещинно-карстовые воды известняков;
- 3) пластовые воды аллювиальных отложений;
- 4) пластовые воды делювиальных отложений;
- 5) верховодки и почвенные воды.

Трещинные воды осадочных и магматических пород. Наиболее обводненными породами являются верхнеглыбовые-палеоценовые кварцевые порфиры, порфириты и их туфы. Обладая довольно сильной трещиноватостью и наличием плоских водосборных поверхностей, они служат хорошими коллекторами трещинных вод. Подстилающие же вулканогенные образования осадочные породы, как правило, менее трещиноваты и являются для этих вод как бы водоупорным горизонтом. Поэтому на контакте тех и других пород нередко отмечаются выходы источников (в верховьях рр. Н. Хубикта, Пуяки и Хуту—на хребте Сихотэ-Алинь, в бортах рр. Гобилги и Судулюна и в других местах, где осадочные образования перекрыты эффузивами и их туфами). Дебит таких источников не превышает 0,5 л/сек. Водоносность осадочных пород связана главным образом с различной степенью трещиноватости песчанников, алевролитов и

глинистых сланцев. Многочисленные источники отмечены по бортам рр. Нюагожа, Хуту, Гобилги, Шумный, Джаур и в других местах, где из трещин указанных пород вытекают спокойные струи воды. Дебит таких источников измеряется несколькими сотнями долей л/сек.

Обводненность метаморфических пород аналогична осадочным. Здесь, в бортах рр. Большие и Малые Эрхукули, зафиксированы небольшие источники, вытекающие из многочисленных мелких трещин, пересекающихся друг с другом в самых различных направлениях.

Трещинно-карстовые воды известны в связи с незначительным развитием известняков на территории листа М—54—ХІХ этот вид вод имеет резко подчиненное значение. Поверхностные воды, проникая по трещинам в известняки, циркулируют в них и выносят легкорастворимые соли угольной кислоты. В результате такого выщелачивания образуются в отдельных случаях пустоты значительного объема. Так, например, по правому берегу р. Хунтари, западнее скалы Какдям, в известняках была обнаружена пещера карстового происхождения, которая имела 2,5-метровую высоту, 3-метровую ширину и углублялась в сторону горы до 8—10 м. Внутри пещеры располагался колодец, образовавшийся, повидимому, в результате размыва известняков вдоль вертикальной трещины.

Пластовые воды аллювиальных отложений. Описываемые воды наиболее широко развиты в аллювиальных отложениях долин крупных рек района (Хунтари, Джаур и Хуту). Здесь можно выделить поименный и надпойменный водоносные горизонты, связанные между собой гидравлически.

Зеркало грунтовых вод в аллювиальных отложениях находится обычно на глубине 1,5—2,0 м. При прохождении шурфов в поймах рек приток воды в них настолько велик, что пройти горные выработки на всю мощность аллювиальных отложений в летний период невозможно.

Водоупорный горизонт для пластовых вод аллювиальных отложений служат лишенные трещин коренные породы или плотный глинастый материал.

Пластовые воды делювиальных отложений. Обводненность делювиальных образований по сравнению с аллювиальными весьма мала. Эти воды встречаются в основном в поле развития глинистых пород (р. Джаудана и в других местах). При выветривании последних образуются мелкие частицы, которые закупоривают трещины, затрудняя тем самым проникновение грунтовых вод внутрь коренных пород.

Верховодки и почвенные воды. Данный вид вод в районе имеет значительное развитие. Весной до таяния снега и летом в периоды сильных дождей в почвенном слое появляются горизонты вод, обычно не превышающие по мощности 30—50 см. Местами в долинах рр. Хунтари и Джаур в не-

больших депрессионных участках встречаются так называемые «мари». Их образованию способствует близкое залегание слоев мерзлоты, создающих сплошной водонепроницаемый горизонт. Подземные воды безвкусны, бесцветны, прозрачны и не имеют запаха.

Заканчивая краткую характеристику водоносности пород района, следует отметить, что территория листа М—54—ХІХ вполне обеспечена водой, годной не только для питья, но и для технических целей.

СПИСОК ФОНДОВЫХ МАТЕРИАЛОВ ВСЕГЕИ, ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ПРИ СОСТАВЛЕНИИ КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

№ п/п	Автор	Название работы	Год составления	Фондовый номер
1	Абрамсон Б. Я., Воронцов Н. Н.	Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рр. Хунгари, Малые и Большие Эртукули (юго-западной и северо-восточная части листа М—54—ХІХ)	1955	02591
2	Воронцов Н. Н., Зытнер И. Я., Мельник Г. Г.	Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рр. Джаур, Поди, Гобилли, Хуту и Бута	1954	003580
3	Демин А. В., Финашин В. К.	Рудопроявления олова, вольфрама и полиметаллов в бассейне верхнего течения р. Джаур	1955	003830
4	Позняков Н. И., Плисов А. А.	Рудопроявления олова в бассейнах рр. Мопану и левых притоков р. Гобилли	1955	003832
5	Фрейдин А. И.	Геологическое строение бассейнов рр. Маномы, Хосо и Чимаги	1954	02179

СПИСОК НЕПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ
ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ НА КАРТЕ ПОЛЕЗНЫХ
ИСКОПАЕМЫХ МАСШТАБА 1:200 000 ЛИСТА М—54—ХІХ

№ по карте	Индекс геологической карты	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения	№ использованного материала по списку 1	Примечание
1	VI-3	Месторождение Джур. Шеелит, сфалерит, галенит	Не эксплуатируется	Коренное	2, 3	Вмещающие породы — скарированные диабазовые порфириды. Тип скарново-метасоматических (шеелитовых) месторождений. Минералогический состав — главным образом сульфиды и шеелит

1 См. список материалов, использованных для составления карты полезных ископаемых.

СПИСОК ПРОЯВЛЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ
НА КАРТЕ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ МАСШТАБА 1:200 000
ЛИСТА М—54—ХІХ

	Индекс клетки на карте	Название месторождения (проявления) и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку 1	Примечание
I	VII, VIII—7,8	Ореол рассеяния в бассейне р. Судулюнэ. Касситерит	Из 94 шлихов, взятых в аллювии, присутствовал касситерит в 77; из них 2 шлиха содержали его от 5 до 10 г/м ³ породы	2, 4	Район сложен мезозойским комплексом осадков, прорванными палеогеновыми гранитоидами. Сильно развиты процессы ороговикования, биотитизации и хлоритизации. Тип оруденения — сульфидно-касситеритовый
II	VII, VIII—1, 2, 3	Ореол рассеяния в бассейнах рр. Большие Эртукули и Малые Эртукули. Касситерит, шеелит, вольфрамит	Из 150 шлихов, взятых в аллювии, присутствовал касситерит в 30, шеелит в 130, вольфрамит в 11 шлихах. Содержание шеелита в 3 шлихах весовое	1	Район сложен протерозойскими (?) образованиями, породами джаурской и хунгарийской свит. Весь этот осадочно-метаморфический комплекс пород прорван палеогеновыми интрузиями гранитоидов

Индекс клетки на карте	Название месторождения (проявления) и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использован- ного материала по списку ¹	Примечание
III	VII-3	Ореол рассеяния в бассейне р. Светлой. Касситерит, вольфрамит, шеелит	2, 3	Район сложен породами хунгарийской свиты. Рудопоявление, очевидно, связано с малой гипабиссальной интрузией кварцевых диоритов, выявленной в верховьях р. Светлой
IV	III, IV-7,8	Ореол рассеяния в бассейне р. Вутелемса	1	Район сложен главным образом отложениями валанжинского яруса. Рудопоявление приурочено к разрыву почти широтного простира-ния и связано, очевидно, с дайками диабазовых порфиритов

¹ См. список материалов, использованных для составления карты полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

Опубликованная

- Елисеева В. К., Соснина М. И. Новые данные о верхней перми хребта Сихотэ-Алинь. Докл. АН СССР, т. XXXII, № 6, 1952.
Иванов Д. В. Основные черты орогеологического строения хребта Сихотэ-Алинь. Зап. Приам. отд. РГО, т. I, вып. III, 1897.
Кипарисова Л. Д. Новая нижнерусская фауна Приамура. Тр. ВСЕГЕИ, 1952.
Козлов И. Г. Геологические исследования долины нижнего течения р. Амгура. Итоги Нижне-Амурской экспедиции за 1934 г. Изд. АН СССР, 1934.
Ливеровский Ю. А., Колесников Б. П. Природа южной половины Советского Дальнего Востока. Географизм, 1949.
Эдельштейн Я. С. О геологическом строении и орографии Сихотэ-Алиня. Зап. мин. о-ва, т. I, сер. 2, 1903.

Фондовская

- Абрамсон В. Я., Воронцов Н. Н. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Хунгари, Малые и Большие Эрхукули (юго-западная и северо-восточная части листа М-54—XIX). Фонды ВСЕГЕИ, 1955.
Атаманчук А. Ф. Отчет о геологических исследованиях в бассейне р. Тулур в 1938 г. Фонды ДВГУ, 1938.
Белоглазов Е. Б., Кунаев И. В. Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Чумен, Хор, Сухтай и новые данные о геологическом строении рек Катэн и Кафа. Фонды ВСЕГЕИ, 1954.
Беляевский Н. А., Пинада В. Д. Геологическое строение побережья Уссурийского залива и Японского моря между устьями рек Майхэ и Сунан. Фонды ВСЕГЕИ, 1948.
Верещагин В. Н. Отчет о геолого-съемочных работах Туминской геолого-съемочной партии ВСЕГЕИ в 1948 г. (Материалы по геологии листа М-54). Фонды ВСЕГЕИ, 1949.
Власов Г. М. Третичные отложения Сихотэ-Алиня. Фонды ВСЕГЕИ, 1949.
Воларович Г. П. Поиски полиметаллических руд в системе рек Анюй, Гобили. Фонды ДВГУ, 1930.
Воларович Г. П. Геологические исследования в Северном Сихотэ-Алине. Фонды ВСЕГЕИ, 1931.
Воронцов Н. Н., Зытнер И. Я., Мельник Г. Г. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Джаур, Поди, Гобилин, Хуу и Буга. Фонды ВСЕГЕИ, 1954.
Глушков А. П., Варфаламеева Э. Н. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Тормасу, Ворбасу и Соломи (среднее течение р. Анюй). Фонды ВСЕГЕИ, 1954.
Глушков А. П., Головнева А. А. Геологическое строение бассейнов рек Уджак, Дымин и Гобилин. Фонды ДВГУ, 1950.

Глушков А. П., Щербаков Н. К. Геологическое строение и руслоносность бассейна верхнего течения р. Анной. Фонды ДВГУ, 1949.

Громов Ю. М. Материалы к геологии планшета L-53—XXXI (промежуточный отчет по теме «Составление государственной геологической карты масштаба 1:200 000, лист L-53—XXXI»). Фонды ВСЕГЕИ, 1955.

Демин А. В., Финашин В. К. Рудопроявления олова, вольфрама и полиметаллов в бассейне верхнего течения реки Джару. Фонды ВСЕГЕИ, 1955.

Елисеева В. К., Дворак И. Е. Отчет о геолого-съемочных работах в масштабе 1:200 000 в бассейне среднего течения р. Анной. Фонды ДВГУ, 1950.

Жамойла А. И. Радиогляри верхнего палеозоя и нижнего мезозоя Ойга-Тепюхского района и их стратиграфическое значение. (Диссертация). Фонды ВСЕГЕИ, 1956.

Жигин М. Ю. Отчет о геолого-поисковых работах в 1947 г. в верховьях рек Мули и В. Удомы. Фонды ДВГУ, 1948.

Золотов М. Г. Геологическое строение бассейнов рек Аты и Уини. Фонды ДВГУ, 1948.

Золотов М. Г., Прудников К. Ф., Юдин А. И. Отчет о результатах геолого-геоморфологических работ, проведенных в 1947 году в бассейне среднего течения р. Хунгари и междуречья Шулгиты—Яруина. Фонды ДВГУ, 1948.

Иванов Ю. А., Плахотник В. Г. Отчет по партиям 291 и 292 за 1951 г. Фонды ВСЕГЕИ, 1951.

Кириллов А. А. Геологическое строение бассейна нижнего и среднего течения р. Хугу. Фонды ДВГУ, 1939.

Кириллов А. А. Отчет о геологической съемке в верховьях рек Хунгари и Мули. Фонды ДВГУ, 1941.

Красный Л. И. Нижнее Приамурье (очерк геологии и полезных ископаемых). Фонды ВСЕГЕИ, 1944.

Кропоткин П. Н., Шаваарстова К. А. Геологическое строение северной части хребта Сихотэ-Алинь. Фонды ДВГУ, 1951.

Масленников Д. Ф. Стратиграфия и фауна верхнепалеозойских отложений Приморского края Дальнего Востока. Фонды ВСЕГЕИ, 1939.

Некрасов П. В. Отчет о геологических исследованиях в среднем течении р. Хунгари. Фонды ДВГУ, 1938.

Патолеский Н. Н., Исакова А. И., Нуказарова В. В. Отчет о геологической съемке и поисках в м-бе 1:200 000 в бассейне р. Дарды за 1953 г. Фонды ВСЕГЕИ, 1954.

Плиев В. Н., Устинова Л. С. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения Хунгари. Фонды ВСЕГЕИ, 1955.

Позняков Н. И., Плисов А. А. Рудопроявления олова в бассейнах реки Монау и левых притоков реки Гобитли. Фонды ВСЕГЕИ, 1955.

Саврасов Н. П. Отчет о геологических исследованиях в системе рек Пильда—Тимурин—Писуй (Нижнее Приамурье) в 1936—1937 гг. Фонды ДВГУ, 1937.

Саврасов Н. П. Геологическое строение бассейнов верхнего течения Керби и Немилена. Отчет Карбинской геологической партии за 1942 г. Фонды ДВГУ, 1942.

Фрейдлин А. И. Геологическое строение бассейнов рек Маномы, Хосо и Чимали. Фонды ВСЕГЕИ, 1954.

Хуаолей К. М. Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Хугу—Хунгари и прилегающих районов. Фонды ВСЕГЕИ, 1955.

Ярмолюк В. А. Отчет о геологических исследованиях 1944—1945 гг. в центральной части Сихотэ-Алиня. Фонды ДВГУ, 1946.

Ярмолюк В. А. Геологическое строение восточного склона Сихотэ-Алиня между реками Кушин и Едника. Фонды ДВГУ, 1947.

Ярмолюк В. А. Отчет о геологических исследованиях в бассейне рек Кабули, Левая Чуи и Самары в 1948 г. Фонды ДВГУ, 1949.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение	3
Стратиграфия	4
Инtruзивные образования	23
Тектоника	33
Геоморфология	39
Полезные ископаемые	41
Подземные воды	54
Приложение 1. Список фондовых материалов ВСЕГЕИ, использованных при составлении карты полезных ископаемых	57
Приложение 2. Список непромышленных месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых масштаба 1:200 000 листа М—54—XIX	58
Приложение 3. Список проявлений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых масштаба 1:200 000 листа М—54—XIX	59
Литература	61

Редактор издательства *Овчинникова С. В.*
Техн. редактор *Понов Н. Д.*
Корректор

Подписано к печати 16/XI 1956 г.
Формат 60×92/16 Печ. л. 4,0
Уч.-изд. л. 4,0. Зак. 0 3411 Тираж 400 экз.
Каррфабрика Гостеолтехиздата