

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР
СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЕ ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ПРОИЗВОДСТВЕННОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОБЪЕДИНЕНИЕ
Уч. № 021

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

МАСШТАБ 1:200 000

ПРИХОТСКАЯ СЕРИЯ

Лист Р-54-XXXV

Объяснительная записка

Составитель *В.Г.Корольков*

Редактор *Ф.Ф.Вельдяков*

Утверждено Научно-редакционным советом ВСЕГЕИ
30 октября 1969 г., протокол № 43

МОСКВА 1981

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа Р-54-XXXU расположена на северном побережье Охотского моря, в южной части Охото-Кухтуйского междуречья и ограничена координатами $60^{\circ}00'$ – $60^{\circ}40'$ с.ш., $142^{\circ}00'$ – $143^{\circ}00'$ в.д. По административному делению она относится к Охотскому району Хабаровского края РСФСР.

Рельеф территории гористый. Наиболее возвышенным и расчлененным является левобережье р.Охоты в южной части территории листа, где абсолютные высоты достигают 1350 м, а относительные превышения – 1000 м. К этому району с юга примыкает Охото-Кухтуйская впадина с абсолютными высотами 120–200 м, а на северо-востоке – Уегинская впадина с отметками 300–400 м над уровнем моря. На остальной территории абсолютные высоты гор 800–1200 м и относительные превышения – 400–600 м.

Речная сеть района принадлежит бассейнам рек Охоты и Кухтуя, берущим начало на южных склонах хр.Сунтар-Хаята и впадающим в Охотское море. Река Охота пересекает центральную часть территории с севера на юг. Ширина реки от 100 до 300 м, глубина на перекатах в межень 0,6–1 м, на плесах до 6 м. Средняя скорость течения 1,6 м/сек. Русло реки часто меандрирует и распадается на протоки, на всем ее протяжении возможен сплав на лодках. Наиболее крупные правые притоки р.Охоты – реки Арка и Гырбы. В р.Гырбы справа впадает р.Атаркан, слева – р.Маньканджа. Слева в р.Охоту впадают только небольшие ручьи (Алан, Элкан и др.). Вдоль восточной границы территории с севера на юг протекает р.Кухтуй, имеющая ширину 40–60 м, глубину 0,4–2 м. Из-за многочисленных заломов и перекатов р.Кухтуй для сплава не пригодна. Наиболее крупный правый приток р.Кухтуя – р.Хумнак с притоками-

ручьями Хоронджа и Селемджа.

Климат района морской субполярный. Самый холодный месяц январь (температура - 30-58°C), наиболее теплый месяц - июль (средняя температура +15°). Среднегодовое количество осадков 300-400 мм; основное количество их выпадает с июля по сентябрь. Мощность снегового покрова 1,0-2,0 м. Снег выпадает в конце сентября - начале октября и стаяет в конце мая. В эти же сроки происходят ледостав и вскрытие рек. Летом преобладают южные и юго-восточные ветры, зимой - северные и северо-западные.

Территория листа - типичный таежный район. В речных долинах произрастают лаурская лиственница, осина, береза, чозения и кустарники: кедровый стланик, ольховник, карликовая береза. Участками встречается разнообразная луговая растительность. Склоны гор покрыты зарослями кедрового стланика, которые на высоте 800-1000 м сменяются гольцами и горными тундрами, где произрастают лишайники. Животный мир разнообразен. Здесь водятся бурные медведи, лоси, дикие олени, бараны; пушные звери: лисы, белки, горностаи, зайцы, выдры; боровая дичь: глухари, рябчики, куропатки; водоплавающие птицы: дикие утки и гуси. В реках обитают хариус, щука, голец; осенью в них заходят на нерест лососевые.

Обнаженность большей части территории плохая. Картирование интрузивных и вулканогенных образований проводилось обычно по элювию и редким коренным обнажениям. Разрезы пермских и триасовых отложений большей частью описаны по коренным обнажениям.

Экономически территория освоена слабо. На площади листа, на правом берегу р.Охоты, расположен пос.Арка, где находится оленеводческий колхоз, метеостанция, магазин, почта, аэродром для самолетов типа АН-2. На юге территории в бассейне ручья Хаканджа расположена база Хаканджинской стационарной геологоразведочной партии, в ближайшие годы завершающей разведку Хаканджинского золото-серебряного месторождения. Сообщение пос.Хаканджа с районным центром пос.Охотском, расположенным в 100 км южнее территории листа, летом осуществляется вертолетами, зимой - по автотракторной дороге (зимнику). Поселки Арка и Охотск связаны круглогодичной авиалинией. На остальной территории листа сообщение осуществляется по тропам, пригодным лишь для перевозок ключным транспортом. Для обеспечения кадрами горно-рудного предприятия резервов местного населения недостаточно, и основная часть рабочей силы должна будет завезена из других районов страны.

В 1944-1945 гг. партиями Охотской экспедиции ГРУ Дальстроя (Дибров, 1945ф; Вронко, 1945ф; Васецкий, 1945ф; Злобин, 1946ф) на всей территории листа были проведены геолого-рекогносцировочные исследования в масштабе 1:500 000. В результате этих работ были условно выделены архейские метаморфические образования, пермские и верхнетриасовые осадочные породы; эффузивы нижнего, верхнего мела и палеогена, а также ранне- и позднемеловые гранитоиды. При шлиховом опробовании была установлена золотоносность ручья Хоронджа и р.Гырбы.

При последующих более детальных работах возраст стратифицированных образований, кроме архейских и палеогеновых, был подтвержден палеонтологическими остатками, ряд выделенных толщ расчленен более подробно, уточнены геологические границы, но в целом схема геологического строения, предложенная первыми исследователями, существенно не изменилась. В 1950 г. результаты работ перечисленных исследователей были обобщены Н.И.Лариным, А.С.Симаковым, Б.А.Снятковым и Л.А.Снятковым, составившими сводную геологическую карту верховьев рек Колымы, Индигирки и северного побережья Охотского моря в масштабе 1:500 000; при составлении карты впервые производилось геологическое дешифрирование аэрофотоснимков. На этой карте в рамках листа Р-54-XXXV, очевидно в связи с отсутствием в то время палеонтологических данных, вулканы и гранитоиды по возрасту и составу не разделены. В 1961 г. был издан лист Р-54 геологической карты СССР масштаба 1:1 000 000 и объяснительная записка к нему, составленные С.В.Домохотовым. В основу листа Р-54 была положена упомянутая карта Н.И.Ларина, А.С.Симакова и Б.А. и Л.А.Снятковых, но в ряде случаев геологическая ситуация, изображенная на территории листа Р-54-XXXV, расходится с имеющимся в то время фактическим материалом и при дальнейших работах не подтвердилась. Так, без достаточных оснований, только по дешифрированию аэрофотоснимков, на междуречье Охоты и Кухтуя выделены синийские отложения, почти все выходы эффузивов отнесены к нижнему мелу, Ан-Майский гранитный массив, прорывающий, по данным К.Т.Злобина (1946ф) и И.П.Васецкого (1946ф), лигарины верхнего мела, отнесен к раннемеловым образованиям и изображен как гранодиоритовый. Отмеченное на карте полезных ископаемых листа Р-54 золоторудное проявление № 203 было выявлено Т.П.Вронко (1945ф) и находится на самом деле в 2 км севернее границы листа Р-54-XXXV.

В 1958 г. Е.Г.Херувимова (1959ф) провела аэромагнитную съемку масштаба 1:200 000 на всей территории листа. Ф.Ф.Вельдяк-

сов и Р.Б.Умитбаев (1961ф), проводившие в 1960 г. геологическое картирование юго-восточной части территории листа в масштабе 1:100 000, выделили палеонтологически охарактеризованные нижнепермские (кухтуйская свита), верхнепермские (нолкалинская свита), карнийские, нижненорийские и верхненорийско-рэтокие отложения и нижнемеловые осадочно-вулканогенные (аланская свита) и вулканогенные (ульбериканская свита) образования. Кислые эффузивы, перекрывающие нижнемеловые андезиты, были условно отнесены к верхнему мелу и разделены на 3 толщи: дацитов, липаритов, липаритов и их туфов. В бассейне руч.Хаканджи Ф.Ф.Вельдяков и Р.Б.Умитбаев обнаружили перспективное золото-серебряное рудопроявление, связанное с зоной прожилково-метасоматического окварцевания в эндо- и экзоконтакте липаритовой субвулканической интрузии, а также небольшую россыпь золота. Эта россыпь разрабатывается старателями с 1963 г.

И.К.Мухомор в 1961 г. (1962ф) закартировал северо-восточную часть территории листа в масштабе 1:50 000. В.С.Лазарева в 1962 г. (1963ф) проводила геологическую съемку масштаба 1:200 000 западной части территории листа, сложенной в основном вулканогенными образованиями, и расчленила их на свиты, придерживаясь схемы, предложенной Ф.Ф.Вельдяковым для юго-западной части территории листа. В бассейне руч.Хаканджи в том же году Н.И.Шутов и Ю.Г.Старников (1963ф) провели геологическую съемку масштаба 1:25 000. Применяв металлометрическое опробование в сочетании с поверхностными горными выработками, они установили в общих чертах параметры Хаканджинского месторождения, проследили рудные тела по простиранию и дали характеристику их минералогического состава. В этом же году Л.Н.Пляшкевич (1964ф) изучала минералогию и структуру Хаканджинского рудного поля.

В.С.Лазарева (1964ф) в 1963 г. проводила геологическую съемку масштаба 1:200 000 в северо-западной части территории листа, где ею закартированы архейские, пермские, верхнетриасовые образования, андезиты ульбериканской свиты нижнего мела, липариты и туфы амкинской свиты верхнего мела и липариты уракской свиты палеогена, а также разнообразные гранитоиды позднего мела.

Л.И.Задорожко (1965ф) в 1964 г. проводил аэромагнитную съемку масштаба 1:50 000 южной части территории листа, материалы которой использованы при его тектоническом районировании.

В 1963 г. началась разведка Хаканджинского месторождения, на котором проводились поверхностные и подземные горные выработки (канавы, шурфы, штольни с рассечками, поверхностное и подземное колонковое бурение) и комплекс геофизических исследований (магниторазведка, гравиметрическая, электроразведка).

С 1965 г. на Хаканджинском рудном поле ведут исследования научные сотрудники СВ КНИИ СО АН СССР В.И.Найбородин, А.А.Сидоров, с 1968 г. группа научных работников, изучающих месторождение, увеличилась за счет включения представителей ЦНИГРИ (М.И.Войн, Н.Л.Шилин, М.Г.Андреева, О.В.Русинов, Ю.В.Леонтьев и др.), ВСЕГЕИ (М.М.Василевский и др.).

А.У.Филиппов (1967ф) в 1966 г. изучал субвулканические и эффузивные образования в бассейне р.Тырбы. По его данным уточнено геологическое строение этого участка.

Н.Н.Соболев и В.И.Белянкин (1968ф) в 1967 г. закартировали в масштабе 1:50 000 участок левобережья р.Охоты в южной части территории листа. В туфогенно-осадочных отложениях, которые ранее относились к аланской свите нижнего мела, они собрали растительные остатки позднего мела, что позволило сопоставить их с эффузивами амкинской свиты, широко распространенными в бассейнах рек Урака и Ульи.

В 1967 г. автор провел редакционно-увязочные маршруты в бассейне р.Арки с целью увязки геологии этого района с прилегающей с юга и запада территорией.

Из приведенного краткого обзора следует, что геологическая изученность территории листа неравномерна и в ряде случаев недостаточна. Особенно это касается вопросов возраста вулканогенных образований и, как следствие этого, интрузивных пород. Остатки ископаемых растений, образующие к тому же недостаточно представительные флористические комплексы, содержатся лишь в породах ульбериканской и амкинской свит, слагающих нижнюю часть разреза вулканогенной толщи, и не обнаружены в более молодых эффузивах. Дальнейшего изучения требуют вопросы интрузивного магматизма: установление петрохимических и геохимических особенностей пород, конкретных проявлений связей эффузивных, субвулканических и интрузивных образований, установление более древних, чем позднемеловые, интрузий и т.д. Недостаточна геофизическая изученность территории листа; в частности, для более обоснованного тектонического районирования территории необходимо проведение гравиметрических работ.

При составлении листа были использованы геологические работы, проведенные на топооснове Генерального штаба Советской Ар-

мии масштаба 1:100 000. Западная часть геологической карты территории листа составлена по материалам В.С.Лазаревой (1962ф; 1963ф) с изменениями и уточнениями, полученными в результате работ А.У.Филиппова (Ичетовкин и др., 1967ф) и автора. Для составления восточной части геологической карты территории листа использованы материалы Н.Н.Соболева (1968ф), Ф.Ф.Вельдякова (1961ф) и И.К.Мухомора (1962ф). На территорию листа имеется контактная печать аэрофотосъемки масштаба 1:70 000 - 1:78 000. Дешифрирование ее позволило уточнить границы разновозрастных геологических образований и основные элементы структуры района. Геологические границы на данном листе и прилегающем с востока листе Р-54-XXXVI, который принят НРС ВСЕГЕИ к изданию, увязываются.

СТРАТИГРАФИЯ

На территории листа известны архейские, пермские, триасовые, меловые и палеогеновые образования; в межгорных впадинах и долинах крупных рек широко развиты рыхлые четвертичные осадки.

А Р Х Е Й (А)

Архейские кристаллические породы обозначаются на Кухтуй - Охотском междуречье в северо-восточной части территории листа. Они представлены биотитовыми, биотит-амфиболовыми и амфиболовыми гнейсами, гранито-гнейсами и амфиболитами. Гнейсы образуют выдержанные по простиранию пакки пород мощностью 50-150 м, чередующиеся между собой; амфиболитами сложены выклинивающиеся пласты и линзы мощностью 10-50 м. Общая мощность архейских образований превышает 2000 м. Амфиболовые и биотит-амфиболовые гнейсы распространены в основном на севере поля развития архейских пород. Это темно-серые или зеленовато-серые полосчатые породы с гранобластовой структурой, состоящие из олигоклаза № 25-30 - 30-70%, кварца - 3-10%, микроклина - 1-5%, обыкновенной роговой обманки ($cNg = 10-17^\circ$, $2V = -78^\circ$) - 10-20%, биотита - 2-5% (в биотит-амфиболовых разностях до 15%) и акцессорных минералов: апатита, сфена, циркона, ортита, рудных минералов.

Биотитовые гнейсы преобладают в разрезе архея на правобережье реч. Элкана, южнее участка развития амфиболовых гнейсов.

Они представляют собой зеленовато- или розовато-серые массивные или полосчатые породы с гранобластовой или лепидо-гранобластовой структурой, состоящие из олигоклаза № 20 - 20-50%, кварца - 20-50%, микроклина с вростками альбита - 15-30%, биотита - 15-20% и акцессорных минералов: ортита, циркона, рудного минерала. Для биотитовых и особенно амфиболовых гнейсов очень характерны процессы мигматизации. По вещественному составу мигматиты отвечают плагиогранитам и пегматитам. Наиболее типичны послонные, реже ветвистые и теневые мигматиты. Амфиболиты чаще всего встречаются совместно с амфиболовыми гнейсами. Это темно-зеленые средне- и крупнозернистые сланцеватые или массивные породы граноматобластовой структуры. Они сложены обыкновенной роговой обманкой ($cNg = 12-20^\circ$, $2V = -78^\circ$) - 50-80%, плагиоклазом, полностью замещенным серицитом, пелитом и сосокритом - 10-40%, кварцем - до 10% и акцессорными минералами: сфеном, апатитом, рудными минералами. К северу и северо-востоку от территории листа (Лазарева, 1964ф; Вельдяков, 1967) установлено, что амфиболовые гнейсы приурочены в основном к нижней части разреза архея, а биотитовые - к верхней. Архейский возраст толщи принят на основании высокой степени метаморфизма пород и подтвержден определениями их абсолютного возраста. Калий-аргоновым методом возраст биотит-амфиболовых гнейсов определен в 2600 млн. лет (колл. В.С.Лазаревой, определение И.А.Загзузиной, табл.2). Возраст других пород иной (см.табл.2).

ПАЛЕЗОИ

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Пермские отложения распространены в восточной части территории листа и представлены нижним и верхним отделами.

Нижний отдел

Кухтуйская свита ($P_1 kh$). Нижнепермские отложения, объединяемые в кухтуйскую свиту, распространены на Хоронджа-Хумнакском водоразделе. Они представлены глинистыми, глинисто-кремнистыми, углесто-глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками. Кухтуйская свита обозначена в кровле интрузии позд-

немеловых гранитоидов и взаимоотношения ее с подстилающими образованиями не наблюдаются. Разрез свиты, описанный Ф.Ф.Вельдяксовым (1961ф), следующий (снизу вверх):

1. Алевролиты серые с прослоями глинистых и глинисто-кремнистых сланцев	105 м
2. Песчаники туфогенные, серые, тонко- и среднезернистые	120 "
3. Сланцы серые и темно-серые, глинисто-кремнистые	20 "
4. Песчаники темно-серые, тонко- и среднезернистые	130 "
5. Сланцы темно-серые, глинисто-кремнистые	20 "
6. Песчаники светло-серые, средне- и грубозернистые с прослоями (10-15 см) глинистых сланцев и алевролитов	80 "
7. Сланцы черные и светло-серые глинисто-кремнистые	45 "
8. Сланцы черные углисто-глинистые с отпечатками <i>Noeggerathiorpsis</i> sp. (определение А.Ф.Ефимовой).	350 "

Общая мощность 870 м. Полная мощность свиты около 900 м.

По характеру разреза и литологии описанные отложения условно сопоставимы с отложениями кухтуйской свиты, выделенной точнее на территории листа Р-54-XXXVI (Песков, Умитбаев, 1963), где раннепермский возраст ее документирован обширным комплексом флоры.

Верхний отдел

Нюлкалинская свита (P_2^{nl}). Верхнепермские отложения, объединяемые в нюлкалинскую свиту, на территории листа распространены ограниченно. Они обнажены на правом берегу р.Кухтуя, левобережье р.Охоты и Хумнак - Хоронджинском водоразделе. Свита сложена конгломератами, гравелитами, песчаниками и углисто-глинистыми сланцами с прослоями туфов кислого состава. На Хумнак - Хоронджинском междуречье (Вельдяксов, 1961ф) на сланцах кухтуйской свиты, вероятно, согласно залегают (снизу вверх):

1. Песчаники серые и темно-серые, тонкозернистые	50 м
2. Сланцы темно-серые, включающие обломки роговиков и кислых эффузивов	130-150 "

3. Песчаники серые и зеленовато-серые, грубо-, средне- и тонкозернистые с прослоями и линзами сланцев, алевролитов, гравелитов и конгломератов. Мощность пластов песчаников 1-3 м, а заключенных в них прослоев и линз - 0,2-0,3 м. В конгломератах галька кислых эффузивов и роговиков, цемент песчано-глинисто-кремнистый

4. Сланцы углисто-глинистые с *Noeggerathiorpsis aequalis* ? (Гоерр.) Zal. (определение А.Ф.Ефимовой) с прослоями (1-20 см) пепловых туфов и алевролитов

5. Песчаники разнозернистые, зеленовато- и красновато-серые с прослоями (10-20 см) гравелитов и туфов кислого состава

6. Гравелиты и мелкогалечные конгломераты. В обломках - роговики и кислые эффузивы, цемент кремнистый с примесью песчано-глинистого материала

Общая мощность отложений разреза 520-575 м; полная мощность свиты около 600 м.

На других участках распространения свиты характер ее разреза аналогичен. Позднепермский возраст свиты условно определяется наличием в ней отпечатков *Noeggerathiorpsis aequalis* (Гоерр.) Zal. и подтверждается согласным ее залеганием на отложениях нижнепермской кухтуйской свиты. К востоку от территории листа (Песков, Умитбаев, 1963) позднепермский возраст свиты документирован обширными сборами флоры.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Верхний отдел

Среди верхнетриасовых отложений на территории листа выделены карнийский ярус, нижненорийский подъярус и верхненорийский подъярус с условно ратским ярусом.

Карнийский ярус (T_3^k)

Отложения карнийского яруса распространены в юго-восточной части территории листа, на Охото - Кухтуйском междуречье.

Они представлены светло-серыми и серыми кварцевыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками (иногда туфогенными) и алевролитами с прослоями гравелитов и конгломератов. Во всех наблюдавшихся на территории листа случаях отложения карнийского яруса залегают на верхнепермских согласно и между ними фиксируются лишь стратиграфическое несогласие. К востоку от территории листа Е.Г.Песковым (1966ф) между верхней пермью и карнийским ярусом отмечено и угловое несогласие. Полный разрез карнийского яруса описан на левобережье р.Охоты Ф.Ф.Вельдяковым (1961ф), где на верхнепермских отложениях залегают (снизу вверх):

1. Песчаники кварцевые, светло-серые, мелко- и среднезернистые с тончайшими прослоями гравелитов, алевролитов 100-120м
2. Песчаники темно-серые, мелкозернистые с прослоями (2-10 см) алевролитов и мелкогалечных конгломератов 130"
3. Алевролиты серые, тонкоплитчатые с отпечатками *Otariria ussuriensis* (Vor.), *Halobia fallax* Mojs., *Monotis scutiformis* (Tell.), *Chlamys* sp. 75"

Общая мощность 310-330 м.

На других участках характер разреза карнийских отложений аналогичен, но мощность меняется от 350 м (левобережье р.Охоты) до 500 м (правобережье р.Кухтуя).

Кроме фауны, приведенной в описанном разрезе, карнийские отложения на территории листа содержат отпечатки *Cardinia indigirkaensis* Kipar., *C. ovula* Kittl., *Halobia kolumensis* Kipar., *H. austriaca* Mojs., *H. aff. indigirensis* Popow, *H. zitteli* Lind., *H. obruschevi* Kipar., *Pleurogona submusculoides* Kipar., *Myorophoria rotunda* Alb., *Spiriferina ruslanensis* Popow (определения А.М.Корольковой). Следует отметить, что в нижних горизонтах толщи мощностью около 250 м фауна не обнаружена и поэтому нельзя исключить вероятность принадлежности их к нижнему - среднему триасу.

Норийский ярус, нижний подъярус ($T_3^{p_1}$)

К нижненорийскому подъярису отнесена толща глинистых и песчано-глинистых сланцев с горизонтами песчаников и ракушнякав, согласно налегающая на породы карнийского яруса. Нижняя граница норийских отложений проведена по появлению первых *Mo-*

notis ochotica (Keys.). Непрерывный разрез пород нижненорийского подъяруса прослежен по правому борту р.Хумнак (Вельдяков, 1961ф), где выше карнийских ракушнякав наблюдаются (снизу вверх):

1. Ракушники темно-серые с остатками *Monotis jakutica* (Tell.), *M. ochotica* var. *eubachis* Tell., *Lima* sp. (определения А.М.Корольковой) 8 м
 2. Сланцы глинистые и песчано-глинистые темно-серые 300 "
 3. Ракушники темно-серые с отпечатками *Monotis ochotica* (Keys.), *M. zabaikalica* (Kipar.), *Gryphaea arcuatifformis* var. *kolumensis* Vial. 6 "
 4. Сланцы песчано-глинистые с отпечатками *Monotis ochotica* (Keys.) 26 "
 5. Ракушники темно-серые с остатками *Monotis jakutica* (Tell.), *M. ochotica* (Keys.) 7 "
 6. Сланцы песчано-глинистые серые и темно-серые с отпечатками *Monotis subcircularis* Gabb. 21 "
 7. Песчаники известковистые, зеленовато-серые, мелкозернистые 25 "
- Общая мощность около 400 м.

На других участках характер отложений нижненорийского подъяруса аналогичен; максимальная мощность их достигает 500 м.

Верхний подъярус и рэтский (?) ярус ($T_3^{p_2+r?}$)

К верхненорийскому подъярису и условно рэтскому (?) ярису отнесена толща песчаников и песчано-глинистых сланцев, согласно налегающая на нижненорийские отложения. Верхненорийско - рэтские (?) отложения установлены по правому борту р.Кухтуя и в долине р.Хумнака; условно к ним отнесена немая толща аналогичных песчаников и сланцев, обнажающаяся на севере территории, в бассейне руч.Ханькана. В правом борту р.Хумнака (Вельдяков, 1961ф) выше нижненорийских отложений наблюдается следующий разрез (снизу вверх):

1. Сланцы темно-серые песчано-глинистые с отпечатками *Muscula* sp. indet. 30 м
2. Песчаники зеленовато-серые, мелко- и среднезернистые с фауной *Orthis* sp., *Camptonectes* sp. indet. 70 "

3. Сланцы темно-серые, песчано-глинистые 40 м
 4. Песчаники серые, мелкозернистые с прослоями (0,2-0,5 м) песчано-глинистых сланцев, содержащих отпечатки *Schafhaeutlia* sp. indet., *Bureiamya* sp. indet. 15 "
 5. Сланцы темно-серые, песчано-глинистые с отпечатками *Samptonestes* sp. indet. 6 "
 6. Песчаники серые, крупнозернистые, косослоистые, обогащенные растительным детритом, с фауной *Nucula* sp. indet. 25 "
 7. Песчаники серые, мелко- и среднезернистые, массивные с отпечатками *Pentacrinus* sp., *Ophiurites* sp., *Oxuthoma* sp., *Chlamys* sp. indet. 10 "
 8. Песчаники зеленовато-серые, мелко- и среднезернистые с прослоями (0,2-0,8 м) темно-серых, песчано-глинистых сланцев. Фауна *Bureiamya* sp. indet. 30 "
 9. Песчаники зеленовато-серые, мелко- и среднезернистые, содержащие неопределимые остатки пелеципод и гастропод, с прослоями (0,2-1,0 м) песчано-глинистых сланцев 160 "
- Общая мощность около 380 м, что принимается за их полную мощность. Наличие в комплексе фауны отпечатков *Samptonestes* sp. (определения А.М.Корольковой) позволяет датировать возраст этих отложений как позднеюрский и, возможно, рэтский, но не исключена возможность и раннеюрского возраста верхних слоев этой толщи.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Меловые вулканогенные образования с угловым несогласием залегают на более древних толщах и представлены нижним и верхним отделами.

Н и ж н и й о т д е л

Нижнемеловые вулканогенные образования, объединяемые в ульбериканскую свиту (*Ст. 1, 6'*), распространены в верховье р. Маньканджи, бассейне р. Атаркана и на правом берегу р. Кухтуя. Свита сложена измененными андезитами, их ту-

фами, туфо- и лавобрекчиями, туфопесчаниками, туфогравелитами и туфоалевролитами с тонкими прослоями туфов кислого состава. Андезиты ульбериканской свиты залегают на подстилающих их породах несогласно: на левобережье р. Охоты они перекрывают норийские отложения, на правобережье р. Кухтуя - карнийские и пермские образования. На Кухтуе - Хумнаском междуречье между карнийскими песчаниками, слой которых наклонен к юго-западу под углами 10-35°, и горизонтально залегающими андезитами ульбериканской свиты фиксируется угловое несогласие (Вельдяков, 1961ф).

На правобережье р. Атаркана В.С. Лазаревой (1963ф) изучен следующий разрез свиты (снизу вверх):

1. Андезиты серо-зеленые, эпидотизированные, порфировой структуры 60 м
 2. Чередующиеся грубо- и тонкослоистые, средне- и мелкозернистые, темно-серые и зеленовато-серые туфопесчаники, туфогравелиты и туфы андезитов с линзами углистых туфоалевролитов. В нижней части пачки в туфоалевролитах обнаружены отпечатки *Pityophyllum nordenskioldii* (Neer) Nath., *Filicales* ? gen. indet. 150 "
 3. Андезиты зеленые, эпидотизированные, порфировой структуры 50 "
 4. Андезиты темно-зеленые, миндалекаменные 50 "
 5. Андезиты темно-серые, массивные, афировой структуры 40 "
 6. Переслаивавшиеся зеленовато-серые и темно-серые туфогравелиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, туфобрекчия и туфы андезитов 140 "
 7. Андезиты зеленовато-серые, миндалекаменные 40 "
 8. Туфогравелиты зеленовато-серые, грубослоистые. 50 "
- Общая мощность около 600 м.

А.У. Филиппов (1968ф) в этом же разрезе собрал отпечатки растений, среди которых установлены *Sphenobolera pulchella* (Neer) Fl., *S. cf. longifolia* (Pomel.) Fl., *Phoenicopsis cf. speciosa* Neer.

К югу от этого района, в верховьях руч. Маньканджи и в бассейне руч. Селемджи в разрезе ульбериканской свиты роль пирокластических и туфогенно-осадочных образований уменьшается, а на правобережье р. Кухтуя свита почти полностью сложена андезитами. Несмотря на отличие разрезов, эти выходы уверенно сопоставляются между собой ввиду полной аналогии состава андезитов и ха-

рактера их изменений. Кроме того, в бассейне руч.Селемди в туфах андезитов собраны отпечатки *Cladophlebis argutula* (Heer) Font., *C. ex gr. denticulata* (Brongn.) Font., *Cladophlebis* sp. indet., *Phoenicopsis* sp. indet., *Gliptostrobos* sp. ind. (сборы Ф.Ф.Вельдякова, 1960 г.; определения А.Ф.Ефимовой) и *Cladophlebis* sp. I, II, *Pityophyllum lindstromi* Nath. (сборы Н.Н.Шутова, 1962 г.; определения Н.Д.Васильевской), позволяющие относить их также к раннему мелу.

Андезиты ульбериканской свиты представляют собой зеленовато-серые и темно-зеленые породы порфировой структуры и массивной флюидальной или миндалекаменной текстуры. Структура основной массы пилотакситовая. Вкрапленники представлены серицитизированным андезитом (до 20%) и амфиболом (до 5%), нацело замещенными карбонатом и хлоритом. Среди туфов андезитов преобладают кристаллокластические разновидности. Это зеленовато-серые или темно-бурые плитчатые породы псаммитовой и псефитовой структуры, состоящие из угловатых обломков андезитов, дацитов, кристаллов плагиоклазов и редко кварца, погруженных в цементную массу. Последняя зачастую перекристаллизована и замещена хлорит-серицит-карбонатным агрегатом. В туфопесчанниках и туфогравелитах обломки, составляющие 40-80% объема породы, представлены измененными андезитами, песчанниками, алевролитами и обломками кристаллов плагиоклазов и темноцветных минералов. Цемент туфовый с примесью глинистого материала, зачастую перекристаллизован в кварц-хлорит-полевошпатовый агрегат.

Возраст ульбериканской свиты принят раннемеловым на основании вышеуказанного комплекса флоры.

Следует отметить, что ульбериканская свита на междуречье Охоты и Атаркана в северной части территории листа выделяется условно. Андезиты, развитые в этом районе, интенсивно пропильтизированы, причем количество новообразованных эпидота, сфена, хлорита, карбонатов превышает 50% объема пород, что сближает их с породами ульбериканской свиты. В то же время вдоль долины р.Охоты по геофизическим данным отчетливо трассируется зона крупного разлома, контролирующая размещение интрузий, и зеленокаменное перерождение пород в данном случае может быть наложено на более молодые андезиты и их пирокласты хетанинской свиты.

Верхний отдел

Вулканогенные образования верхнего мела разделены на три свиты: амкинскую, сложенную эффузивами кислого состава; хетанинскую, представленную преимущественно андезитами и андезитобазальтами, и уракскую, в составе которой преобладают кислые эффузивы.

Амкинская свита (*Ст₂ам*) распространена в районе очень широко. Она сложена липаритами, дацитами, их разнообразными туфами, туфобрекчиями, туфопесчанниками и туфоконгломератами. На правом берегу р.Кухтуя амкинская свита с угловым несогласием перекрывает верхнепермские, верхнетриасовые и нижнемеловые (ульбериканская свита) образования; очевидно, ее формирование предшествовал значительный перерыв в вулканической деятельности. На левом берегу р.Охоты, южнее руч.Алана, разрез свиты следующий (Соболев, 1968ф) (снизу вверх):

1. Чередующиеся серые стекловатые дациты и кристаллокластические туфы дацитов 150 м
 2. Дациты серые, стекловатые, порфировые 300 "
 3. Липариты светло-серые, порфировые 40 "
 4. Переслаивающиеся туфы дацитов и туфогенные песчанники с прослоями туфогенно-глинистых сланцев; в нижней части пачки в туфогенно-глинистых сланцах отпечатки *Sphenobaiera* sp., *Desmophyllum* sp., *Sequoia fastigiata* Heer, *S. subulata* Heer, *Elatocladus* sp. (определения А.Ф.Ефимовой) 60 "
- Общая мощность 550 м.

На севере территории, в бассейне р.Атаркана разрез (снизу вверх) свиты существенно отличается от приведенного (Лазарева, 1963ф):

1. Переслаивающиеся светло-серые и зеленовато-серые лито-кристаллокластические и кристаллокластические туфы дацитов и липаритов с горизонтами туфопесчанников 220 м
2. Андезиты кварцсодержащие, темно-серые 40 "
3. Дациты серые, порфировой структуры с линзовидными прослоями кристалло-витрокластических туфов дацитов 160 "

4. Чередующиеся дациты и липарито-дациты, светло- и голубовато-серые, порфировые 130 м
Общая мощность около 550 м.

Максимальная мощность свиты 750 м (Лазарева, 1963ф).

Обращает на себя внимание то, что участки преимущественно-го развития кислых лав амкинской свиты расположены вдоль долин рек Охоты, Кухтуя и в бассейне р. Маньканджи, то есть тяготеют к зонам крупных разломов. Здесь же фиксируется и наибольшая мощность свиты. Возможно, что в этих зонах расположены центры вулканических извержений, которые из-за слабой обнаженности большей частью не выявлены в процессе геологической съемки.

Липариты представляют собой белые, светло-серые и зеленовато-серые породы порфировой структуры с фельзитовой или микрофельзитовой структурой основной массы. Вкрапленники составляют 20-40% и представлены кварцем, плагиоклазом (альбит-олигоклаз), каликатровым полевым шпатом, биотитом и роговой обманкой. Акцессорные минералы - редкие кристаллы циркона. Основная масса кварц-полевошпатовый интенсивно серицитизированный агрегат; по темноцветным минералам развиваются хлорит и карбонаты. Химический состав липаритов приведен в табл. I (анализы I, 2). Дациты на территории листа в составе амкинской свиты распространены наиболее широко. Это светло- и голубовато-серые, массивные и реже флюидальные породы порфировой структуры. Вкрапленники, составляющие 20-30%, сложены соссуритизированным олигоклазом, пелитизированным каликатровым полевым шпатом, биотитом и обыкновенной роговой обманкой ($\sigma_{Ng} = 12-15^\circ$, $2V = -70-80^\circ$). Основная масса представляет собой кварц-калишпат-альбитовый микрофельзитовый агрегат, интенсивно пелитизированный, серицитизированный и хлоритизированный. Из акцессорных минералов в дацитах присутствуют циркон, сфен и апатит, составляющие в сумме менее 1% объема породы. Химический состав дацитов приведен в табл. I (анализ 3).

Среди туфов дацитов выделяются литокристаллокластические, кристаллокластические, витрокристаллокластические и пепловые разновидности. Структура их псаммитовая и псефопсаммитовая; для пепловых туфов характерны алевритовая и алевропелитовая структуры. Обломочный материал, составляющий 40-80% объема породы, представлен обломками минералов (кислый плагиоклаз, кварц, каликатровый полевой шпат), горных пород (дациты, липарито-дациты, туфы кислых эффузивов) и вулканического стекла. Цемент ту-

фов измененный пепловый, базальный, реже поровый и соприкосновения. Изменения выражаются в раскристаллизации пепловых частиц в криптокристаллический существенно альбитовый агрегат и хлоритизации, эпидотизации и пелитизации.

Туфогенно-осадочные породы (туфопесчаники, туфоалевролиты) в амкинской свите наиболее распространены на юге района, в бассейнах ручьев Алана и Селемджи, где слагают 50-60-метровую пачку пород в верхней части разреза свиты. Туфопесчаники - тонкослоистые мелкообломочные породы псаммитовой структуры. Обломочный материал составляет 50-60% объема породы; представлен он полуокатанными обломками андезитов, их туфов, алевролитов или вулканического стекла и минералов - плагиоклазов, кварца, рудных минералов. Цемент базальный глинисто-хлоритовый с примесью (до 20%) пепловых частиц. Новообразования - кварц, эпидот, карбонаты - выполняют пустоты и трещины в породе.

В эффузивах амкинской свиты, кроме приведенных при описании разрезов, на юге территории собраны отпечатки *Gladophlebis* sp. indet., *Pityophyllum* sp. indet., *Taxites* sp. indet., *Cephalotaxopsis* sp., *Ginkgo* ? sp., *Isoetes* ? sp. ind. (сборы Ф.Ф. Вельдякова, 1960 г.), *Cephalotaxopsis intermedia* Holl., *Sequoia* (?) sp. (сборы Н.Н. Соболева, 1967 г.). На севере территории, в бассейне р. Гырбы А.У. Филиппов в туфах липаритов обнаружил отпечатки растений, среди которых определен *Cephalotaxopsis* sp. По заключению А.Ф. Юфиной, весь этот комплекс растительных остатков характерен скорее всего для первой половины позднего мела. Юго-западнее территории листа (Корольков, 1966) сеноман - туронский возраст амкинской свиты документирован более полными сборами ископаемых растений.

Х е т а н и н с к а я с в и т а (Cr_2Kt) распространена на юге территории листа, в бассейнах рек Арки и Хумнака. Она сложена пироксеновыми андезитами и андезито-базальтами с подчиненными прослоями туфов андезитов. Андезиты хетанинской свиты согласно залегают на породах амкинской свиты, а в бассейне р. Хумнака несогласно перекрывают верхнетриасовые отложения, что свидетельствует о перерыве в вулканизме, предшествовавшем формированию свиты. Разрез свиты (сверху вниз) описан В.С. Лазаревой (1963ф) на правом берегу р. Арки:

1. Андезиты зеленовато- и темно-серые, миндалекаменные и массивные. Мощность покровов от 10 до 25 м . . . 90 м

2. Андезиты и андезито-базальты темно-зеленые и зеленовато-серые, миндалекаменные, слагающие покровы

мощность 10–20 м, разделенные линзовидными прослоями туфов андезитов мощностью 5–6 м	160 м
3. Лавобрекчи андезитов темно-серые	20 "
4. Андезито-базальты темно-серые массивные порфировой структуры	30 "
Общая мощность 300 м; максимальная достигает 500 м.	

На других участках разрез хетанинской свиты сходны с описанными; характерной чертой всех их является преобладание миндаляковых андезитов над массивными разностями и туфами.

Андезиты представляют собой зеленовато-серые, темно-зеленые, фиолетово-бурые миндалекаменные, реже массивные породы порфировой структуры с интерсертальной, пилотакситовой или гялопилитовой структурами основной массы. Вкрапленники, составляющие от 10 до 40% объема породы, представлены андезином № 35–40, моноклинным и ромбическим пироксеном, редко биотитом и роговой обманкой. Основная масса состоит из микролитов андезина № 30–35, мелких зерен моноклинного пироксена; рудного минерала и светло-бурого частично разложившегося стекла. Миндалины выполнены цеолитами, хлоритом и халцедоном. Химический состав андезитов приведен в табл. I (анализ 4). В андезито-базальтах в составе вкрапленников появляется основной андезин, иногда лабрадор, моноклинный пироксен, а основная масса сложена лейстами андезин-лабрадора, мелкими зернами моноклинного пироксена и вулканическим стеклом.

Пирокластические образования в составе хетанинской свиты распространены незначительно и представлены кристаллолитокластическими, витролитокристаллокластическими и пепловыми туфами андезитового состава. Кластическая часть составляет 10–70% объема породы; среди обломков преобладают андезиты и андезито-базальты, в меньшем количестве встречаются обломки кислых эффузивов и кристаллов плагиоклаза, моноклинного пироксена, кварца.

Возраст хетанинской свиты принят позднемиоценовым на основании согласного залегания ее на эффузивах амкинской свиты и положения в разрезе ниже вулканогенных образований уражской свиты.

Уражская свита (Ст₂ ит) на территории листа слагает обширные участки, расположенные в бассейнах рек Хумнака, Арки, Гырбы и Атаркана. Свита сложена пестроокрашенными липаритами, дацитами, игнимбритами, разнообразными туфами кислого состава, редко туфодесчаниками. Эффузивы уражской свиты перекры-

вают вулканогенные породы ульбериканской свиты, амкинской и хетанинской свит, а в бассейне руч. Ханькана с резким угловым несогласием налегают непосредственно на архейские и верхнетриасовые образования. Перерыв между хетанинской и уражской свитами фиксируется налеганием последней на различные горизонты андезитов и их туфов хетанинской свиты в бассейне руч. Селемджи (Соболев, 1968ф); западнее территории листа отмечается выполнение вулканитами уражской свиты впадин древнего рельефа, возникшего перед ее формированием на андезитах хетанинской свиты (Корольков, 1968ф).

На правом берегу р. Арки В.С. Лазаревой (1963ф) описан следующий разрез свиты (снизу вверх):

1. Туфы липаритов литокластические, серые, содержащие неокатанные обломки двупироксеновых андезитов размером до 5 см	15 м
2. Липариты стекловатые, флюидальной текстуры, ярко-зеленые	25 "
3. Туфы липаритов литовитрокластические светло-серые	10 "
4. Липариты стекловатые ярко-зеленые, аналогичные липаритам пачки 2	50 "
5. Липариты афировые светло-серые	20 "
6. Липариты стекловатые, флюидальной текстуры, розовые	100 "
Общая мощность 220 м.	

В бассейне руч. Селемджи выше андезитов хетанинской свиты наблюдался следующий разрез (снизу вверх) (Соболев, 1968ф):

1. Дациты зеленовато-серые порфировой структуры, включающие обломки и глыбы двупироксеновых андезитов	100 м
2. Липариты светло-серые и бурые стекловатые	110 "
3. Игнимбриты липаритовые зеленовато-серые	20 "
4. Липариты буровато-серые, массивные, с крупными порфировыми выделениями дымчатого кварца	120 "
5. Липариты сиренево-серые и розовые порфировой структуры с порфировыми выделениями кварца и биотита	150 "
Общая мощность около 550 м.	

В бассейнах рек Гырбы и Атаркана (Ичетовкин и др., 1967ф; Лазарева, 1964ф) и на правом берегу р. Хоронджи (Вельдяков, 1961ф) уражская свита сложена чередующимися мощными покровами пироксен-биотитовых и амфибол-биотитовых игнимбритов липарито-

вого состава. Мощность свиты превышает 750 м. Покровы игнибритов меньшей мощности развиты на правом берегу р. Арки (Корольков, 1968ф). Это пестроокрашенные (розовые, бурные, фиолетовые, коричневые) порфирокластические стекловатые породы, обычно флюидальной текстуры, содержащие в стекловатой или микрофельзитовой основной массе фьяммевидные включения стекла (50–65% объема породы), обломки минералов и резе пород. Основная масса игнибритов пепловая, в различной степени сваренная, обломки кристаллов 35–40%, а пород 1–5%. В основании разреза свиты присутствует покровы игнибритов, в которых количество обломков пород достигает 30–32%. Среди обломков кристаллов присутствуют кварц – 15–25%, олигоклаз–андезин № 28–35 – 17–25%, анортотлаз – 0,4–0,5%, биотит – до 1,5% и роговая обманка – до 1%; акцессорные минералы: магнетит, циркон, апатит, ортит, сфен. Обломки пород размером до 5 мм сложены андезитами, их туфами, редко песчаниками. Степень сваренности кластического материала игнибритов различна: в слабо сваренных разностях в основной массе отчетливо различаются почти не деформированные серповидные и рогульчатые пепловые частицы, в обломках стекла сохраняется беспорядочная пузырчатая текстура. В средне сваренных разностях основная масса более стекловатая, пепловые частицы значительно деформированы, уплощены и до некоторой степени ориентированы. Обломки вулканического стекла также сильно деформированы, пузыри в стекле имеют вытянутую форму и расположены параллельно друг другу. В сильно сваренных игнибритах пепловый материал в основной массе полностью превращен в стекло, и реликты пепловых частиц сохраняются только в виде удлиненных "теней". Обломки стекла уплощены, параллельно ориентированы, пузыри в них полностью отсутствуют. Стекловатая основная масса нередко раскристаллизована в микрофельзит, и в этом случае сильно сваренные игнибриты отличаются от липаритов лишь по фьяммевидной форме присутствующих в них обломков стекла. Вторичные изменения в игнибритах обычно незначительны: плагиоклазы слабо серицитизированы, каликатровые полевые шпаты пелитизированы, темноцветные минералы частично замещены хлоритом. Липариты – пестроокрашенные (зеленые, красные, светло-коричневые, светло-серые) стекловатые породы порфировой структуры с флюидальной, иногда перлитовой текстурой. Вкрапленники (до 50% объема породы) сложены кварцем, альбит–олигоклазом, каликатровым полевым шпатом (анортотлаз, резе санидин), биотитом, ромбическим и моноклинным пироксеном. Химический состав липаритов приведен в табл. I, ана-

лизы 6–9. Изредка в составе свиты встречаются субщелочные липариты. Трахитоидная структура в них отмечается редко (Лазарева, 1964ф), но вкрапленники сложены главным образом альбитом и каликатровым полевым шпатом при подчиненном количестве кварца; основная масса представляет собой вулканическое стекло, иногда измененное в микропойкилитовый существенно калишпат–альбитовый агрегат. В дацитах вкрапленники сложены обычно олигоклазом или олигоклаз–андезином, ортоклазом, биотитом и обыкновенной роговой обманкой. Основная масса представляет собой слабополяризуемое вулканическое стекло, участками или полностью разложенное в криптозернистый кварц–калишпат–альбитовый агрегат. Химический состав их приведен в табл. I (анализ 5).

Возраст уражской свиты ранее условно считался палеогеновым на основании наличия в туфах отпечатков *Sequoia langsdorffii* (Brongn.) Heer, *S. cf. heterophylla* Velen., *Aneimia* sp. indet., *Osmunda heeri* Gand. (сборн В.Я.Петрова, 1944 г. и Г.Н.Чертовских, 1957 г.). В последнее время в отложениях уражской свиты собраны отпечатки растений, среди которых А.Ф.Ефимова определила *Metasequoia disticha* (Heer) Miki. (сборн В.Г.Королькова по р.Ураку; 1962 г.), *Torreya aff. gracillima* Holl., *Serphalotaxopsis intermedia* Holl. (сборн В.Н.Смирнова по руч.Конче – притоку р.Урака; 1963 г.), *Cladophlebis arctica* (Heer) Krusch., *S. cf. frigida* (Heer) Sew., *S. cf. columbiana* Daw., *Serphalotaxopsis cf. microphylla laxa* Holl., *Torreya gracillima* Holl., *Ginkgo* sp. indet., *Phegopteris* sp., *Gleichenia* ? sp. indet., *Pinus* sp. (сборн Р.Б.Умитбаева по руч.Хакарин, притоку р.Ульи; 1965 г.). Указанный комплекс флоры позволяет ограничить возраст свиты пределами позднего мела, вероятнее всего, второй его половины. По составу, положению в общем разрезе и возрасту уражская свита параллелизуется с ольжской свитой, выделяемой в Магаданской серии листов геологической карты СССР масштаба 1:200 000.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Хакаринская свита (Рг^{кк}) распространена на юге территории, в бассейне р.Арки. Она сложена неизменными базальтами, андезито–базальтами и андезитами. Хакаринская свита перекрывает ульбериканскую, амкинскую, хетанинскую и уражскую свиты, что позволяет предполагать перерыв в вулканизме, пред-

шествовавший ее образованию. Из-за плохой обнаженности послойный разрез свиты на территории листа не описан. На правом берегу руч. Кончи В.С. Лазаревой (1963ф) установлено, что свита сложена чередующимися покровами базальтов и андезитобазальтов мощностью 5-20 м, разделенными маломощными прослоями кирпично-бурых и серых шлаков. Максимальная мощность свиты достигает здесь 300 м.

Базальты хакаринской свиты представляют собой темно-серые, темно-бурые, черные породы олигофировой и афировой структуры с гнаупилитовой, интерсертальной, иногда микродолеритовой структурой основной массы. Вкрапления, составляющие 10-15% объема породы, сложены лабрадором № 54-58, моноклинным пироксеном и оливином. Основная масса представляет собой вулканическое стекло, включающее микролейсты лабрадор-битовнита, зерна моноклинного пироксена и рудную пыль. В андезитобазальтах и андезитах вкрапления сложены андезитом, андезит-лабрадором и моноклинным пироксеном, а основная масса - вулканическим стеклом с лейстами андезита или лабрадора. Возраст хакаринской свиты принят как палеогеновый на том основании, что она несогласно залегает на урагской свите, а южнее территории листа в конгломератах с палеогеновой флорой содержатся обломки оливиновых базальтов, аналогичных базальтам хакаринской свиты (Мартинов, 1946ф).

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные отложения слагают около 30% территории листа. Они разделены на среднечетвертичные (?), верхнечетвертичные и современные образования.

Среднечетвертичные отложения

Среднечетвертичные (Q_{II}?) аллювиальные отложения слагают высокие (до 50 м) террасы на левобережье р. Охоты у впадения в нее руч. Алана. В расчистке, вскрывающей нижнюю часть разреза этой террасы (Соболев, 1968ф), обнажены (сверху вниз):

1. Суглинок коричневатый-серый с редкой, хорошо окатанной галькой размером 2-7 см 2,5 м
2. Песок бледно-коричневый, средне- и крупнозернистый, слоистый 0,2 "

3. Галечник серый, мелкообломочный с песчаным заполнителем I м
 4. Галечник темно-коричневый, среднеобломочный с единичными валунами. В нижней части - линзовидные прослои рыже-коричневых супесей 5,5 "
 5. Грубый галечник с валунами 4,3 "
- Общая мощность 18,5 м.

Максимальная мощность, судя по высоте террас этого уровня, достигает 50 м. Валун и галька представлены гранитоидами, гнейсами, песчаниками, разнообразными эффузивами.

В спорово-пыльцевых пробах из этих отложений определены пыльца березы (*Betula*) - 46,2%, ольховника (*Alnaster*) - 8,7%, сосны (*Pinus* подрода *Harpoxylon*) - 19,5, ели (*Picea* обеих секций) - 3,4%, тсуги (*Tsuga*) - 2,3%, ольхи (*Alnus*) - 2,3% и единственное зерно ореховых (*Juglandaceae*). Группа спор представлена сфагновыми и зелеными мхами (*Sphagnum*) - 78,5%, (*Bryales*) - 16,3% и глейхениевыми (*Gleichenia*) - 4,3% (определение Л.З. Сюттик, СВТИУ). Эти пыльца и споры, по мнению Л.З. Сюттик, могут принимать участие в спорово-пыльцевых комплексах как раннечетвертичной, так и среднечетвертичной эпох, но, учитывая, что в спектре сравнительно мало пыльцы ели, тсуги, почти не встречено реликтов третичной флоры, эти отложения скорее являются среднечетвертичными, хотя полностью исключить их раннечетвертичный возраст нельзя.

Верхнечетвертичные отложения

Среди верхнечетвертичных осадков выделены ледниковые и водно-ледниковые отложения эпохи максимального зрянского оледенения (Q_{III}²). Ледниковые отложения распространены в основном в пределах Уегинской и Охото-Кухтуйской впадин, в долинах крупных водотоков, и иногда на небольших участках междуречий. Они представлены в различной степени окатанными галечниками, валунистыми суглинками и супесями, лишены слоистости и сортировки. Размеры валунов и глыб достигают 2 м. Сложены они эффузивными породами, гранитоидами, гнейсами, кварцитами, песчаниками и др. Мощность ледниковых отложений достигает 100 м (Вельдяксов, 1961ф; Лазарева, 1963ф, 1964ф). Водно-ледниковые отложения этого оледенения пространственно тяготеют к площадям развития морен. В Уегинской и Охото-Кухтуйской впадинах они слагают обшир-

ные заилованные поля, по долинам крупных водотоков – террасы высотой от 10 до 30 м. Разрез водно-ледниковых отложений в обрыве 25-метровой террасы по р.Охоте следующий (сверху вниз):

1. Галечно-валунный материал средней и хорошей окатанности. Размер валунов до 0,5 м 8 м
 2. Песок среднезернистый, желтовато-серый, тонко-слоистый, с единичными гальками различных пород 10 "
 3. Галечно-валунный материал средней окатанности. Размер валунов до 20 см 6 "
- Общая мощность 24 м.

На других участках разрез водно-ледниковых отложений сходен с приведенными. Водно-ледниковые отложения, распространенные по р.Охоте, содержат пыльцу березы (*Betula*) – 45,8%, стланика (*Pinus* подрода *Parloxylon*) – единичные зерна, ольховника (*Alnaster*) – 5,5%, злаковых (*Gramineae*) – 10,6% и осоковых (*Cyperaceae*) – 8,6%, а среди спор отмечаются в основном зеленые мхи (*Bryales*) – 26,8%, очень мало сфагновых мхов (*Sphagnum* – 1,6%), папоротников и плауновых (*Lycopodiaceae*) – единичные зерна, *Polypodiaceae* – 1,0% – (сбори Н.Н.Соболева, 1967 г., определение Л.З.Святик, СВТИУ). Этот спорово-пыльцевой спектр отражает холоднолюбивый комплекс растительности кустарниковой тундры, меньшей место в данном районе в эпоху позднечетвертичного оледенения.

С о в р е м е н н ы е о т л о ж е н и я

Современные аллювиальные отложения (Q_{IV}) слагают косы, поймы и надпойменные террасы высотой до 10 м. Они представлены галькой, валунами, гравием, песками, суглинками и илами. На правобережье р.Гыры под 50-сантиметровым почвенно-растительным слоем, в 8-метровой террасе обнажены (сверху вниз):

1. Галечник слабо сортированный 3,0 м
 2. Песок мелкозернистый, светло-серый 0,3 "
 3. Галечник мелкий с примесью песка (до 10%). 0,5 "
 4. Суглинок темно-бурый, обогащенный гумусовым материалом 0,3 "
 5. Грубый слабо сортированный галечник 4,0 "
- Мощность отложений в этом разрезе 8,1 м.

Мощность современных аллювиальных отложений, по-видимому, не превышает 15 м. Они содержат споры и пыльцу современных видов растительности, произрастающей на побережье Охотского моря.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Мезо-кайнозойские магматические образования занимают около 60% территории листа, причем примерно половина этой площади сложена стратифицированными вулканогенными породами, а половина – различными по составу позднемеловыми интрузивами и субвулканическими телами. Крайне незначительно развиты архейские (?) интрузивные образования, которые в связи с ограниченностью выходов на карте не показаны.

АРХЕЙСКИЕ (?) ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

На левобережье р.Охоты в архейских амфиболовых и биотит-амфиболовых гнейсах отмечены маломощные согласные и секущие прожилки светло-серых и розовых микроклиновых гранитов, гнейсогранитов и пегматитов (Мухомор, 1961ф). Архейские (?) граниты-средне-крупнозернистые породы гранобластовой или гранитной структуры, часто разгнейсованные. Они состоят из микроклина – 40-55%, кварца – 25-30%, олигоклаза – № 14-20 – 10-20%, биотита – до 3% и акцессорных минералов: ортита, апатита, циркона.

Возможно, что часть амфиболитов, присутствующих в разрезе архейского метаморфического комплекса, также имеют первично интрузивное происхождение (Гринберг, 1968; Лазарева, 1964ф), но для решения этого вопроса необходимы специальные исследования. Архейский возраст описанных пород принят условно. Они пространственно тесно связаны с выходами кристаллического фундамента, и их галька постоянно встречается в верхнепротерозойских конгломератах в Охотском районе (Песков, 1966ф). Абсолютный возраст, определенный И.А.Загужиной калий-аргоновым методом в СВКНИИ, составляет для архейских гранитов 420 млн лет, пегматитов 780 и 420 млн лет (табл. I, анализы 3,4). Столь низкие цифры абсолютного возраста отражают, по мнению Г.А.Гринберга (1965) и И.А.Загужиной (1967), регионально проявленное "омоложение" архейских пород в результате более поздних тектоно-магматических процессов, протекавших в районе.

ПОЗДНЕМЕЛОВЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Среди наиболее распространенных в районе позднемиловых интрузивных и субвулканических пород выделены образования четырех последовательных этапов магматической деятельности: 1. Пироксен-роговообманковые и роговообманковые диориты и диоритовые порфириды. 2. Биотит-роговообманковые гранодиориты, гранодиорит-порфиры и субвулканические интрузии липаритов и класталлацитов. 3. Кварцевые монцониты и дайки андезитов. 4. Биотитовые лейкократовые и субщелочные граниты и граносиениты, гранит- и граносиенит-порфиры, субвулканические интрузии и дайки липаритов, трахилипаритов, игнимбриков.

Диориты (δSr_2) и диоритовые порфириды (δSr_2). Среди интрузий первого этапа позднемилового магматизма наиболее широко распространены пироксен-роговообманковые и роговообманковые диориты, слагающие северную часть Ан-Майского массива, а также небольшие штоки и дайки вблизи его.

Ан-Майский массив (Вельдяков, 1961ф; Лазарева, 1964ф) представляет собой тело изометричной формы площадью около 300 км^2 , расположенное в междуречье Кухтуя и Охоты, в верхних р. Хоронджи.

Кроме диоритов, в строении его принимают участие более молодые гранодиориты и граниты, опоясывающие с юга полукольцом выходы диоритов. До внедрения гранитов диоритовый массив имел большие размеры, продолжаясь к юго-востоку, о чем свидетельствуют многочисленные ксенолиты диоритов в гранитоидах и контаминация последних диоритами. В центральной части массива в диоритах сохранился ксенолит, сложенный липаритами амкинской свиты, что определяет позднемиловый возраст диоритов.

Контакты диоритов Ан-Майского массива с вмещающими породами изменчивы: в верхних руч. Дожливого контакт наклонен в сторону вмещающих пород под углом около 60° и осложнен многочисленными апофизами; западнее он выполаживается почти до горизонтального.

На левобережье р. Охоты среди карнийских песчаников наблюдается серия пластовых тел мощностью до 200 м, сложенных микродиоритами, диоритами и габбро-диоритами. Они, очевидно, являются крупными апофизами Ан-Майского массива. Пологие контакты

позволяют предположить, что массив диоритов имеет в целом лакколитоподобную форму.

С востока и запада диориты отделены от гранитов меридиональными разломами, а на юге слагают кровлю гранитоидов. Кроме диоритов, в составе Ан-Майского массива встречаются участки площадью до $100 \times 100 \text{ м}$, сложенные габбро и габбро-диоритами, имеющие постепенные переходы к диоритам. В габброидах в то же время отмечены шпировидные обособления пород диоритового состава. Габбро представляет собой среднезернистые массивные темно-серые породы габбровой или офитовой структуры, состоящие из серицитизированного лабрадора № 60-63 - 75-85%, моноклинного пироксена, почти полностью замещенного уралитовой роговой обманкой - 12-18%, калинатрового полевого шпата - 2-5% и акцессорных минералов - апатита, сфена и магнетита, составляющих в сумме 1-2%. Химический состав их показан в табл. I (анализ 22). В габбро-диоритах состав плагиоклаза андезин-лабрадор (60-70%), темно-цветные минералы представлены роговой обманкой, замещенной биотитом и хлоритом (20-23%), появляются листочки первичного биотита и кварц (4-10%). Химический состав их приведен в табл. I (анализ 23).

Преобладающее значение в строении северной части Ан-Майского массива имеют диориты. Это зеленовато-серые или темно-серые массивные среднезернистые породы, сложенные серицитизированным и пелитизированным андезином № 43-45 - 40-60%, пелитизированным ортоклазом - 5-10%, кварцем - 5-15% и нацело хлоритизированными, эпидотизированными и карбонатизированными темноцветными минералами (20-30%), среди которых обычно примерно в равных количествах присутствуют роговая обманка и моноклинный пироксен; акцессорные минералы - апатит, циркон, сфен.

Редко встречаются роговообманковые разности, содержащие только бурую или зеленую роговую обманку ($\text{cNg} = 12^\circ$, $2V = -75^\circ$).

В южной и западной частях диоритового массива развиты мелкозернистые диориты и микродиориты, отличающиеся от описанных мелкозернистым строением и темно-серым до черного цветом. У контакта с гранитами диориты осветляются и приобретают розовый оттенок за счет увеличения в них количества калинатровых полевых шпатов до 20-25% и альбитизации плагиоклазов. Амфибол в них замещен биотитом. Их химический состав в таком случае отличается от нормальных диоритов повышенной щелочностью (табл. I, анализ 24).

Контактовое воздействие диоритов на вмещающие породы незначительно и наблюдается лишь в полосе шириной в несколько метров, редко в первые десятки метров. Осадочные породы триаса преобразованы в кварц-альбит-биотитовые и кварц-альбит-эпидотовые роговики. В меловых вулканогенных образованиях контактовые изменения выражены слабее и заключаются в замещении полевых шпатов серицитом и пелитовым веществом, а также в частичной перекристаллизации породы. В тех случаях, когда эффузивные образования находятся в диоритах в виде ксенолитов, они переработаны значительно сильнее, вплоть до кварц-пироксен-альбитовых роговиков. Гидротермальные проявления, связанные с диоритами, на территории листа не известны.

Мелкие штоки и дайки почти всегда нацело сложены диоритовыми порфиридами. Они размещены обычно в до меловых осадочных породах, но в бассейне руч. Дождливый прорывают эффузивы амкинской свиты. Площадь этих штоков до $0,3 \text{ км}^2$; мощность даек до 10-15 м. Дайки прослеживаются на расстоянии до 2 км.

Поздне меловой возраст диоритов определяется тем, что они прорывают эффузивы амкинской свиты (Вельдяков, 1961ф; Лазарева, 1963ф; Соболев, 1968ф). Этому не противоречит определение абсолютного возраста диоритов из Ан-Майского массива в 65 млн. лет (табл. 2, анализ 9), а также подобных диоритов из бассейна р. Урка в 82-87 млн. лет (Корольков, 1966).

В то же время не исключено, что среди диоритов, залегающих в палеозойских и триасовых отложениях и не имеющих контактов с меловыми эффузивами, присутствуют и раннемеловые интрузии, но выделить их пока нет оснований.

Гранодиориты ($\gamma\delta\text{Ст}_2$) и гранодиорит-порфириты ($\gamma\delta\kappa\text{Ст}_2$). Гранодиориты встречаются в составе сложных многофазных интрузий, слагая в них довольно четко выделяющиеся массивы площадью 10-15 км^2 , и реже образуют самостоятельные интрузивные тела площадью до 8 км^2 .

На междуречье Охоты - Селемджи расположена Селемджинская интрузия, северная часть которой сложена гранодиоритами, а южная - субщелочными гранитами. Гранодиориты образуют неправильной формы тело, вытянутое в северо-западном направлении на 9 км при ширине 0,5-3 км. Контакты интрузива крутые и наклонены в сторону вмещающих пород под углами 60-80°. Гранодиориты прорывают липариты, дациты и туфы липаритов амкинской свиты, а сами прорваны более молодыми гранитами, что определяет их возраст в пределах позднего мела. Контактные изменения в даци-

тах выражаются в их перекристаллизации, приводящей к возникновению кварц-хлорит-серицитовой породы, липариты преобразуются в кварц-полевошпатовые роговики. Р. Б. Умитбаев (1964) отмечает, что у восточного контакта Селемджинской интрузии с дацитами в последних наблюдаются обломки гранодиоритов той же интрузии. Этот факт Р. Б. Умитбаев считает прямым доказательством комагматичности гранодиоритов и дацитов амкинской свиты. Не отрицая возможности связей интрузивного и эффузивного магматизма на территории листа, автор все же считает, что в данном случае обломки гранодиоритов в дацитах, скорее всего, являются более древними, чем гранитоиды Селемджинской интрузии. Гранодиориты представляют собой серые и розовато-серые массивные средне- или мелкозернистые породы гипидиоморфнозернистой структуры. Они состоят из зонального олигоклаза-андезина - 40-50%, кварца - 15-20%, роговой обманки - 12-20%, биотита - 3-10%, редко - моноклинного пироксена - 2-3%; акцессорные минералы - апатит, циркон, сфен, ортит. Химический состав их приведен в табл. I (анализ 30).

В верховьях руч. Озерного находится тело гранодиоритов площадью около 5 км^2 , входящее в состав гетерогенного Гырбинского массива. Большая часть массива сложена гранитами. Контакт гранодиоритов с гранитами скрыт под аллювиальными отложениями руч. Озерного. Дациты амкинской свиты прорываются гранодиоритами и в контактовой зоне шириной около 100 м слабо окварцованы и пиритизированы. По составу гранодиориты аналогичны гранодиоритам Селемджинского массива. Интрузия сходных гранодиоритов площадью около 8 км^2 известна на правом берегу верхнего течения руч. Усмуна среди андезитов ульбериканской свиты. Она имеет в плане неправильную подковообразную форму, слегка вытянутую в северо-западном направлении. Контакты интрузии наклонены в сторону вмещающих пород под углом 40-60°. Мощность зоны метаморфизма у северного контакта 300 м, у западного и южного 20-50 м, у восточного - до 1,5 км. В 10-метровой экзоконтактовой зоне андезиты превращены в хлорит-альбитовые роговики, состоящие из альбита (60%), хлорита (30%), магнетита?, (10%). Дальше от контакта в андезитах из новообразованных минералов преобладает эпидот и появляются маломощные прожилки кварца. В южной части Ан-Майского массива на площади около 10 км^2 гранодиориты выделены условно. Фактически здесь в развалах в условиях слабой обнаженности наблюдаются породы от диоритов до субщелочных гранитов, при преобладании гранодиоритов. Скорее всего, эти гранодиориты являются гибридными породами и образовались за счет ассимиляции диоритов субщелочными гранитами. Об этом свидетель-

стает крайне неравномерное "кучковое" распределение темноцветных минералов и очень изменчивые структуры: на одних участках наблюдается призматическозернистая, на других - микропегматитовая. Породы сложены эпидотизированным, пелитизированным лабрадором № 50 - 30-35%, каликатровым полевым шпатом - 30-35%, кварцем - 10-20% и моноклинным пироксеном - до 20%, который интенсивно замещен актинолитом, хлоритом, эпидотом и карбонатами.

Постмагматические гидротермальные процессы в гранодиоритах проявлены в незначительном окварцевании и карбонатизации.

Дайки гранодиорит-порфиров чаще всего наблюдаются вблизи гранодиоритовых массивов и иногда являются их апофизами (Лазарева, 1963ф). Мощность их колеблется от 0,2 до 10 м, протяженность достигает 1 км. Обычно это светло-серые породы порфировидной структуры с микрогранулитовой структурой основной массы. Вкрапления представлены андезитом № 36 - 20%, каликатровым полевым шпатом - 5%, биотитом - 6% и моноклинным пироксеном - 4%. Основная масса (65%) кварц-полевый шпатового состава. Позднемеловой возраст гранодиоритов определяется тем, что они прорывают эффузивы амкинской свиты и в свою очередь рассекаются лейкократовыми и субщелочными гранитами. Абсолютный возраст гранодиоритов из Гырбинского массива 82 и 99 млн. лет (табл. 2, анализы 6 и 7).

Кварцевые монциты ($qv\text{SiO}_2$) и сиенито-диориты (SiSiO_2). На территории листа в бассейнах ручьев Маньканджи и Озерного известно два интрузива кварцевых монцитов, изученные А.У. Филипповым (1967ф). Они представляют собой штоки площадью 8 и 12 км², имеющие в плане треугольную форму, обусловленную преимущественными тектоническими контактами их с вмещающими породами амкинской свиты. Интрузивные контакты с последними наблюдаются лишь на южных флангах этих интрузий, где дациты амкинской свиты в зоне шириной 200-250 м преобразованы в плагиоклаз-пироксеновые и кварц-кордиерит-биотитовые роговики, сменяющиеся сильно эпидотизированными, окварцованными, карбонатизированными и пиритизированными породами. Эти интрузии вскрыты на глубину 300-400 м. Кварцевые монциты представляют собой среднезернистые зеленовато-серые массивные породы гнидисоморфнозернистой и участками монцитовой структуры. Они состоят из зонального андезина (в ядре № 45-50, в краях № 30-40) - 60%, амфиболов, моноклинного пироксена и биотита (в сумме 15%), микроклин-пертита - 15%, кварца - 7-10% и акцессорных - ильменита и апатита. В бассейне руч. Маньканджи в

кварцевых монцитов наблюдаются жилы светло-розовых граносиенитов мощностью до 20 см, что, вместе с фактом прорывания монцитов эффузивов амкинской свиты (наблюдения А.У. Филипповым) определяет позднемеловой возраст этих интрузий. Вероятно, внедрение монцитов связано с формированием хетанинской свиты.

Сиенито-диориты слагают интрузию, расположенную в верховье руч. Элкана, и встречены на небольших участках в западной части Ан-Майского и восточной Хумнакского гранитных массивов, где они постепенно переходят в граниты. Это среднезернистые розовато-серые или зеленовато-серые с розовым оттенком массивные породы гнидисоморфнозернистой или призматическозернистой структурой. Они состоят из зонального плагиоклаза (андезин № 45 в ядре, альбит № 8 - в краях) - 30-35%, микропертитового каликатрового полевого шпата - 30-35%, кварца - 10-20%, моноклинного пироксена - до 15% и роговой османки - до 10%. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом и магнетитом; эпигенетические минералы - лучистый амфибол, пелит, серицит, эпидот, хлорит, альбит, кварц. По данным Е.Г. Пескова и Р.Б. Умитбаева (1963), описанные сиенито-диориты являются породами, возникшими в результате глубинного гибридизма гранитоидной магмы.

Граниты и гранит-порфиры, субщелочные граниты и гранит-порфиры, граносиениты. Среди интрузивных пород эта группа занимает доминирующее положение. В крупных интрузивных массивах (Ан-Майский, Гырбинский) встречаются обычно все указанные разновидности, при подчиненном значении субщелочных пород, представляющих, вероятно, наиболее поздние этапы внедрения гранитоидного расплава. Небольшие штоки и дайки, как правило, более однородны по составу и сложены одной-двумя разновидностями пород из указанной группы.

Граниты (γSiO_2) наиболее широко развиты на междуречье Охоты и Кухтуя, где слагают большую часть Ан-Майского массива. Контакты гранитов с вмещающими их породами очень прихотливы, с многочисленными крупными апофизами, большей частью пологие (30-40°). Граниты прорывают пермские и триасовые породы и эффузивы ульбериканской и амкинской свит, что определяет их позднемеловой возраст. Мощность зон контактово-измененных пород зависит от состава вмещающих пород и наклона поверхности массива. На правом берегу руч. Алана и Хумнак-Хоронджинском междуречье контакт массива наклонен в сторону вмещающих пород под углом около 30°. Пермские и триасовые песчаники в зоне контакта

превращены в кварциты, слюдисто-кварцевые, пироксен-биотит-кварцевые и андалузит-слюдисто-кварцевые роговики. Глинистые и углисто-глинистые сланцы преобразованы в кордиеритовые хнастолитовые и андалузитовые роговики. Ширина зоны роговиков первые сотни метров. Дальше от контакта роговики сменяются пятнистыми сланцами. Общая мощность зоны экзоконтактовых изменений в породах перми и триаса около 1 км. Контактные изменения в вулканогенных породах менее интенсивны. В андезитах и их туфах устанавливается обилие эпидот-цонзитовых минералов, амфибола, хлорита, биотита, карбоната, кварца, сульфидов; липариты перекристаллизованы, в них развиваются серицит и хлорит. Мощность зон контактового изменения в вулканогенных породах около 200 м, редко достигает 500 м. Большая часть Ан-Майского массива сложена мелкозернистыми порфиroidными лейкократовыми гранитами; крупно- и среднезернистые разности обнажены на правом берегу р.Хоронджи, в наиболее эродированной части этой интрузии. Крупнозернистые лейкократовые граниты - это розовато- и светло-серые, массивные, равномернозернистые породы гипидиоморфнозернистой структуры, состоящие из альбита или альбит-олигоклаза - 28%, ортоклаза - 36-42%, кварца - 28-35%, биотита - 2-3% и редких зерен апатита, циркона и сфена. Эпигенетические изменения в породе незначительны и выражены в серицитизации плагиоклазов, делитизации ортоклаза и частичном замещении биотита хлоритом и мусковитом. Химический состав этих гранитов приведен в табл. I (анализ 25). Мелкозернистые граниты, переходящие на отдельных участках в гранит-порфир ($\chi_1\text{K}\text{C}\text{r}_2$), слагают краевые части массива и дайки. Минеральный состав мелкозернистых гранитов отличается, как правило, от крупнозернистых. В них больше биотита (до 8%), плагиоклаза (до 35%), появляется роговая обманка (до 2%). В гранит-порфирах вкрапленники составляют до 25% объема породы и представлены кварцем, плагиоклазом и калишпатом, которые заключены в мелкозернистую основную массу, состоящую из кварца, калишпата, плагиоклаза и редко подчиненным им биотита и роговой обманки. В восточной части Ан-Майского массива, в верховье руч.Хумнака, состав интрузии непостоянен. Здесь широко распространены граниты с повышенной щелочностью, в которых количество калинатрового полевого шпата достигает 50% (табл. I, анализы 27, 28, 29), а также гибридные породы, образовавшиеся за счет контаминации гранитов диоритами. Наиболее крупные ксенолиты диоритов имеют довольно резкие контакты с гранитоидами, но последние характеризуются своеобразным минеральным составом,

резко отличным от обычного состава пород. Они состоят из андезина, интенсивно замещаемого калинатровым полевым шпатом - 30-35%, калинатрового полевого шпата - 30-35%, кварца - 10-25%, моноклинного пироксена - до 15% и роговой обманки - до 10%. Структура пород микропегматитовая, участками реликтовая призматическо-кизернистая.

Лейкократовые граниты на территории листа слагают восточную часть Гырбинского массива, который продолжается на запад за пределы территории. Южный и восточный контакты массива крутые, северный - пологий и наклонен в сторону вмещающих пород под углом 20° . Асимметричное строение массива подчеркивается распространением различных по структуре гранитоидов: мелкозернистые разности слагают северную часть массива, крупно- и среднезернистые - южную. Вмещающими гранитоиды Гырбинского массива породами являются эффузивы ульбериканской и амкинской свит. Наиболее интенсивному преобразованию подверглись андезиты ульбериканской свиты. Среди новообразованных минералов в них установлены биотит, актинолит, кварц и альбит. Ширина зоны контактово-измененных пород изменяется от 50 м у южного контакта до 800 м у северного. У восточного и юго-восточного эндоконтактов Гырбинского массива наблюдается зона грейзенизации мощностью 50-200 м и протяженностью до 8 км. Степень измененности пород в пределах зоны различна. Большая часть ее сложена серицитизированными (реже хлоритизированными) или слабо окварцованными гранитами. В участках более интенсивной переработки граниты превращены в кварц-мусковитовую породу с убогой вкрапленностью молибденита. По составу и структурно-текстурным особенностям граниты Гырбинского и Ан-Майского массивов совершенно аналогичны. Химический состав гранитов Гырбинского массива приведен в табл. I (анализы 19, 20, 21). В верховье руч.Озерного в гранитах Гырбинского массива наблюдаются редкие пегматитовые жилы мощностью около 6 м и протяженностью 30-40 м. Пегматит сложен крупными кристаллами светло-коричневого полевого шпата, проросшего клинообразными агрегатами зерен светло-серого и непрозрачного кварца.

Субщелочные граниты ($\chi_1\text{C}\text{r}_2$) и гранит-порфир ($\chi_1\text{K}\text{C}\text{r}_2$) слагают Усманский массив, северо-западную часть Хумнакского массива, южную часть Селемджинского массива, а также более мелкие интрузии, штоки и дайки. Кроме того, они встречаются в составе Ан-Майского и Гырбинского массивов, где занимает секундарное положение по отношению к лейкократовым гранитам.

Химический состав

№ п/п	№ в коллекции	Порода	Компоненты				
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
1	2	3	4	5	6	7	8
Амгинская свита							
1	46I/a	Липарит	71,44	0,18	13,68	2,02	2,15
2	II88	Липарит	76,90	0,09	13,17	0,59	0,36
3	2022/II	Дацит	68,27	0,47	15,55	1,55	1,90
4	I	Андезит (хетанинская свита)	60,04	0,36	16,28	4,83	2,68
Уракская свита							
5	II08 ²	Дацит	66,08	0,27	15,74	3,02	2,06
6	II596	Липарит	72,02	0,15	13,71	2,01	1,62
7	I236г	"-	72,44	0,15	13,61	1,53	1,87
8	I005	"-	72,4	0,13	13,38	1,73	2,24
9	I846	"-	71,97	0,27	14,49	1,09	1,22
Субвулканические образования							
10	I200	Липарит	72,19	0,28	14,55	2,83	0,27
11	284/I	"-	74,83	0,28	14,93	0,38	0,29
12	218	"-	74,60	0,22	13,60	0,80	1,32
13	II74	"-	73,02	0,13	13,30	1,43	2,15
14	622	"-	77,98	0,06	12,44	0,44	0,48
15	I275	"-	75,48	0,13	10,73	1,55	2,68
16	I68/I	"-	74,38	0,22	13,94	1,02	1,02
17	229	"-	77,66	0,12	12,98	0,56	0,33
Интрузивные породы							
18	I2266	Диорит (Гырбынский массив)	58,29	0,82	16,77	3,34	3,36
19	I203A	Лейкократовый гранит, (Гырбынский массив)	75,76	0,22	12,82	0,63	0,48

Таблица I

изверженных пород

в вес. %										
MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O +	H ₂ O-	F ₂ O ₅	CO ₂	Σ	П.п.п.
9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
0,07	0,95	1,71	4,26	3,09	0,66	-	0,10	-	100,31	0,52
0,04	0,09	0,06	4,02	3,45	0,54	0,37	0,01	-	99,69	0,87
0,08	1,61	1,89	3,20	3,49	1,95	0,25	0,12	-	100,33	2,02
0,12	2,38	4,74	3,24	2,71	1,68	0,20	0,11	0,60	99,97	2,48
0,08	0,81	2,07	4,44	3,80	1,52	0,28	0,11	-	100,28	1,80
0,05	0,41	1,15	4,20	3,50	0,62	0,76	0,07	-	100,27	1,28
0,09	0,95	0,76	3,75	3,61	1,00	0,56	0,04	-	100,36	1,28
0,06	0,75	0,76	3,66	3,50	1,22	0,32	0,04	-	100,19	1,32
0,06	0,53	0,93	4,26	3,27	0,60	0,44	0,07	-	98,96	0,36
0,07	0,26	0,20	5,15	2,49	1,06	0,48	0,07	-	99,87	1,40
0,03	0,40	0,19	4,16	3,53	0,96	0,32	0,02	-	100,32	1,42
0,07	0,61	1,31	3,89	3,35	0,37	0,13	0,05	-	100,32	0,41
0,03	1,02	0,76	3,81	3,48	1,00	-	0,04	-	100,17	0,64
0,02	0,33	0,23	3,12	4,16	0,49	0,16	0,01	-	99,92	0,20
0,04	0,68	0,76	3,24	3,85	1,08	0,04	0,05	-	100,31	0,84
0,05	0,40	1,37	3,70	2,96	0,56	0,29	0,05	-	99,96	0,97
0,01	0,40	1,37	2,50	4,59	0,63	0,27	0,01	-	100,19	1,02
0,12	3,40	6,37	3,33	1,99	1,20	0,43	0,23	-	99,57	1,84
0,01	0,15	1,00	3,31	3,77	0,80	0,32	0,03	0,53	99,83	1,68

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

Продолжение табл. I

№ п/п	a	c	b	S	a'	f'	m'	c'	n	φ	t	q	$\frac{a}{c}$
1	13,5	2,0	5,5	79,0	4,9	66,2	28,9	-	67,6	28,8	0,2	39,0	6,8
2	13,1	0,1	4,5	82,3	75,8	20,0	4,2	-	64,0	11,4	0,1	38,0	131,0
3	11,9	2,3	9,6	76,2	40,6	31,8	27,6	-	58,4	13,1	0,5	26,4	5,3
4	11,5	5,6	11,6	71,3	-	61,0	36,0	3,0	62,0	36,8	0,5	14,0	2,1
5	15,2	2,5	6,7	75,6	12,1	67,7	20,2	-	64,5	38,2	0,4	18,3	6,0
6	14,0	1,3	4,9	79,8	24,4	62,1	13,5	-	64,8	32,4	0,2	30,3	10,8
7	13,0	0,9	7,1	79,0	37,6	41,3	21,1	-	61,5	16,5	0,1	38,5	14,0
8	12,7	0,8	7,3	79,2	36,4	48,2	15,4	-	62,0	20,0	0,1	31,2	15,8
9	13,6	1,5	6,2	78,7	52,6	33,7	13,7	-	66,3	14,7	0,3	28,7	9,0
10	14,3	0,2	7,4	78,1	49,3	46,0	4,7	-	75,5	29,3	0,3	37,4	71,5
11	13,5	0,3	6,2	80,0	79,0	10,5	10,5	-	64,8	6,3	0,3	32,7	45,0
12	12,9	1,5	4,4	81,2	34,3	43,3	22,4	-	64,0	14,9	0,2	35,1	8,6
13	12,7	0,9	7,1	79,3	33,0	44,0	23,0	-	62,4	16,5	0,1	32,3	14,1
14	12,3	0,3	4,1	83,3	67,7	20,0	12,3	-	53,2	9,2	0,1	41,7	41,0
15	12,1	0,7	5,0	82,2	-	76,0	22,0	2,0	55,0	2,6	-	38,5	17,0

Продолжение табл. I

№ п/п	a	c	b	S	a'	f'	m'	c'	n	φ	t	q	$\frac{a}{c}$
16	11,8	1,7	6,2	80,3	62,1	27,4	10,5	-	65,5	12,5	0,2	35,2	6,9
17	11,6	1,6	3,0	83,8	55,4	23,2	21,4	-	44,9	14,8	0,1	42,9	7,5
18	10,5	6,5	13,9	69,1	-	45,7	42,6	11,7	71,8	21,3	1,0	10,7	1,6
19	12,3	1,9	2,8	83,0	51,2	35,0	13,8	-	57,0	18,5	0,2	39,5	6,5
20	12,7	0,3	4,5	82,5	68,3	24,4	7,3	-	6,1	10,0	0,1	29,3	42,3
21	13,8	0,9	3,6	81,7	53,6	35,7	10,7	-	24,6	14,3	0,2	35,1	63,5
22	7,7	10,2	22,0	60,1	-	55,0	37,2	7,8	96,5	15,0	2,5	4,4	0,8
23	10,5	6,5	21,2	61,8	-	39,9	49,0	11,1	73,9	1,9	1,8	3,9	1,6
24	13,4	6,4	13,2	67,0	2,4	55,8	41,8	-	69,0	28,0	2,3	0,8	2,0
25	12,2	0,9	3,2	83,7	36,2	38,3	25,5	-	61,5	21,3	0,2	42,1	13,5
26	14,2	0,8	3,8	81,2	42,3	43,1	8,6	-	56,5	1,3	0,2	33,2	17,5
27	15,5	1,4	4,4	78,7	41,9	43,2	14,9	-	60,9	26,8	0,5	25,0	11,0
28	15,4	0,3	2,3	82,0	42,0	44,8	13,2	-	58,6	26,3	0,1	32,6	51,3
29	15,2	0,9	3,8	80,1	45,6	36,8	17,6	-	58,2	1,2	0,2	28,9	16,8
30	14,1	2,8	5,5	77,6	12,2	64,6	23,2	-	70,5	29,3	0,3	24,2	5,0
31	13,2	3,9	6,8	76,1	12,0	51,0	37,0	-	68,0	28,0	0,5	22,9	3,4
32	12,7	1,6	5,0	80,7	38,0	40,0	22,0	-	62,5	20,0	0,3?	36,4	4,3
33	12,2	5,1	14,7	68,0	-	47,6	42,5	9,9	64,4	28,3	1,2	6,5	4,2
34	16,0	1,2	7,8	75,0	48,4	35,0	16,6	-	36,5	2,4	0,5	16,8	13,3
35	8,5	7,5	21,5	62,5	-	38,8	42,7	18,5	71,7	19,2	1,3	0,5	1,1

Усмунский массив расположен на западе территории листа, в среднем течении руч.Усмуна. Он представляет собой интрузию неправильной формы, прорывающую липариты уракской свиты. Контакты интрузии прихотливы, круто (до 60°) наклонены в сторону вмещающих пород и осложнены апофизами. Среди гранитов встречаются многочисленные ксенолиты липаритов и дацитов уракской свиты, превращенные в биогит-хлорит-кварцевые роговики. Мощность зоны контактово-измененных пород колеблется от нескольких метров до 30-50 м. Судя по остаткам кровли, интрузив вскрыт на глубину 250-300 м. В строении его участвуют мелкозернистые субщелочные граниты, переходящие в зоне эндоконтакта в гранит-порфиры. Ширина оторочки гранит-порфиров от 30 до 200 м. Субщелочные граниты Усмунского массива представляют собой мелкозернистые розовые породы гранитовой и микропегматитовой структуры. Они состоят из калинатрового полевого шпата - 67%, сильно пелитизированного альбита № 5 - 4%, кварца, часто в микропегматитовых оростках с калинатровым полевым шпатом - 24%, биотита - 4% и акцессорных минералов: сфена, циркона, апатита. Вторичные изменения выражены в пелитизации и серицитизации плагиоклазов и калинатровых полевых шпатов и замещении биотита хлоритом.

Субщелочные граниты Хумнакского массива имеют состав несколько отличный от гранитов Усмунского массива: сильно пелитизированный калинатровый полевой шпат - 40-50%, альбит-олигоклаз № 8-18 - 10-20%, кварц - 20-25%, бледно-зеленая роговая обманка - 5-10% и редкие чешуйки бурого биотита. Акцессорные минералы: апатит, циркон и магнетит; вторичные - пелитовое вещество, серицит, хлорит и эпидот.

Граносиениты ($\gamma\text{тCr}_2$) на территории листа распространены незначительно. Небольшие их штоки и дайки отмечены в верховьях руч.Маньканджи и в среднем течении р.Гырбн (Ичетовкин и др., 1967г). Кроме того, в составе интрузий субщелочных гранитов В.С.Лазарева (1963г) и Ф.Ф.Вельдякоов (1961г) отмечали граносиениты, имевшие постепенные взаимопереходы с субщелочными гранитами.

В верховье руч.Маньканджи граносиениты слагают небольшую интрузию, прорывающую кварцевые монцониты. Норийские песчано-глинистые сланцы, имеющие с граносиенитами тектонический контакт, в зоне мощностью 200-250 м превращены в кварц-биотитовые роговики. Изменения в вулканогенных породах раннего и позднего мела такие же, как около интрузий кварцевых монцонитов.

Дайки граносиенитов ($\gamma\text{тCr}_2$) и граносиенит-порфиров ($\gamma\text{тпCr}_2$), отмеченные в бассейне р.Гырбн, прорывают туфы липаритов амкинской свиты. Мощность даек 2-5 м, по простиранию они прослежены на 300-500 м. Граносиениты - светло-серые с розовым оттенком, мелкозернистые, массивные породы гранулитовой структуры. Они состоят из калинатрового полевого шпата - 65-70%, альбит-олигоклаза - 10-15%, кварца до 15%, зеленого амфибола и хлоритизированного биотита - 3-4% и магнетита - 1%. Химический состав их приведен в табл. I (анализ 34). Позднемеловой возраст граносиенитов, как и всех гранитоидов на территории листа, определяется тем, что они прорывают позднемеловые эффузивы, а сами расщепляются дайками палеогеновых базальтов. Абсолютный возраст гранитов колеблется от 40 до 103 млн. лет (табл. 2, анализы 5, 8, 10-13) при среднем значении 75 млн. лет. Некоторые исследователи считают, что субщелочные граниты и граносиениты имеют более молодой палеогеновый возраст (Умитбаев, 1964; Черговских, 1964; Корольков, 1966). Это мнение возникло из предположения о палеогеновом возрасте эффузивов уракской свиты, которую в ряде случаев подобные гранитоиды прорывают. Выше было показано, что палеогеновый возраст уракской свиты маловероятен; в то же время близость петрохимических характеристик лейкократовых и субщелочных гранитов, совместное их нахождение в составе одних интрузивных массивов и часто наблюдаемые взаимопереходы в большинстве случаев не позволяют выделить субщелочные разности пород в самостоятельную группу.

ПОЗДНЕМЕЛОВЫЕ СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ ТЕЛА И ДАЙКИ

Широкое развитие на территории листа вулканогенных образований обусловило наличие здесь разнообразных по строению и составу субвулканических тел и даек.

С определенной уверенностью удается выделить субвулканические образования, связанные с формированием амкинской, хетанинской и уракской свит; для нижнемеловой ульбериканской свиты субвулканические аналоги не установлены. С формированием амкинской свиты связаны редкие субвулканические интрузии кластолава, дацитов и липаритов, с хетанинской - дайки пироксеновых андезитов, с уракской - субвулканические интрузии и дайки липаритов, субщелочных липаритов и игнимбритов липаритового состава.

Таблица 2

Абсолютный возраст пород

№ п/п	№ пробы	Порода, место взятия пробы	K, %	$K^{40} \cdot 10^{-6}$, доли	$Az^{40} \cdot 10^{-8}$, нг/г	$\frac{Az^{40}}{K^{40}}$	Возраст, млн. лет
I	2	3	4	5	6	7	8
I	206	Биотит-амфиболовый гнейс, Охото-Кухтуйское междуречье	0,00713	0,87	27,90	0,3211	2600
2	171	Амфиболит, Охото-Кухтуйское междуречье	0,0189	2,31	21,41	0,0927	1160
3	174	Пегматит из жилы, Охото-Кухтуйское междуречье	0,0304	3,72	19,9	0,0536	780
4	172	Пегматоидный гранит, Охото-Кухтуйское междуречье	0,00688	0,84	2,18	0,0260	420
5	144/2	Гранит лейкократовый из дайки, р.Гырбы	0,0377	4,60	2,75	0,00598	100
6	146	Гранодиорит рогообманковый; правобережье р.Гырбы, Гырбынский массив	0,210	2,56	1,525	0,00596	99
7	1225	Гранодиорит, правобережье р.Гырбы, Гырбынский массив	0,0155	1,89	0,92	0,00486	82
8	1223	Гранит лейкократовый, Гырбынский массив	0,0354	4,32	2,70	0,00625	103
9	331	Диорит, верховье руч.Хумнак, Ан-Майский массив	0,01675	2,04	0,766	0,00376	65
10	2059	Гранит лейкократовый, Ан-Майский массив	0,03053	3,724	1,03	0,00273	45
11	2060	Гранит лейкократовый, Ан-Майский массив	0,0360	4,394	1,12	0,00256	40
12	55/2	Гранит порфировидный, Селемджинский массив	0,0337	4,11	2,19	0,00533	89
13	15/4	Гранит, Селемджинский массив	0,0372	4,54	1,88	0,00415	70

Продолжение табл.2

1	2	3	4	5	6	7	8
14	439	Андезит пропильтизированный, хетанинская свита, Хаканджинское месторождение	0,0213	2,60	1,145	0,00440	74
15	407	Липарит, уракская свита, Хаканджинское месторождение	0,0436	5,31	2,33	0,00439	74
16	2129	Граносиенит-порфир из дайки, Хаканджинское месторождение	0,03105	3,79	2,02	0,005327	89
17	1801	Палеогеновый андезит из дайки, Хаканджинское месторождение	0,01138	1,39	0,482	0,00346	58
18	1803	Палеогеновый андезит из дайки, Хаканджинское месторождение	0,0181	2,21	0,703	0,00318	53
19		Кварц-адуляровый материал из рудноносного штокверка, Хаканджинское месторождение	0,0626	7,63	3,22	0,00423	71

Примечание. Пробы I-4, 9-II - коллекция В.С.Лазаревой, 1963 г.; пробы 5-8, 12, 13 - коллекция В.С.Лазаревой, 1962 г.; пробы 14, 15 - коллекция В.И.Найбородина, 1965 г.; пробы 16-18 - коллекция Е.А.Шилова, 1965 г.; проба 19 - коллекция И.И.Вельдяксова, 1960 г.

Определение И.А.Загзузиной в Северо-Восточном комплексном научно-исследовательском институте СО АН СССР.

Субвулканические интрузии кластолав дацитов ($\pm \text{Cr}_2$)
и липаритов (λCr_2)

Субвулканические интрузии, сложенные липаритами, кластолавами дацитов и иногда липаритовыми игнимбритами, распространены на территории листа очень широко. Большая часть этих тел, вероятно, связана с формированием уракской свиты, и лишь две интрузии (кластолав дацитов и липаритов) более или менее уверенно отнесены к этапу формирования амкинской свиты.

Описываемая интрузия кластолав дацитов обнажена на правобережье руч. Маньканджи. Она имеет в плане округлую форму диаметром около 1 км и представляет собой, вероятно, вулканическое жерло с вертикальными стенками, вскрытое на глубину 200-250 м. Жерло выполнено породами типа кластолав или эруптивных брекчий дацитов светло-желтовато-серого цвета (Ичетовкин и др., 1967ф). Обломочный материал состоит из дацитов и ксеногенных обломков андезитов размером 0,5-3,5 см и составляет 75-80% объема породы. Цементирующая обломки основная масса представлена желтовато-бурым вулканическим стеклом перлитовой текстуры, которое на отдельных участках превращено в криптокристаллический кварц-хлоритовый агрегат. В цементирующей массе в большом количестве встречаются пустотки выщелачивания с извилистыми краями, в которых развивается аллотриоморфнозернистый кварц. Вокруг жерла дациты амкинской свиты окварцованы, пиритизированы и эпидотизированы.

Субвулканическая интрузия липаритов расположена на правобережье р. Кухтуя. Она представляет собой трещинное тело шириной до 1 км, вытянутое с севера на юг на 3,5 км (Вельдяков, 1961ф). В береговых обнажениях наблюдается крутая ориентированность флюидалности липаритов, в то время как в непосредственной близости от рассматриваемого тела в покровах аналогичных липаритов флюидалность и отдельность горизонтальны. Липариты из этого субвулканического тела представляют собой светло-серые, желтовато-серые или белые флюидалные, реже массивные породы. Структура их порфирровая с фельзитовой или микропиклитовой структурой основной массы. Вкрапленники, составляющие 10-12% объема породы, сложены олигоклазом, калинатовым полевым шпатом и кварцем; основная масса перекристаллизована в криптозерни-

стый кварц-серицит-хлоритовый агрегат. Контактное воздействие липаритов на вмещающие андезиты ульбериканской свиты выражается в зоне мощностью 15-40 см и проявлено в слабом их окварцевании и пиритизации.

Породы, слагающие описанные субвулканические интрузии, по составу и структурно-текстурным особенностям не отличимы от излившихся эффузивов амкинской свиты, что определяет их позднемеловой возраст.

Субвулканические интрузии, сложенные липаритами и реже игнимбритами липаритового состава, связанные с формированием уракской свиты, встречаются по всей территории листа. Форма интрузивных тел и их размеры очень разнообразны.

В бассейне руч. Селемджи расположена Хаканджинская субвулканическая интрузия^{х/}, изученная наиболее полно (Вельдяков, 1961ф; Шутов, 1963ф; Соболев, 1968ф). Она представляет собой удлиненной формы тело с шириной выхода на дневную поверхность от 0,3 до 2 км, протягивающееся в северо-западном направлении на 14 км. Интрузия в северной части представляет собой пластовую залежь неправильной формы, наклоненную к северо-востоку под углами 20-40°; южнее долины руч. Селемджи форма интрузии асимметричная, лакколитообразная: западный контакт наклонен к востоку под углами 60-70°, восточный - к западу под углами 15-20°, иногда до 50°. Интрузия сложена липаритами и липарито-дацитами, характеризующимися большим разнообразием структурно-текстурных особенностей: здесь наблюдаются массивные флюидалные, сферолитовые породы, и на отдельных участках брекчиевые лавы. Распределение этих разновидностей грубо полосчатое.

Ширина полос изменяется от долей метра до десятков метров. Обычно приконтактные зоны интрузии сложены липаритами массивной, параллельно-флюидалной или плитчатой текстуры, а сферолитовые разности и брекчиевые лавы приурочены к центральной части тела. Флюидалность в липаритах в общем параллельна контактам интрузии с вмещающими ее эффузивами ульбериканской, амкинской и хетанинской свит. Контактное воздействие интрузии на вмещающие породы незначительно, хотя отчетливые секущие контакты ее с многочисленными апофизами и прожилками неоднократно наблюдались как в коренных обнажениях, так и в горных выработках на Хаканджинском месторождении. Контактное воздействие выражается

^{х/} Л.Н.Пляшкевич подобные образования, в том числе и Хаканджинская субвулканическая интрузия, рассматриваются как экструзивные купола.

в развитии в породах хлорита, эпидота и карбонатов, причем в зоне непосредственного контакта количество новообразованных минералов достигает 30%. Границы между сферолитовыми, массивными и флюидальными разностями липаритов, как правило, нечеткие, постепенные.

Массивные и флюидальные липариты в составе субвулканического тела наиболее широко развиты. Это белые, розовые, розовато-сиреневые породы порфировой структуры с флюидальной текстурой.

Структуры основной массы изменчивы — микропойкилитовая, микрофельзитовая, микросферолитовая; очень редко на небольших участках устанавливается микрографическая структура. Участки основной массы с различной структурой располагаются в виде параллельных полос, обуславливая флюидальность породы. Порфировые выделения в таких липаритах составляют 5–7% объема их и представлены мелкими таблитчатыми кристаллами каликатрового полевого шпата и альбита. Основная масса представляет собой кварц-полевшпатовый агрегат с небольшой примесью серицита и рудной пыли.

Сферолитовые липариты — массивные или флюидальные светло-окрашенные породы с характерными сферическими образованиями размером от первых миллиметров до 30 см в поперечнике. Количество сферолитовых образований в породе изменчиво — от единичных до резкого преобладания над связующей массой. Мелкие сферолиты (до 2 см) имеют радиально-лучистое строение, крупные сложены микропойкилитовым кварц-полевшпатовым агрегатом. Зачастую отмечается концентрически-зональное строение сферолитов. Цементирующая масса для сферолитов микросферолитовая, микрофельзитовая, криптокристаллическая или микропойкилитовая.

Брекчиевые лавы в составе Хаканджинского субвулканического тела имеют подчиненное значение по сравнению с другими разностями пород. Это массивные светло-серые породы брекчиевой структуры, состоящие из обломков липаритов, сцементированных лавовым материалом того же состава. Размер обломков от нескольких миллиметров до 10 см, форма — неправильная угловатая. Количество обломочного материала преобладает над цементирующей массой или приблизительно равно ей по объему. Как обломки, так и основная масса представлены липаритами с микрофельзитовой и микропойкилитовой структурами основной массы.

Относительный возраст Хаканджинского субвулканического тела определяется в довольно узких пределах: липаритами прорваны

андезиты хетанинской свиты, а обломки липаритов Л.Н.Пляшкевич (1963ф) отмечает в лавах уражской свиты, развитых восточнее субвулкана. Кроме того, липариты Хаканджинского субвулкана рассечены дайками палеогеновых базальтов и долеритов. Это позволяет связывать образование Хаканджинского субвулкана с формированием уражской свиты. Подтверждением позднемелового возраста этих липаритов (конца позднего мела) являются данные определения абсолютного возраста адуляра из кварц-адулярового прожилка, секущего липариты — 71 млн. лет (Пляшкевич, 1963ф).

Субвулканические интрузии липаритов, сходные по составу и строению с Хаканджинской, отмечены на многих участках территории. Изучены они менее детально, но характерные черты Хаканджинского субвулкана (неоднородное строение, преобладание флюидальных лав с крутой ориентировкой флюидальности) устанавливаются во всех субвулканических телах этой группы. Химический состав липаритов из субвулканических тел приведен в табл. I (анализы 10–17).

Своеобразные субвулканические тела, связанные с формированием уражской свиты, описаны А.У.Филипповым (Ичетовкин и др., 1967ф) на междуречье Гырэн — Атаркана, в северо-западной части территории листа. Наиболее крупное субвулканическое тело сложено амфибол-биотитовыми и биотитовыми игнимбритами липаритового состава. Интрузив имеет в плане примерно треугольную форму и на северном своем фланге прорывает эффузивы ульбериканской и амкинской свит, а на юге постепенно сменяется слабо дифференцированными покровами игнимбритов. Очевидно, что здесь мы имеем дело с различными частями вулканического аппарата: субвулканические игнимбристы выполняют жерло палеовулкана, а слабо стратифицированные разности являются околожерловыми образованиями. Непосредственно в зоне эндоконтакта с ульбериканскими андезитами в субвулканических игнимбристах наблюдается оторочка мощностью 1 мм, сложенная микрофельзитовым агрегатом. Следующая зона мощностью 0,5–1 см сложена мелкими обломками кристаллов размером в сотне-десятые доли миллиметра, сцементированными сильно сваренными витрокластическим материалом. При удалении от контакта размер обломков кристаллов увеличивается и на расстоянии 1–1,5 см от него достигает 1–2 мм. Вмещающие андезиты часто рассекаются микроапофизами мощностью 0,3–0,4 мм, сложенными микрофельзитом; в более мощных апофизах (до 1 см) проявляется витрокластическое строение. Здесь мелкие линзовидные обломки стекла ориентированы

параллельно зальбандам, обуславливая псевдофилидальное строение пород. Контактные изменения вблизи интрузии выражаются главным образом в окварцевании, эпидотизации, альбитизации, хлоритизации и биотитизации пород. Положение субвулканической интрузии вблизи крупного разлома, проходящего вдоль долины р. Охоты, среди интенсивно пропилитизированных вулканогенных пород затрудняет разделение процессов метаморфизма, связанных с интрузией и региональным гидротермальным преобразованием. Однако несмотря на сходство новообразованных минеральных ассоциаций, отмечаются некоторые различия в количестве новообразований, а также в появлении в экзоконтактовой зоне интрузии минералов высокотемпературных ассоциаций. В зоне влияния интрузии, наряду с эпидотом, альбитом, кварцем, постоянно присутствует вторичный биотит, а общее количество новообразованных минералов всегда много больше 50%. Наиболее интенсивному окварцеванию подверглись андезиты, андезито-базальты и их туфы ульбериканской свиты. Мощность зоны измененных пород 50-100 м.

Амфибол-биотитовые игнимбриты липаритового состава, слагающие это субвулканическое тело, представляют собой массивные зеленовато-серые породы порфирокластической структуры. Количество обломков кристаллов составляет 40-50% объема породы - они представлены кварцем - 14-20%, андезитом № 34-38 - 17-30%, апортитом - 2-5%, биотитом - до 1% и единичными зернами розовой обманки ($2V = -60^\circ$, $cNg = 18^\circ$); акцессорные минералы: магнетит, циркон, апатит, ортит, ильменит. Кроме обломков кристаллов, в породе содержатся обломки стекла, имеющие вид полос линз, либо овальных образований. Располагаясь почти параллельно, такие линзочки и полоски стекла придают породе псевдофилидальный облик. У контакта субвулканических игнимбритов с вмещающими породами в игнимбритах содержится большое количество остроугольных 2-5-сантиметровых ксенолитов андезитов, андезито-базальтов и гранитов. При удалении от контакта в глубь массива они исчезают. Обломки минералов, пород и вулканического стекла заключены в стекловатую основную массу с отчетливо выраженной микроигнимбритовой псевдофилидальной структурой. Вторичные изменения в породах незначительны: плагиоклазы целитизированы или серицитизированы, биотит замещается хлоритом, амфибол-хлоритом и пренимом.

Южнее описанного субвулканического тела, в долине р. Гырбн А.У. Филиппов отмечает еще одну субвулканическую интрузию, сло-

женную "мелкопорфировыми" биотитовыми игнимбритами. Контакты ее с вмещающими породами нечеткие, вероятно, имеется постепенный переход между керловыми и околокерловыми образованиями. Реликтовая игнимбритовая структура этих пород устанавливается под микроскопом с большим трудом из-за сильной их перекристаллизации. Первичная структура характеризуется наличием раздавленных обломков вулканического стекла, определяющих псевдофилидальность породы, и большим количеством раздробленных обломков минералов. Количественно минеральный состав этих пород такой: кварц - 9-20%, андезит № 34 - 13-25%, апортит - 5-8%, биотит - 0,4-0,9%, основная масса - 57-65%. Сложное строение имеет два субвулканических тела, расположенные в междуречье Атаркана - Гырбн (Ичетовкин и др., 1967ф). Наиболее крупное из них имеет в плане округлую форму; диаметр его около 2,5 км; форма второго тела овальная, размеры его 0,6x0,3 км. Строение этих субвулканических тел зональное. По периферии обнажены зеленовато-серые и светло-серые биотитовые липариты, в средней части - эруптивная брекчия дацитов, а центральная часть выполнена своеобразными игнимбритоподобными породами массивной текстуры и кластической структуры. По составу они соответствуют андезитам. Для них характерна высокая основность, вкрапленников плагиоклазов и кислый состав основной массы. Кластический материал составляет 60-70% объема породы, в обломках - зональный плагиоклаз (в ядре № 65-75, в кайме № 45-55), хлоритизированный и эпидотизированный амфибол, редко кварц и обломки пород: андезиты, липариты и граниты. Цементирующая масса состоит из мельчайших (0,1 мм) обломков стекла линзовидной формы.

Лейкократовые субщелочные граниты, располагающиеся в непосредственном контакте с субвулканической интрузией, прорываются игнимбритоподобными андезитами. В последних содержатся ксенолиты этих гранитов, количество которых в зоне контакта достигает 40-50% объема породы, а размер колеблется от 1-5 до 30-40 см. При удалении от контакта с гранитами количество и размер их обломков уменьшаются. Вопрос о стратифицированных аналогах описанных субвулканических тел спорен. А.У. Филиппов (1967ф) считает ими эффузивы амгинской и хетанинской свит, но в таком случае неясно появление в этих субвулканических образованиях обломков лейкократовых гранитов, аналогов гранитов Усманского массива, прорывающего эффузивы уражской свиты. В бассейне р. Кетанди, западнее территории рассматриваемого листа, автор наблюдал горизонты подобных андезитов среди эффузивов

уракской свиты и потому считает данные субвулканические тела более молодыми, связывая их образование с формированием уракской свиты. Дайки липаритов, фельзитов и кислых вулканических стекол (Asr_2), связанные, вероятно, с формированием уракской свиты, широко распространены на территории рассматриваемого листа. Мощность даек обычно 2-6 м, по простиранию они прослеживаются на 50-100 м; гораздо реже встречаются дайки длиной до 4 км и мощностью до 500 м (Ичетовкин, 1967ф; Лазарева, 1963ф). Последние сложены белыми или светло-розовыми фельзолипаритами, переходящими в центральных частях даек в гранит-порфиры.

Позднемеловой возраст описанных субвулканических тел (в том числе даек) обосновывается тем, что они прорывают верхнемеловые эффузивы, а сами рассекаются дайками базальтов и долеритов палеогена. Косвенным доказательством, кроме того, является отсутствие среди базальтов хакаринской свиты даек кислого состава.

Дайки андезитов ($асг_2$)

Дайки пироксеновых андезитов, секущие амкинскую свиту, встречены в междуречье Арки - Гырби, в бассейне руч. Селемджи и других участках. Часто они располагаются вблизи полей развития эффузивов хетавинской свиты и являются, вероятно, корнями размытых покровов. Мощность даек колеблется от 0,2 до 3-5 м, длина 50-1000 м. По минералогическим и структурным особенностям породы, слагающие дайки и покровы хетавинской свиты, совершенно аналогичны.

С позднемеловым магматическим этапом связано наиболее интенсивное гидротермальное преобразование пород. Процессами регионального гидротермального метаморфизма затронуты практически все породы района, независимо от их состава, возраста и структурного положения. В контроле над количественной стороной изменений большую роль играют разрывные нарушения, вследствие чего основные поля развития интенсивно измененных пород пространственно тяготеют к зонам разломов.

Наиболее широко представлена формация пропилитов средней и низкотемпературной фаций. Пропилитовые изменения характерны не только для изверженных пород среднего и основного состава, но и для кислых разностей, причем преобразованы при этом как вулканогенные, так и интрузивные образования. Большая часть

пород изменена в фации низкотемпературной пропилитизации с новообразованиями карбоната, хлорита, кварца, серицита, пирита. Среднетемпературная пропилитизация сосредоточена в основном в зонах разломов, контролирующих размещение интрузивных пород. Границу между фациями пропилитизации можно провести по внешнему контуру распространения эпидота, в парагенезисе с которым постоянно отмечаются сфен, альбит, хлорит, карбонат, пирит. В экзоконтактных зонах субвулканических интрузий, кроме перечисленных минералов, присутствует калиевый полевой шпат. В андезитах и их туфах содержание новообразованного хлорита и эпидота обычно выше, чем в липаритах, игнимбритах, туфах липаритов. В кислых же разностях больше серицита и глинистых минералов. Наиболее интенсивное преобразование пород отмечается в районе Хаканджинского месторождения, среднем течении руч. Маньканджи, на правом берегу руч. Атаркана и на Атаркан - Охотском междуречье, где количество новообразованных минералов постоянно превышает 50% объема пород. Здесь же в пропилитизированных породах отмечаются участки с гнездовидными обособлениями, выполненными хлоритом, эпидотом, карбонатом, редко рудным минералом (участки псевдоминдалекаменных текстур).

Метасоматические изменения типа вторичных кварцитов (фации гидрослюдисто-кварцевая, каолинит-кварцевая, адуляро-кварцевая, андалузитовая, диаспоровая) наблюдаются в основном в тех же ослабленных зонах, что и интенсивно пропилитизированные породы, но в отличие от них, в большинстве случаев обнаруживают тесную пространственную связь с субвулканическими интрузиями липаритов. Вторичные кварциты располагаются как в самих интрузивах, так и на незначительном удалении от них во вмещающих породах.

Наиболее высокотемпературные метасоматиты представлены андалузитовой и диаспоровой фациями. Породы андалузитовой фации известны в среднем течении руч. Озерного (Ичетовкин и др., 1967ф), где они образовались в зоне экзоконтакта штока кварцевых монзонитов по игнимбрикам уракской свиты. Центральная часть тел сложена андалузит-каолинитовыми кварцитами, которые к периферии постепенно сменяются андалузит-каолинит-галлуазитовыми породами. Вторичные кварциты диаспоровой фации установлены на правом берегу руч. Хоронджи, выше устья руч. Горелого (Вельдяксов и др., 1960ф) среди липаритов, слагающих небольшое субвулканическое тело. Протяженность зоны измененных пород

около 2 км, простирание субмеридиональное, мощность меняется от 50 до 200 м. Зона сложена серыми с зеленоватым оттенком породами, состоящими из кварца, пирофиллита, диаспора и гидромусковита (?), среди которых установлены пирофиллит-диаспоровые и кварцево-слюдистые разности.

Вторичные кварциты низких температурных ступеней представлены гидрослюдисто-кварцевой, каолинит-кварцевой и адуляро-кварцевой фациями. Породы гидрослюдисто-кварцевой фации развиты в бассейне ручьев Манькандки и Селемджи. В бассейне руч. Манькандки известны два поля вторичных кварцитов, расположенных в зоне экзоконтакта штока, сложенного кварцевыми монцонитами и граносиенитами. В южном экзоконтакте штока вторичные кварциты залегают среди липаритов амгинской свиты, образуя пологопадающее (угол 10-15°) тело мощностью 150-200 м, шириной около 2 км и протяженностью 7 км (Ичетовкин и др., 1967ф). Второе поле кварцитов приурочено к субвулканическому трещинному телу фельзолипаритов. Мощность кварцитов определяется шириной выхода субвулканического тела и изменяется от 500 м на юге до 1500 м на севере, протяженность его 8 км. В бассейне руч. Селемджи метасоматическому замещению подвергся широкий комплекс вулканогенных и субвулканических пород. Наиболее мощная зона гидрослюдисто-кварцевых образований с гидрослюдами типа иллита или гидромусковита отмечена в районе Хаканджинского месторождения. Здесь изменения захватили восточную часть субвулканического тела липаритов шириной 0,5-1,0 км. По периферии зоны в породах появляются минералы нонтронит-монтмориллонитового ряда, где В.И.Найбородин (1967ф) условно выделяет каолинит-кварцевую фацию метасоматитов.

Адуляро-кварцевые породы известны только в районе Хаканджинского месторождения, где выделены Л.Н.Пляшкевич (1964ф) в самостоятельную адуляро-кварцевую фацию вторичных кварцитов. Адуляризация развивается в основном в рудной зоне, но частично захватывает кварц-серицитовые, каолинит-кварцевые и пропилитизированные породы. Адуляр образует как гнездовидные и полосовидные скопления, так и входит в состав двухкомпонентной породы, состоящей из адуляра (до 55%) и кварца.

Крупные зоны разрывных нарушений, в которых сосредоточен основной объем гидротермально-намененных пород, служили, вероятно, рудораспределяющими каналами и контролировали размещение рудопроявлений молибдена, ртути и золота.

С фациями пропилитизации связаны незначительные, имеющие лишь принципиальное значение, содержания золота, серебра и, видимо, ртути. Наиболее интересные рудопроявления ассоциируют с метасоматитами типа вторичных кварцитов, с адуляро-кварцевой фацией которых связаны богатые золото-серебряные руды.

ПАЛЕОГЕНОВЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

К палеогеновым интрузивам отнесены три небольших штока оливин-пироксеновых и пироксеновых габбро-диоритов, расположенных в бассейнах ручьев Усмуна (Лазарева, 1963ф) и Атаркана (Ичетовкин, 1967ф). Они представляют собой тела изометричной формы размером около 700x1000 м, с крутыми (до вертикальных) контактами. На левобережье руч. Усмуна габбро-диоритами прорываются липаритовые игнимбриты уракской свиты, а в бассейне руч. Атаркана их вмещают игнимбритоподобные андезиты описанной выше субвулканической интрузии. Контактное воздействие габброидов на вмещающие породы крайне незначительно и выражается в зоне мощностью в несколько сантиметров в развитии биотита, эпидота и хлорита.

Габбро-диориты ($\gamma\beta\text{Pg}$) представляют собой темно-серые, массивные, среднезернистые породы габбровой, участками призматическизернистой структуры, состоящие из лабрадора № 53-54 - 60%, пироксена, частично замещенного роговой обманкой и хлоритом - 35,6%, редких зерен оливина, который определяется по характерным формам и продуктам замещения (иддингсит, боулингит), магнетита - 3%; аксессуарный минерал - апатит. Химический состав их иллюстрирует анализ 35 в табл. I.

На территории листа отмечаются пластовые тела, но наиболее часто встречаются и дайки долеритов и базальтов палеогенового возраста, являющиеся, вероятно, корнями базальтовых покровов хакаринской свиты. Мощность пластовых тел достигает 20 м, по простиранию они прослежены до 2 км (Шутов, Старников, 1963ф).

Дайки палеогеновых базальтов и долеритов ($\beta\text{Pg}, \alpha\text{Pg}$) встречаются на всей территории листа. Простирание даек разнообразно, мощность колеблется от долей метра до 30 м, длина достигает 3 км. Долериты представляют собой темно-серые, мелкозернистые породы порфировой структуры с микродолеритовой (с элементами толентовой) структурой основной массы. Основная масса сложена удлиненно-таблитчатыми кристаллами лабрадора № 56-60 - 50-70% и моноклинного пирок-

сена - 20-30%, в промежутках между которыми расположены зерна магнетита - до 3%. Вкрапленники сложены лабрадором, моноклинным и ромбическим пироксеном и оливином (?). Акцессорный минерал - апатит.

Палеогеновый возраст описанных интрузивов и даек определяется тем, что они прорывают эффузивы урагской свиты. Кайнотипный облик пород и общие структурно-минералогические особенности позволяют считать, что эти интрузивы, дайки и эффузивы хакаринской свиты сформировались в один этап магматической деятельности. Гидротермальные проявления, связанные с этим этапом магматизма, неизвестны.

Наложенный материал позволяет выделить несколько магматических циклов, проявившихся на территории листа.

Следы архейского магматизма запечатлены в послонных и, реже, секущих инъекциях микроклиновых гранитов в гнейсовой толще. О палеозойском и раннемезозойском магматизме на территории листа сведения очень скудны, но полностью отрицать проявление его в это время нельзя. Непосредственно к северо-востоку от территории листа, в бассейне р.Сибегги (Вельдяксов, 1967) известны девонские интрузии гранитоидов и диоритов, а о пермском магматизме свидетельствуют слои туфов липаритов в отложениях ньякалинской свиты. Резкая активизация магматических процессов произошла в меловое и палеогеновое время в связи с заложением и развитием Охотско-Чукотского вулканического пояса. За этот сравнительно короткий отрезок времени была накоплена толща эффузивов мощностью около 3 км и сформированы многочисленные интрузивные и субвулканические тела разнообразного состава. В раннем мелу произошли трещинные извержения лав среднего состава, интрузивные тела этого этапа не установлены. В сенноманский и туронский (?) века произошли извержения эффузивов кислого состава (амкинская свита) и сформировались субвулканические интрузии дацитов и липаритов. Примерно в это же время внедрились диориты, гранодиориты и затем граниты (сформировались Ан-Майский и Гырбинский массивы). В сенонский (?) век на отдельных участках территории по крупным расколам излились андезиты хетанинской свиты и, вероятно, в это же время были сформированы небольшие интрузии кварцевых монзонитов. В самом конце позднего мела произошли мощные извержения эффузивов кислого состава, сформировались многочисленные субвулканические и гипабиссальные интрузии липаритов, игнимбитов, субщелочных гранитов и граносиенитов. Этот этап магматизма сопровождался наиболее интенсивными гидротермальными процессами, которые обусловили образование

Хакаринского месторождения, а также мелких рудопроявлений золота, серебра и, видимо, ртути. В завершающие этапы магматической деятельности излились слабо дифференцированные базальтовые лавы (хакаринская свита), а также сформировались мелкие штоки габбро-диоритов, силлы и дайки долеритов и базальтов.

ТЕКТОНИКА

Территория листа расположена в пределах Охотского срединного массива, фундамент и первый ярус которого здесь большей частью переработаны и погребены под эффузивными образованиями Охотско-Чукотского вулканического пояса. На востоке территории листа сохранились фрагменты крупных структур Охотского массива: юго-западное окончание Кухтуйского выступа, сложенного архейскими кристаллическими породами, и северо-западная часть Куланского прогиба, где отмечается широкое развитие терригенных пермских и верхнетриасовых отложений верхоянского комплекса мощностью до 3000 м (Вельдяксов и др., 1967).

О строении фундамента вулканитов в западной части территории листа судить трудно, ибо по системе расколов, проходящих примерно вдоль долины р.Охоты, фундамент опущен на значительную глубину. Единственный выход верхнетриасовых отложений в бассейне руч.Маньканджи позволяет условно продолжить сюда Куланский прогиб, выполненный пермскими и верхнетриасовыми отложениями (Вельдяксов и др., 1967). Вулканогенные образования, развитые в западной части территории листа, Г.Н.Чертовских (1964) относил к Ульяновскому наложенному прогибу; по нашим данным (Корольков, 1966; Вельдяксов и др., 1967) границей Ульяновского прогиба следует считать Кетандинскую зону разломов, расположенную западнее территории листа (Чиков, 1965).

Строение архейских метаморфических толщ, слагающих Кухтуйский выступ, сложное и недостаточно выясненное. По данным Э.С.Лазаревой (1964), несколько севернее территории листа архейские гнейсы слагают крупную синклинали меридионального простирания, ось которой проходит вдоль долины р.Охоты, а размах крыльев достигает 20 км. На территории рассматриваемого листа сохранилось лишь восточное крыло этой структуры, для которой характерно падение кристаллизационной сланцеватости под углом 70-80°. Крыло складки осложнено мелкими продольными и поперечными складками, размах крыльев которых около 1 км, а углы

падения 60–80°. В участках антиклинальных и синклинальных перегибов наблюдается интенсивная мелкая плитчатость (рис.1).

По геологическим и геофизическим данным границы Кухтуйского выступа тектонические (Песков, 1966ф; Лазарева, 1964ф; Задорожко, 1965ф; Шапошников, 1961). Западная граница Кухтуйского выступа на территории листа совпадает с Охотской зоной разломов, а южная – завуалирована массивами гранитоидов, субвулканическими телами и покровами вулканитов и трассируется от устья руч.Маньканджи в восток–северо–восточном направлении к южному блоку выведенных на поверхность архейских кристаллических пород и проявляется на отдельных участках в виде разломов этой ориентировки. К западу и югу от границ Кухтуйского выступа мощность верхнепалеозойских и мезозойских образований чехла массива и вулканических пород Охотско–Чукотского пояса резко увеличивается. Западная граница выступа выражается в магнитном поле – вдоль Охотской зоны разломов происходит смена слабоотрицательного магнитного поля с отдельными аномалиями изометричной и вытянутой в плане формы на напряженное знакопеременное поле, свойственное районам развития вулканических пород. Южная граница в магнитном поле менее четка.

Пермские и триасовые отложения, обнажающиеся южнее и западнее Кухтуйского выступа, дислоцированы незначительно. Они обычно смяты в широкие брахиформные складки с углами падения крыльев 15–30°, и лишь вблизи крупных разрывов осложнены мелкими складками с углами падения слоев до 60°. Наиболее крупной структурой, сложенной пермскими и триасовыми отложениями, является Хумнакская брахиантиклиналь, расположенная в верховье р.Хумнака на Охото–Кухтуйском междуречье (Вальдяков, 1961ф). В ядре Хумнакской антиклинали расположен Ан–Майский интрузивный массив, почти полностью уничтоживший центральную часть этой структуры. Размах крыльев Хумнакской антиклинали 22–25 км, углы падения 15–30°. На южном и восточном крыльях ее обнажены пермские и верхнетриасовые отложения, северное крыло опущено по разлому восток–северо–восточного простирания и здесь обнажены только норийские отложения. Юго–западнее Хумнакской антиклинали расположена сопряженная с ней синклиналь, в ядре которой залегают верхненорийско–ретокие (?), а на крыльях – верхнепермские отложения. Ось складки ориентирована в субмеридиональном направлении и совпадает с долиной р.Хумнака; восточное крыло наклонено под углом 20°, западное, нарушенное меридиональным разломом, под углом 40°. В бассейне руч.Лабазного находится еще одна синклинальная складка, в ядре которой находятся нижненорийские отложения, а крылья



Рис.1. Тектоническая схема

Охотский срединный массив: 1 – Кухтуйский выступ (Кх) (архейский кристаллический фундамент); 2 – первый структурный ярус (осадочный покров пермских и триасовых отложений). Охотско–Чукотский вулканогенный пояс орогенного этапа развития мезозойского (покровные образования массива): 3 – нижняя часть второго структурного яруса (эффузивы ульбериканской, амгинской и хетаньской свиты); а – преимущественно туфы, б – преимущественно лавы (эффузивы урянской свиты); 4 – средняя часть второго структурного яруса; 5 – верхняя часть второго структурного яруса (эффузивы хакаринской свиты); 6 – третий структурный ярус (осадочные четвертичные отложения); 7 – позднемеловые интрузивы Охотско–Чукотского вулканогенного пояса (а – диоритов, б – гранодиоритов и гранитов): I – Гырбинский, II – Ан–Майский, III – Усмуянский, IV – Селемджинский; 8 – позднемеловые субвулканические тела диоритов: V – Гырбинское, VI – Хаканджинское; 9 – вулкано–тектонические структуры и их границы (а – установленные, б – предполагаемые); К – Кунакская, Г – Гырбинская, У – Уегинская, А – Атаранская, Х – Хумнакская; 10 – главные тектонические разрывы; II – оси антиклинальных (а) и синклинальных (б) складок; 12 – преобладающее падение слоев пород

сложены верхнепермскими образованиями. Простираение складки северо-западное, размах крыльев 4 км, падение их под углом 15° ; по простиранию складка прослежена на 8 км. Юго-западное крыло складки осложнено разломом северо-западного простирания. Заметим, что на территории листа лучше сохранились синклинали складки, сложенные триасовыми образованиями, а ядра антиклиналей большей частью уничтожены внедрившимися в них интрузивами гранитоидов. Пермские и триасовые отложения отчетливо дешифрируются на магнитных картах пониженными значениями магнитного поля (рис.2). Вулканогенные образования, с резким угловым несогласием перекрывающие архейские, пермские и триасовые толщи, залегают относительно спокойно, что свидетельствует о наложенном характере вулканитов Охотско-Чукотского пояса на более древние структуры района. Наклонное залегание покровы эффузивов приобретают лишь вблизи зон разломов (порой до 40°), а также на крыльях вулканотектонических структур оседания. В районе выявлено четыре такие структуры - Куанская, Селемджинская, Гырынская и Деве-Атарканская, сложенные эффузивами уракской и хакаринской свит.

Куанская вулканотектоническая структура оседания представляет собой огромную "чашу" диаметром около 60 км, выполненную в основном эффузивами уракской и хакаринской свит (Задорожко, 1965ф; Корольков, 1966). В бассейне р.Арки расположена лишь северо-восточная периферическая часть этой структуры, значительно нарушенная разломами северо-западного и субмеридионального простирания. По этим разломам на поверхность выведены блоки, сложенные породами амкинской и хетанинской свит. На левобережье р.Арки покровы липаритов уракской свиты залегают горизонтально, и, очевидно, не могут быть включены в состав Куанской вулканоструктуры. На правом берегу р.Арки наблюдалось выдержанное юго-западное падение покровов этих липаритов, под углами $10-15^{\circ}$, причем мощность свиты здесь всего 150 м. Далее на юго-запад, по направлению к центру структуры, мощность свиты увеличивается до 400 м (бассейн руч.Кончи), а в бассейне р.Кунана уже за пределами территории листа, происходит выполаживание залегания покровов уракской свиты и в центре структуры они лежат горизонтально. Базальты хакаринской свиты, сохранившиеся в Куанской структуре, в бассейне руч.Кончи залегают субгоризонтально.

В бассейне руч.Селемджи расположена другая структура такого же рода - Селемджинская. В целом она имеет грубо овальную

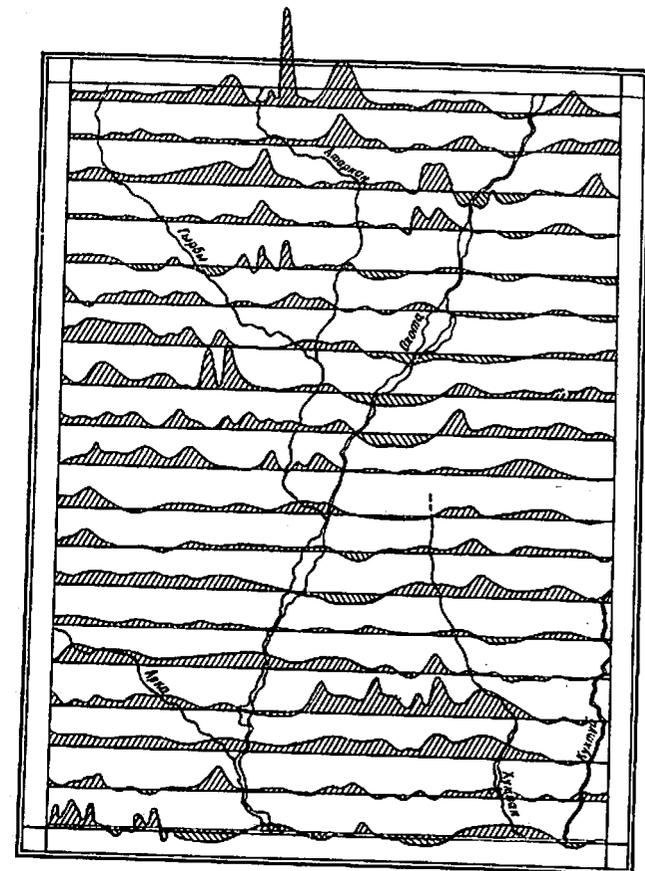


Рис.2. Карта графиков $\Delta T(a)$

форму и вытянута с северо-запада на юго-восток на 20 км при ширине 12–15 км. Центральная часть структуры выполнена игнимбри-тами уракокой свиты, по периферии обнажены эффузивы амжинской и хетанинской свит. На юго-западном крыле вулканоструктуры, в верховье руч. Селемджи залегание эффузивов амжинской свиты горизонтально. В направлении на северо-восток, при движении к центру структур, они приобретают наклон в 20° и перекрываются андезитами хетанинской свиты. Покровы игнимбри-тов уракокой свиты, сменяющие хетанинские андезиты, наклонены на северо-запад под углом в 30° , а в центре структур залегают горизонтально. По северной и северо-восточной окраинам структуры падение покровов соответственно на юг и юго-восток под углами $5-10^\circ$, то есть в целом для нее характерно центриклинальное залегание покровов. В пределах этой структуры отчетливо проявлено увеличение степени сваренности игнимбри-тов от ее периферии к центру (Соболев, 1968ф). На юге Селемджинская вулканоструктурная структура перекрыта чехлом четвертичных отложений Охотско-Кухтуйской впадины, однако продолжение ее уверенно дешифрируется по магнитным аномалиям. Для молодых вулканоструктур в районе характерны изометричные или несколько вытянутые в плане аномальные участки, характеризующиеся напряженным знакопеременным полем интенсивностью от -5 до $+20$ мэ, окаймленными дугowymi положительными и отрицательными аномалиями (Задорожко, 1965ф, Корольков, 1966). Своеобразие таких участков аномального магнитного поля позволяет уверенно оконтуривать вулканоструктуры даже в районах широкого развития полей вулканитов. По характеру магнитного поля можно выделить на севере территории в долине р. Охоты вулканический прогиб меридионального простирания шириной около 8 км, который возник, видимо, в зоне разлома, ограничивавшего с запада Кухтуйский выступ (Уегинская вулканоструктура, Задорожко, 1965ф). Несмотря на почти полное отсутствие обнажений в этом районе, о наличии такого прогиба свидетельствуют выходы лавитов уракокой свиты, налегающих на архейские кристаллические породы.

Гырбинская и Атарканская вулканоструктурные структуры по строению сходны с вышеописанными. Для всех их характерны следующие основные черты: чашеобразная форма, обусловленная наклонным залеганием покровов по их периферии и горизонтальным в ядре; ограничение (или приуроченность) к зонам крупных разломов; существенно лавовый и игнимбри-товый характер толщ, выполняющих структуры, и их повышенная мощность.

Подводя итог вышеизложенному, можно сказать, что по степени метаморфизма, характеру отложений и их дислоцированности на территории листа выделяются три структурных яруса, разделенные поверхностями региональных несогласий:

1. Архейский, представляющий кристаллическое основание (фундамент) Охотского массива.
2. Пермский и триасовый (первый ярус), отвечающий одному из этапов субплатформенного развития массива (второй ярус).
3. Меловой и палеогеновый, возникший в связи с эволюцией Охотско-Чукотского вулканогенного поля; он разделяется на три части – нижнюю ($Ст_1^{чл}$, $Ст_2^{ам}$), среднюю ($Ст_2^{чл}$) и верхнюю ($Р_Г^{чл}$).
4. Осадочные четвертичные отложения слагают третий структурный ярус.

Важнейшее значение в формировании тектонических особенностей района принадлежит разрывным нарушениям, которые группируются в основном в две зоны: Кухтуй-Гырбинскую северо-западного и Охотскую субмеридионального простирания. Кроме этих основных зон, протяженные меридиональные разрывы установлены в бассейне р. Хумнака, а широтные – в верховье р. Атаркана.

Охотская зона разломов, имеющая ширину около 10 км, проходит вдоль долины р. Охоты и ограничивает с запада Кухтуйский выступ. Большинство разрывов Охотской зоны расположено в пределах обширных долин рек Охоты, Гырби и Атаркана и устанавливается лишь по аэромагнитным данным. Зона выражена системой линейных магнитных аномалий интенсивностью 10–15 мэ, прослеживающейся от южной границы территории листа до р. Атаркана. К востоку от этой аномальной зоны магнитное поле характеризуется незначительной напряженностью при меридиональном простирании аномальных осей, к западу от зоны напряженность магнитного поля возрастает и нарушается упорядоченность ориентировки аномальных осей, что объясняется увеличением мощности вулканогенных образований.

Кухтуй-Гырбинская зона разломов, ширина которой достигает 20 км, является выражением в вулканогенном чехле крупной Нетер-Кухтуйской тектоно-магматической зоны (Вельдяков и др., 1967). Последняя прослеживается в северо-западном направлении от устья р. Кухтуя в верховье руч. Нетер на расстояние около 250 км. Нетер-Кухтуйская зона в общем плане магнитного поля выражается положительными линейными аномалиями интенсивностью до 20 мэ или линейными участками, вдоль которых происходит нарушение структуры магнитного поля (Задорожко, 1965ф). В пределах зоны установлено значительное количество различных по составу и возрасту интрузив-

зивных массивов и субвулканических тел. На территории данного листа Кухтуй-Гыронская зона на магнитных картах отражена слабо, однако выражена на карте силы тяжести перегибом изоаномал в районе пос. Арки (Шапошников, 1961). Кроме того, Кухтуй-Гыронская зона фиксируется ступенем сети разрывов, большинство из которых также имеет северо-западное простирание, а также насыщенностью интрузивными и субвулканическими образованиями (Усмунский, Селемджинский, Гыронский интрузивные массивы). К Кухтуй-Гыронской и Охотской зонам разломов приурочены поля гидротермально-измененных пород и рудопроявления полезных ископаемых, а в районе их пересечения находится Хаканджинское золото-серебряное месторождение. Все вышеперечисленное позволяет классифицировать эти зоны как зоны глубинных разломов, расчленяющих Охотский массив на крупные блоки и являющиеся магмаконтролирующими и, возможно, рудоконтролирующими структурами.

Наиболее крупные разломы Охотской зоны прослеживаются на расстоянии до 30 км. Простирание их большей частью совпадает с простиранием зоны в целом, то есть север-северо-восточное. Перемещение блоков пород по этим разломам достигает 1 км (левобережье р. Охоты), но обычно не превышает 300 м. Мощность зон интенсивно дробленых пород 100-200 м, к ним приурочены кварцевые жилы и дайки базальтов и липаритов. Обычно основные разрывы сопровождаются сетью мелких оперяющихся нарушений, смещения по которым незначительны или отсутствуют вообще. Мощность таких зон обычно несколько метров. На левобережье р. Охоты разлом "охотского" направления срезается разломом восток-северо-восточного простирания, по которому граничат триасовые отложения и граниты Ан-Майского массива.

В Кухтуй-Гыронской зоне кроме разломов северо-западного простирания, согласных с общим простиранием зоны, широко распространены субмеридиональные и субширотные разломы. Пересечение этих разломов образует сложную мозаику блоков, относительные перемещения которых достигают 1 км. Наиболее крупные разломы Кухтуй-Гыронской зоны (например, разлом, ограничивающий с юга выходы триасовых отложений в междуречье Усмуна - Маньканджи) выражаются на магнитных картах в смене характера магнитного поля. Основные перемещения по разломам Кухтуй-Гыронской зоны допалеогеновые, так как базальты хакаринской свиты ими не смещаются. В бассейне р. Хумнака установлено несколько разрывов субмеридионального простирания, прослеженных на 30 км. К пересечению этих разломов с Охотской зоной в бассейне р. Ханькана, ви-

димо, и приурочен Уггиносский вулканический прогиб, почти полностью скрытый под чехлом четвертичных отложений.

Краткая история геологического развития района

В архейское время Охотский массив и Алданский щит представляли собой единую крупную геосинклинальную структуру, развитие которой завершилось мощными складкообразовательными, метаморфическими и магматическими процессами не позднее раннего протерозоя (Гринберг, 1968). Обособление Охотского массива приходится, вероятно, на позднюю часть среднего протерозоя, то есть на время заложения Билячханского регионального разлома, ограничивающего Охотский массив с запада (Вельдяков и др., 1967). О поздней протерозойской и ранне-среднепалеозойской истории на территории листа нет данных, но по аналогии с районом Юровского блока, расположенным юго-западнее (Юрьков, 1966), и бассейном р. Сибеги, находящимся северо-восточнее (Вельдяков, 1967), можно предположить, что в позднем протерозое, раннем ордовике и девоне территория листа подвергалась кратковременным трансгрессиям, но отложения этих эпох позднее были размыты. В раннепермское время по юго-западной окраине Кухтуйского выступа закладывается Юланский прогиб, в котором в лагуно-континентальных условиях в течение пермского периода происходило формирование терригенной толщи мощностью более 1500 м, сменившееся после ранне-среднетриасового перерыва в осадконакоплении трансгрессией поздне-триасовой эпохи. Вероятно, с середины юры большая часть территории стала сушей и осталась ею до настоящего времени. Скорее всего в позднеюрское время в районе произошли значительные окладчатоглибовые перемещения, явившиеся отзвуками главной фазы складчатости в Яно-Кольмской геосинклинальной области. С конца (?) раннего мела территория становится областью интенсивного вулканизма. Начальные его этапы запечатлены в излияниях лав среднего состава (ульбериканская свита). На границе раннего и позднего мела вулканическая деятельность прекратилась, но уже в сеноманском веке вновь резко активизировалась. Позднемеловой вулканизм развивался в тесной связи с процессами интрузивного магматизма, хотя внедрение интрузий, по нашим данным, несколько запаздывало по отношению к вулканическим процессам. В сеноманский и туронский века изливаются лавы кислого состава (амжинская свита) и формируются интрузии диоритов, гранодиоритов и лейкократовых гранитов. В туронский (?) век происходят излияния

лав среднего состава (хетанинская свита) и формируются небольшие интрузии кварцевых монзонитов. После кратковременного перерыва, в конце позднего мела на значительных участках территории произошли извержения кислых лав и игнибритов (уракская свита), центрам которых соответствуют многочисленные субвулканические и габриосальные интрузии. Значительный отток магматического материала при извержениях вызвал опускание этих участков над периферическими магматическими очагами и образование вулканотектонических структур оседания. Эта эпоха является важнейшей для территории листа в металлогеническом отношении. В палеогеновый период залились базальты хакаринской свиты. В неоген-четвертичное время в районе развились многочисленные разрывы, по ним произошли значительные блоковые перемещения и начал формироваться горный рельеф.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

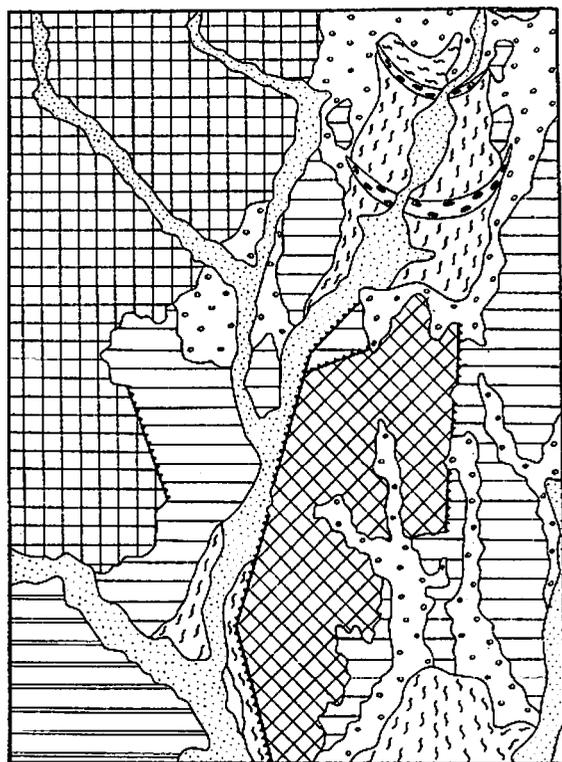
Территория листа представляет собой расчлененную горную страну, образованную в результате перемещений по неотектоническим разрывам крупных блоков земной коры, их эрозии и денудации. Значительная роль в формировании облика рельефа принадлежит ледникам максимального позднечетвертичного оледенения.

Наиболее возвышенными и расчлененными являются северо-западная и юго-восточная части территории, где распространен среднегорный альпийский рельеф с абсолютными отметками вершин гор 1100–1290 м и относительными превышениями над днищами долин до 1000 м. Водораздельные гребни на этих участках узкие и скалистые, изрезанные глубокими V-образными и каньонообразными долинами ручьев и распадков. В вершинах ручьев нередки полуразрушенные кары или водосборные воронки с крутыми (до отвесных) стенками. Крутизна склонов обычно 30–40°, подножья их покрыты мощными осыпями. Реки на участках альпийского среднегорья интенсивно врезаются в коренные породы с образованием водопадов, порогов, цокольных террас. В формировании этого рельефа наиболее отчетливо проявлена роль разрывной тектоники. Подножья горных хребтов, слагающих на юге территории междуречье Охоты и Кухтуя, как правило, прямолинейны и совпадают с протяженными разломами, прослеживаемыми на 15–25 км. На отдельных участках крутые склоны горных сооружений представляют собой типичные тектонические уступы. Влияние разрывной тектоники отчетливо

выражено и в рисунке речной сети: почти все основные речные долины заложены вдоль зон крупных разломов (реки Охота, Атаркан, Гырбы, Хумнак и др.).

В междуречье Гырбы – Арки, в западной части района, среднегорный рельеф характеризуется меньшей расчлененностью. Водоразделы здесь, как правило, широкие, абсолютные отметки вершин гор обычно 1000–1100 м, относительные превышения 600–700 м. Крутизна склонов обычно 20–30°, долины имеют U-образный поперечный профиль, хорошо разработаны. На правом берегу р. Арки, в междуречье Элкана и Кухтуя и вдоль долины р. Охоты распространен мелкогогорный рельеф с абсолютными отметками вершин водоразделов 500–700 м и относительными превышениями около 300 м. На правом берегу р. Арки широко развиты пологолежачие эффузивы уракской и хакаринской свит – водораздельные пространства здесь широкие, плоские и часто представляют собой отпрепарированные поверхности покровов. Низкие горы междуречья Кухтуя и Элкана сложены осадочными толщами перми и триаса. Эти породы неустойчивы к процессам денудации, поэтому здесь низкогогорный рельеф характеризуется "мягкостью" форм; он особенно контрастен на фоне прилегающих участков альпийского среднегорья, отделенных от низкогогорных тектоническими уступами. Низкогогорье, прилегающее к долине р. Охоты и Уегинской впадине, связано своим возникновением, очевидно, нивелирующей деятельностью ледников максимального оледенения (рис. 3).

На небольших участках территории развит равнинный ландшафт: на юге это северная часть Охото-Кухтуйской, а на севере – южная часть Уегинской впадин. Для указанных впадин характерен типичный ледниково-аккумулятивный рельеф. Охото-Кухтуйская впадина представляет собой задровую равнину с почти плоской, слабо наклоненной к югу поверхностью с отметками от 150 до 200 м над уровнем моря. Ландшафт Уегинской впадины образован сочетанием морен максимального оледенения с участками задровых равнин. В 6 км севернее устья руч. Элкана расположена конечноморенная гряда длиной около 12 км и шириной до 3 км. Она сильно размыта и состоит из многочисленных холмов и гряд высотой до 50 м, разделенных пониженными заболоченными участками со множеством озер. В 8 км к северу находится вторая моренная гряда, сохранившаяся гораздо лучше первой. На правом берегу р. Охоты эта гряда состоит из трех параллельно расположенных валов моренного материала высотой 50 м, шириной 120–150 м и длиной 3 км, разделенных желобообразными понижениями. Ниже конечноморенных гряд



0 5 10 20 км

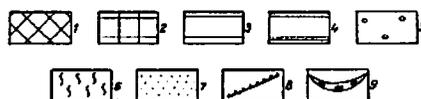


Рис. 3. Схема геоморфологического районирования

1 - интенсивно расчлененный среднегорный денудационно-эрозийный рельеф с альпийскими формами; 2 - слабо расчлененный среднегорный эрозийно-денудационный рельеф; 3 - низкорослый денудационно-эрозийный рельеф; 4 - расчлененное вулканическое плато; 5 - холмисто-западный моренный ландшафт; 6 - флювиогляциальные задровые равнины; 7 - флювиальный рельеф речных долин; 8 - тектонические уступы; 9 - валы конечных морен

по троговой долине р.Охоты прослеживаются водно-ледниковые террасы высотой 15-30 м; боковая морена сохранилась лишь по бортам долины. Южнее территории листа морена пользуется большим распространением и в 20 км от южной границы территории слагает огромную моренную гряду, перегородившую Охото-Кухтуйскую впадину на всем междуречье Охоты и Кухтуя.

Вдоль долины водотоков имеется серия надпойменных террас различного уровня. Реликты среднечетвертичной террасы сохранились лишь на левобережье р.Охоты у впадения в нее руч.Алана. По существу они представляют собой террасо-увал с тыловым швом, завуалированным делювиально-коллювиальным шлейфом. Превышение бровки этого увала над поверхностью более молодой верхнечетвертичной террасы около 50 м, поверхность плавно повышается по направлению к склону, ширина ее не превышает 1 км. Наиболее широко распространены террасы 15-30-метрового уровня, сложенные водно-ледниковыми отложениями. Они прослеживаются по долинам рек Охоты, Кухтуя, Гырбы, Арки, Хумнака и другим почти на всем их протяжении. Ширина террас достигает 3000 м. В большинстве случаев эти террасы аккумулятивные.

Поймы и современные аллювиальные надпойменные террасы высотой до 7 м распространены повсеместно и наиболее хорошо выражены по рекам Кухтуя и Охоте и их наиболее крупным притокам. Ширина пойм рек Охоты и Кухтуя до 2 км, современных надпойменных террас до 500 м. Поверхности их плоские или слабо изрезанные руслами временных потоков. Формирование современного рельефа началось в конце палеогенового периода, после прекращения вулканической деятельности. Блоковые движения неогенового времени завершились к началу четвертичного периода созданием расчлененной горной страны с рисунком гидросети, несколько отличным от современного. Река Кухтуя в это время протекала по современной долине руч.Элкана и являлась притоком р.Охоты; вершина руч.Алана принадлежала бассейну р.Хумнака, а реки Гырбы и Атаркан, вероятно, впадали в р.Охоту в 9 км выше современного устья. Об этом свидетельствуют широкие древние долины, которые ныне либо совершенно оставлены водотоками и отмерли, либо по ним протекают небольшие ручьи, которые безусловно не могли выработать таких долин. В ранне- и среднечетвертичную эпохи территория листа представляла собой, вероятно, область устойчивого поднятия с преобладанием денудации и глубинной эрозии над накоплением. Осадконакопление при этом происходило, очевидно, лишь на локальных участках наиболее крупных речных долин, о чем свидетельствуют среднечетвертичные террасы по р.Охоте, а большая часть

рыхлого материала выносилась за пределы территории, в Охотско-Кухтуйскую впадину. В позднечетвертичную эпоху территория подверглась полупокровному оледенению. Движение ледников происходило с севера, с отрогов Сунтар-Хаята по долинам рек Кухтуя и Охоты и из местных центров по наиболее крупным притокам этих водотоков рек Гырбы, Атаркан и др. В современную эпоху общее воздымание территории усилилось, что привело к усилению глубинной эрозии и частичной перестройке гидросети, принявшей современный облик. Современная эпоха наиболее важна для россыпеобразования в Охотском районе, так как почти все россыпи Ланжинских гор, рек Юровки, Сибеги, Асиббергана (Харьков, 1966ф) и россыпь руч. Нашего на территории листа сформировались именно в это время. Более того, присутствие большого количества свободного золота и золотоносного кварца в дельте на участке Хаканджинского месторождения свидетельствует о продолжении формирования россыпи.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На территории листа имеются месторождения и проявления золота, рудопоявления ртути, молибдена и полиметаллических руд.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Цветные металлы

Полиметаллические руды

Единственное полиметаллическое рудопоявление находится в среднем течении руч. Дожливого (21)^{х/} и приурочено к дайке андезитов мощностью 25 м, секущей позднемеловые граниты. Простирание дайки субмеридиональное, прослежена она на протяжении 30 м. У западного контакта дайки в зоне мощностью 5-10 см андезиты слабо окварцованы и несут мелкую вкрашенность пирита, галенита, сфалерита (?). Спектральным анализом в этих породах установлено присутствие свинца в количестве 0,5%, цинка - 0,02%, олова - 0,002% и серебра - 0,001%.

^{х/} Цифра в скобках соответствует номеру рудопоявления на карте полезных ископаемых.

Благородные металлы

Золото

На территории листа расположено крупное Хаканджинское золото-серебряное месторождение, сопровождаемое непромышленной россыпью золота, а также широко распространены его коренные и россыпные проявления. Хаканджинское месторождение и, по-видимому, все рудопоявления золота относятся к эпitherмальному типу и их формирование связано с конечными этапами позднемелового магматизма и гидротермальной деятельности.

Хаканджинское месторождение (30) находится на правом водоразделе руч. Хаканджа, абсолютная высота которого 500-540 м над уровнем моря, относительная - 200 м. Месторождение располагается в восточной эндо- и экзоконтактной части позднемелового трещинного субвулканического тела липаритов, вытянутого в северо-западном направлении на 14 км при ширине до 2 км. По геологическим и геофизическим данным восточный контакт субвулканического тела в районе месторождения преимущественно полого (20-40°) погружается на юго-запад и лишь в некоторых случаях предполагаются его крутые углы падения (до 80°). Вмещающими породами являются образования ульбериканской, амгинской, хетанинской и ураксской свит. Субвулканическое тело имеет сложное строение, обусловленное чередованием линзо- и пластообразных "тел" липаритов с различными структурно-текстурными особенностями. В пределах рудного поля развиты преимущественно трубообломочные брекчиевые лавы, в несколько меньшем количестве распространены липариты массивной, параллельно-филиальной и плитчатой текстуры, а отдельные участки сжаты сферолитовыми и филиально-сферолитовыми липаритами.

В пределах субвулканического тела и, частично, вмещающих его пород четко оконтуривается поле окварцевания и адуляризации шириной от десятков до нескольких сотен метров, вытянутое в северо-западном направлении на 2,5-3 км. В восточной части поля измененных пород выделяется несколько кулисно сменяющихся друг друга по простиранию зон весьма интенсивного окварцевания

и адуляризации, являвшихся рудными телами. Контуры промышленного оруденения в их пределах устанавливаются по данным опробования. Протяженность рудных тел колеблется от 150 до 900 м, мощность от 5 до 50 м (в раздувах). Не исключено, что раздувы возникли в участках пересечения дорудных разрывных нарушений. В центральной части месторождения рудные тела имеют северо-западное протяжение и погружаются на юго-запад под углом 35°, на северном и южном участках происходит их выполаживание до 15–20°. По падению рудные тела прослежены штольнями на 150–200 м и отдельными окважинами – до 460 м, то есть вскрыты на глубине около 200 м от дневной поверхности.

Пострудными нарушениями северо-западного, северо-восточного и субширотного направлений месторождение расчленено на ряд блоков. По субширотному нарушению южный участок месторождения смещен относительно центрального на 80 м к западу; значительно опущен по разлому юго-восточный участок. К зонам пострудных нарушений часто приурочены неминерализованные дайки андезитов, базальтов и долеритов.

Строение рудных тел сложное. Они представляют собой зоны прожилково-метасоматического окварцевания и адуляризации, в которых выделяются более значительные по размерам кварцевые и кварц-адулярированные жилы. Весьма характерной особенностью руд месторождения на поверхности и верхних его горизонтах является обилие в их составе марганцевых минералов. Кварцевые и кварц-адулярированные жилы и прожилки образуют каркас или "скелет" рудных тел, промежутки между ними сложены метасоматически-измененными липаритами, превращенными в монакварциты или кварц-адулярированный агрегат. Ориентировка жил и прожилков в рудных телах различная, мощность их колеблется от долей миллиметра до 20 см, а протяженность достигает 20 м. Жилы сложены серым, реже светло-серым и белым мелкозернистым до халцедоновидного кварцем; иногда наблюдаются секущие более поздние прожилки, сложенные шестоватым, розетчатым кварцем, часто в ассоциации с аметистом. Последний нередко инкрустирует поверхности пустот с образованием крупных красивых друз аметиста. В результате пострудных подвижек, как правило, кристаллы аметиста деформированы и интенсивно трещиноваты. В северо-западной части месторождения встречены золотоносные кварц-карбонатные жилы мощностью 0,2–0,3 м, сложенные примерно равным количеством кварца и кальцита. По трещинам жильный материал пропитан окислами и гидроокислами марганца.

Структуры и текстуры руд месторождения весьма разнообразны. Наиболее характерны брекчиевые и линейно-полосчатые текстуры и кавернозные, пористые, друзовые, коллоидальные, гребенчатые, порошокватые, коллоидальные, кокардовые и другие структуры руд. Брекчиевая текстура обусловлена наличием в рудах обломков липаритов, спемантированных кварцем и марганцевыми минералами; линейно-полосчатые текстуры возникли при выполнении кремниво-марганцевыми растворами систем близко расположенных трещин.

Довольно простой состав руд верхних горизонтов месторождения виден из табл.3.

Таблица 3

№ п/п	Минералы и группы минералов	Содержание, %
1	Жильные минералы и минералы вмещающих пород	
	Кварц, опал, халцедон	66,5–89,7
	Карбонаты	до 0,5
	Полевые шпаты (санидин, плагиоклаз, адуляр)	до 19,1
	Следы (биотит, серицит, хлорит, гидромусковит)	6,2
	Акцессорные: рутил, флюорит, барит (?), эпидот, лейкоксен, цеолиты, апатит, циркон, гранат	Редкие зерна
2	Окислы и гидроокислы марганца	
	Полиомеланы	2,7
	Манганит, пиролезит, биоксидит, браунит	4,2
3	Сульфиды	
	Пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, кивоварь	Редкие зерна
	Аргентит	От редких зерен до обильной вкрапленности
4	Самородные минералы	
	Золото (электрум)	0,02
	Серебро	0,48

Обилие окислов и гидроокислов марганца в рудах Хаканджинского месторождения позволяло предполагать о значительной роли в их составе кварц-родонит-родохрозитовых руд, преобразование которых в зоне окисления привело к обогащению кварц-адуляровых руд окислами и гидроокислами марганца. Действительно, в последние годы на глубоких горизонтах месторождения установлены рудные тела кварц-родонит-родохрозитового состава, имеющие мощность от 0,5 до 11 м и протяженность 20-80 м, залегающие согласно с общей ориентировкой рудных тел месторождения. О крайней неустойчивости таких руд в зоне окисления свидетельствует то, что в поверхностных условиях руда в течение 2-3 месяцев покрывается черным налетом окислов марганца. Полосчатые и брекчиевые текстуры, коллоидные и радиально-лучистые структуры кварц-родонит-родохрозитовых руд свидетельствуют об их образовании из гелеподобной массы при заполнении открытых полостей. В составе руд преобладает кварц, в меньшем количестве присутствуют родонит и родохрозит в виде радиально-лучистых или коллоидных агрегатов. По сравнению с кварц-адуляровыми рудами, в кварц-родонит-родохрозитовых значительно больше сульфидов - пирита и аргентита. По данным А.Т.Мудрова (1967ф), родонит-родохрозитовые прожилки рассекают кварц-адуляр-марганцевую руду, что, скорее всего, свидетельствует о неоднократной повторяемости рудного процесса.

Главные полезные компоненты хаканджинских руд - золото и серебро - распределены крайне неравномерно. Золото, приближающееся по составу к электроду, образует мелкую вкрапленность в кварце, на контакте зерен кварца и адуляра, обычно вблизи зерен аргентита или в сростании с ним. Обычно золото ассоциирует с окислами марганца и встречается в виде неправильных зерен угловатой, кричковой, дендритовой и пластинчатой формы с зазубренными краями. Редко наблюдаются деформированные кубические кристаллы, иногда в комбинации с октаэдрами, а также ромбо-додекаэдры. Поверхность зерен шероховатая, иногда покрытая тонкой пленкой окислов марганца. Пробность золота колеблется от 538,6 до 654,0 (аналитик К.И.Попова, Центральная химлаборатория СВТИУ). По данным Н.А.Василковой (ЦНИГРИ), больше половины золота имеет крупность менее 0,074 мм, около трети - 0,074-0,21мм и только 7-8% золота - 0,21-0,5 мм. Содержание золота в рудах очень изменчиво и в наиболее обогащенных участках достигает 628 г/т.

Основное количество серебра в рудах Хаканджинского месторождения присутствует в самородном виде, меньшая часть входит в состав аргентита. Самородное серебро образует мелкую вкрапленность в кварце, встречаясь также в пустотах межзернового пространства совместно с окислами марганца. Выделения серебра имеют овальную, изометрическую или неправильную форму и размеры в тысячные - сотни доли миллиметра. Редко встречаются пластинчатые зерна серебра размером до 0,5 мм. Аргентит представлен мелкими зернами неправильной формы, развивающимися по галениту и сфалериту и образует самостоятельные выделения в кварце и окислах марганца. Содержание серебра изменчиво и достигает иногда 10,6 кг/т. Отношение содержания золота к серебру в рудах в верхних горизонтах месторождения равно 1:33; с глубиной оно изменяется до 1:20 (Найборodin, 1967ф).

Геологическое строение Хаканджинского месторождения, структурно-текстурные особенности руд и минеральные парагенезисы совершенно однозначно свидетельствуют о низкотемпературном близповерхностном (эпитермальном) типе месторождения, однако детали генезиса месторождения, вопросы стадийности рудообразования недостаточно разработаны и требуют дальнейшего изучения. Л.Н.Пляшкewич (1967), изучавшая измененные породы Хаканджинского месторождения, указывает, что последние можно расположить в ряд: "среднетемпературные прожилиты - вторичные кварциты", в котором от менее измененных пород к более измененным наблюдается смена следующих фаций: хлорит-эпидотовая → эпидот-хлоритовая → карбонат-хлоритовая → хлорит-карбонатная → гидрослюдисто-кварцевая → адуляр-кварцевая → каолинит-кварцевая. Адуляр-кварцевая фация тесно ассоциирует с золотоносными жилами. В.И.Найборodin (1967ф) не считает целесообразным выделение адуляр-кварцевой фации в формации вторичных кварцитов, так как, по его мнению, адуляризация является более поздним процессом, накладывающимся на аргиллитизированные породы. Тем не менее, связь адуляризации с процессом рудоотложения им также не отрицается. По данным Ф.Ф.Вельдякова и др. (1967), формирование рудной зоны месторождения началось с общего гидротермального изменения пород - окварцевания и адуляризации. В эту же стадию, возможно, отложилась часть кальцита, встречающегося в виде незначительных зерен в измененных липаритах, пирита и, видимо, золота и серебра, создавшие общий повышенный фон пород рудного по-

ля по сравнению с окружающими образованиями. В следующую стадию рудного процесса образовались кварцевые, кварц-адуляровые и кварц-кальцитовые жилы и прожилки, отложившаяся основная часть золота и серебра; пирит второй генерации и частично, окислы марганца. В этот этап рудоотложения происходило дальнейшее метасоматическое замещение вмещающих пород кварцем и адуляром. В третьей стадии в свободных полостях формировались ритмично-зонные, золотоносные, кварц-родонит-родохрозитовые тела, иногда интенсивно импрегнированные сульфидами (пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, аргентит). В пострудный этап произошло внедрение даек андезитов, базальтов и долеритов. На некоторых участках в дайках обнаружены обломки кварц-адуляровых руд.

Изменение вещественного состава руд на Хаканджином месторождении происходит и в настоящее время, что в основном определяется деятельностью поверхностных и подземных вод. Полуколичественным спектральным анализом сухих остатков из проб подземных вод и льда из подземных выработок (по II пробам) установлено от 0,1 до более 1% натрия, магния, алюминия, кремния и калия, до 0,1% марганца, в одной пробе 0,001-0,005% висмута, в двух - 0,2 и 0,4 г/т золота, в одной пробе 0,8% олова, от следов до 15 г/т серебра (преимущественно I-2 г/т) и от следов до 0,01% стронция.

К настоящему времени геологоразведочными работами освещена в основном центральная часть рудного поля, находящаяся в наиболее благоприятных условиях обнаженности. Юго-восточный и северо-западный фланги месторождения изучены пока недостаточно. Перспективы обнаружения промышленных рудных тел в этих участках достаточно высоки, о чем свидетельствуют результаты аэрогамма-спектральной съемки, произведенной Э.Я.Островским (ВИМС), наличие шликерного золота в аллювии водотоков, дренирующих северную и южную части рудного поля и прямые признаки оруженения: кварцевые жилы в андезитах на севере рудного поля с 3 г/т золота (Пляшкевич, 1967), развалы кварц-адуляровых руд, содержащих 4 г/т золота, к юго-востоку от рудного поля месторождения (Мудров, 1968ф).

Небольшие рудопроявления золота, широко распространенные на территории листа, изучены с различной степенью детальности. Рудопроявления, расположенные вблизи месторождения Хаканджа (19, 20, 26-29, 32-34), изученные при крупномасштабных геологосъемочных и поисковых работах и детально опробованные, видимо,

неперспективны. Рудопроявления, находящиеся на правом берегу р.Охоты, изучены слабо; они обнаружены при проведении геологической съемки масштаба 1:200 000, опробованы I-2 штучными пробами и перспективность их далеко неясна. Обширные поля гидротермально-измененных пород, сопровождающие эти рудопроявления, позволяют надеяться на выявление в их пределах более интересных, возможно, промышленных объектов.

Среди известных золото-серебряных эпitherмальных рудопроявлений наиболее перспективными представляются зоны окварцевания штокверкового типа. Подчиненное значение имеют золотоносные кварцевые жилы, зоны дробления и сульфидизации, зоны грейзенизации. Кроме того, золото установлено в участках развития вторичных кварцитов различных фаций и сульфидизированных дайках липаритов. Штокверковые зоны располагаются среди андезитов ультрамиканской свиты (9, 33, 34), липаритов и дацитов амкинской свиты (10, 16, 17, 29), позднемеловых гранитоидов (28) и в зонах контактов субвулканических тел липаритов и андезитов хетанинской свиты (24). Некоторые из этих рудопроявлений отчетливо тяготеют к зонам протяженных разломов (16, 17, 28). Большинство штокверковых зон имеют площадь 10-20 м² и содержат 0,1-0,6 г/т золота и 5-24 г/т серебра (химический анализ). В рудопроявлении, находящемся в верховьях руч.Усмуна (16), кроме того, спектральным анализом установлен цинк - 1%, а в зоне окварцевания в гранодиоритах Селемджинского массива (28) - ванадий 0,05%. Крупная штокверковая зона находится на правом берегу руч.Маньканджи (10). Ее площадь 3000-4000 м², но содержание золота не более 0,2 г/т и серебра 5-8 г/т (по 2 пробам).

Золотоносные кварцевые жилы обнаружены в бассейнах ручьев Усмуна (15) и Кончи (23) и на левобережье р.Охоты (26). В бассейнах ручьев Усмуна и Кончи в дацитах амкинской свиты наблюдаются оближенные параллельные кварцевые жилы северо-восточного простирания, имеющие мощность 0,1-0,5 м и прослеженные по простиранию на 20-50 м. Жилы сложены молочно-белым кварцем и содержат, по данным спектрального анализа, 0,1-0,2 г/т золота и 5-8 г/т серебра. На левобережье р.Охоты кварцевая жила пересекает липариты уракской свиты. Мощность жилы 0,5 м, длина 25 м, простирание меридиональное. Жила сложена обожженным мелкозернистым кварцем, в котором спектральным анализом установлено 0,3 г/т золота, 8-10 г/т серебра и 0,07% молибдена. В бассейне руч.Маньканджи (9) в андезитах ультрамиканской свиты, а на правом берегу руч.Хоронджи в игнибритах уракской свиты (20)

золото обнаружено в маломощных (до 2-3 м) зонах передробленных, пиритизированных и слабо окварцованных пород. В рудопроявлении руч. Маньканджи (9) спектральным анализом обнаружены 0,4-1,4 г/т золота, 5-8 г/т серебра, 0,01% цинка, 0,01% лития, 0,003% бериллия. В Право-Хоронджинском проявлении (20) установлено золото (0,8-1 г/т) и серебро (1-2 г/т).

На территории листа обнаружено несколько даек слабо пиритизированных липаритов (3, 14, 25, 32), содержащих 0,1-0,3 г/т золота, редко до 2-3 г/т (3) и серебро (до 8 г/т). В бассейне руч. Усмуна в мощной дайке фельзолипаритов, секущей андезиты ультрабазальтовой свиты (14), кроме того, обнаружены цинк - 0,05% и свинец - 0,01%.

Иногда золото устанавливается во вторичных кварцитах кварц-серицитовой (19, 7, 27), диаспоровой (19) и андалузитовой (6) фациях. Обычно поля развития этих метасоматитов локализируются в пределах субвулканических тел липаритов или непосредственной близости и достигают значительных размеров (до нескольких квадратных километров). Содержание золота колеблется от 0,1 до 0,4 г/т, но следует заметить, что эти зоны метасоматитов опосредованы слабо. Совместно с золотом во вторичных кварцитах присутствует серебро - до 8 г/т, молибден - до 0,05%, свинец - 0,1%, цинк - 0,02%.

В восточной части Гирбинского гранитоидного массива (1) золото обнаружено в грейзенизированных гранитах. Содержание его не превышает 0,1-0,2 г/т, совместно с золотом присутствуют серебро - 5-8 г/т, молибден - 0,05-0,1%, свинец - 0,05% и цинк - 0,05%.

Россыпные проявления золота

Золотоносность аллювия характерна для многих водотоков района. Наиболее устойчива золотоносность аллювия ручьев Маньканджи и Усмуна (5), Кончи (22) и бассейна р. Хумнака (18), где довольно отчетливо выделяются три ореола рассеяния. В бассейне руч. Хаканджи в небольшом ключе Нашем (31), вершина которого размывает рудную зону Хаканджинского месторождения, имеется не промышленная россыпь золота, обрабатываемая ручным способом старателями. Россыпь русловая, струйчатая, мощность торфов в ней 5 м, песков - 0,6-1,0 м, содержание золота в приплотиковой части до 7 г/м³. Золото в россыпи неокатанное и слабо окатан-

ное, средняя крупность зерен 0,31 мм, светло-желтое, низкопробное, пробность золота 575. Аналогичное золото обнаружено в промочках руд Хаканджинского месторождения. Золоту сопутствуют серебро, ильменит, магнетит, ортит, циркон, сфен. Запасы золота в россыпи около 70 кг.

В Маньканджинском (5), Кончинском (22) и Хумнаком (18) ореолах рассеяния проявления россыпного золота очень сходны. Золото обычно мелкое, низкопробное, слабо окатанное, часто встречаются неокатанные зерна "рудного" облика в сростках с кварцем. Источниками россыпного золота в аллювии этих водотоков, вероятно, являются эпitherмальные рудопроявления. Любопытно, что Хумнаковский ореол рассеяния почти в точности следует контуру развития вулканитов и не прослеживается в пределы Ан-Майского интрузивного массива.

Редкие металлы

Олово

Рудопроявления олова на территории листа не установлены; но в аллювии водотоков иногда присутствуют зерна касситерита. Наиболее часто они встречаются в аллювии левых притоков руч. Атаркана.

Вольфрам

Редкие зерна шеелита встречаются во многих водотоках на западе территории листа, причем наиболее часто в аллювии ручьев, размывающих Ан-Майский интрузивный массив. Вероятно, шеелит является аксессуарным минералом.

Молибден

Рудопроявление молибдена штокверкового типа находится в северной части Ан-Майского массива, вблизи его контакта с триасовыми отложениями (12). Здесь розовые мелкозернистые граниты рассечены сетью кварцевых жил и прожилков, образующей штокверковую зону размером 0,5х1,0 км. Мощность жил достигает 3 м, но обычно находится в пределах 0,1-0,4 м, длина их достигает

50 м. Распределение жил в штокверке неравномерное. Жильный рудосносный кварц - молочно-белый, мелкозернистый, более поздняя генерация - сливной прозрачный безрудный кварц, слагающий тонкие прожилки. Рудные минералы сосредоточены в жилах молочно-белого кварца в виде рассеянной вкрапленности или слагают тонкие (0,5-1 мм) прожилки в зальбандах. Они представлены молибденитом, повеллитом и пиритом; в искусственных шлихах из протолочек обнаружены, кроме того, редкие зерна киновари и в одном случае золото. Спектральным и химическим анализом штучных проб из кварцевых жил и окварцованных пород установлены содержания молибдена 0,1-0,6% (в 13 из 44 проб) и в остальных - 0,01-0,1%. Кроме жил, рассеянная вкрапленность молибденита отмечается в измененных гранитах. Редко молибденит образует в окварцованных гранитах гнездообразные скопления размером до 20x20 см, в которых содержания молибдена составляет 12,5-24,75% (химический анализ). В металлометрических пробах, отобранных на этом участке, содержатся повышенные концентрации цинка - (0,1-0,5%), серебра - (8-25 г/т), мышьяка - (до 0,01%), сурьмы - (до 0,01%), вольфрама - (до 0,01%).

Ртуть

Проявления киновари расположены в основном в Гырбн - Охотском междуречье, в пределах Охотской зоны разломов. Все они приурочены к зонам дробления, слабого окварцевания и пиритизации в породах верхнего триаса (2, II), субвулканических липаритах (4) и гранитоидах (8, I3). Мощность этих зон не превышает 2 м, по простиранию они прослежены до 30 м. В искусственных шлихах из протолочек окварцованных пород устанавливаются мелкие пылеватые зерна киновари.

Редкие зерна киновари присутствуют в аллювии рек Гырбн, Кончи, Хумнака и др.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

На территории листа в качестве строительных материалов могут быть использованы изверженные породы в виде бутового и строительного камня, глинистые породы (суглинки и глинистые сланцы), обломочные породы (галка, гравий и строительный песок).

Изверженные породы

Андезиты хетанинской свиты, обнажающиеся в районе Хаканджинского месторождения, имеют временное сопротивление сжатию 960-1100 кг/см², коэффициент размягчения 0,9-0,92 и объемный вес 2800 кг/м³, что позволяет использовать их в качестве щебня для морозостойких бетонов марки "300". Липариты уракокой свиты и субвулканических тел из этого же района имеют временное сопротивление сжатию 340-650 кг/см², коэффициент размягчения 0,7-0,8 и объемный вес 2200-2400 кг/м³; они могут быть использованы в качестве щебня для неморозостойких бетонов марки не выше "200". Прогнозные запасы строительных камней весьма значительные (А.Т.Мухров, 1969 г.).

Глинистые породы

В нижнем течении р.Хумнака и по р.Охоте вблизи пос.Арка известны легкие и средние суглинки, залегающие среди водно-ледниковых отложений. Мощность пластов 0,5-2,0 м; предполагаемые геологические запасы 60-70 тыс.м³ (Соболев, 1968ф). Испытания аналогичных суглинков из Кухтуйского месторождения, расположенного близ Охотска, показали, что из них можно получать морозостойкий кирпич марки "100" и черепицу ГОСТ-1808-54. Для производства керамзита, по-видимому, могут быть использованы глинистые сланцы, обнажающиеся в 10 км южнее Хаканджинского месторождения. Технологические испытания этих пород не проводились, но по аналогии с подобными сланцами в районе пос.Охотска, можно полагать, что коэффициент вспучивания их находится в пределах 3-4, то есть объемный вес керамзита должен быть 0,6-0,8 г/см³. Прогнозные запасы их около 500 тыс.м³.

Обломочные породы

В нижнем течении руч.Селэмджи, по р.Хумнаку и в долинах рек Охоты и Кухтуй известны выходы пластов песков в верхнечетвертичных водно-ледниковых отложениях; мощность их достигает 2 м. Прогнозные запасы составляют 0,5-1 млн.м³ (Мухров, 1967ф). В этих же районах отмечаются пласты гальки и гравия, достигающие мощности 10 м. Запасы их практически не ограничены.

ОБЩАЯ ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ ТЕРРИТОРИИ И НАПРАВЛЕНИЕ ДАЛЬНЕЙШИХ РАБОТ

Рассматриваемая территория листа перспективна на золото, серебро и, возможно, молибден, ртуть и полиметаллические руды. На примере Хаканджинского месторождения отчетливо проявлены общие закономерности размещения золото-серебряных месторождений в пределах Охотско-Чукотского пояса, в числе которых наиболее важными представляются следующие: 1) приуроченность рудных узлов и месторождений к зонам протяженных разломов, разграничивающих крупные блоки земной коры, и особенно к местам пересечений этих разломов; 2) расположение рудных зон по периферии вулканотектонических прогибов и провалов в экотрузивных телах, зерлах, нектах и других подобных образованиях или в непосредственной близости от них; 3) четкая приуроченность рудных тел к обширным полям гидротермально-измененных пород, причем вмещающими промышленные рудные тела, как правило, являются адуляр-кварцевые и кварц-гидрослюдистые вторичные кварциты. Всем этим условиям на территории листа удовлетворяет бассейн руч. Маньканджи (правобережье р. Охоты). Этот участок расположен в пределах Кухтуй-Гирбинской зоны разломов и приурочен к юго-западному флангу Гирбинской вулканотектонической депрессии. В бассейне руч. Маньканджи значительно развиты гидротермально-измененные породы — пропылиты и вторичные кварциты различных фаций. В имеющихся здесь рудопроявлениях золота высокие концентрации пока не установлены, но следует иметь в виду, что все эти рудопроявления выявлены при геологической съемке масштаба 1:200 000 и изучены и опробованы недостаточно. К тому же следует учитывать, что даже крупное Хаканджинское месторождение не сопровождается сколько-нибудь значительными рудопроявлениями, несмотря на то, что районы, прилегающие к нему, изучены достаточно детально, поэтому благоприятные общие геологические предпосылки при оценке перспектив района должны иметь решающее значение. Вторым участком, представляющим несомненный интерес для постановки дальнейших работ, является бассейн руч. Кончи. Этот участок располагается в периферической части Куванской вулканотектонической структуры оседания, расчлененной тектоническими нарушениями различных направлений на отдельные блоки. Устойчивая золотоносность аллювия руч. Кончи и наличие небольших рудопроявлений золота

позволяют ожидать здесь открытие интересных объектов. В бассейнах ручьев Маньканджи и Кончи целесообразна постановка геологосъемочных партий масштаба 1:50 000 с поисковыми отрядами. Учитывая высокую эффективность металлометрической съемки на Хаканджинском месторождении, целесообразно проведение таких работ на наиболее перспективных участках с последующей заверкой поверхностными горными выработками. Объем металлометрического опробования должен быть не менее 8000–10000 проб, горных выработок — 5000 м³. Предполагается также целесообразной постановка поисковых работ с целью проведения металлометрического опробования площадей, протяженных зон магмоконтролирующих разломов и участков их пересечений, контролирующих, как правило, размещение полей гидротермально-измененных пород. Такими участками на территории листа, кроме бассейнов ручьев Маньканджи и Кончи, являются Атаркан — Охотское междуречье и бассейн руч. Селемджи. Наконец, перспективные территории могут быть резко повышены за счет дальнейшей разведки Хаканджинского месторождения как на глубину, так и по простиранию рудной зоны к северо-западу и юго-востоку. В отношении россыпной золотоносности территория листа мало перспективна и здесь, по-видимому, возможно нахождение лишь небольших россыпей мелкого низкопробного золота, подобных россыпи руч. Нам. Однако по ручьям Хаканджа и Ягодному на выходе их в депрессию, в участках резкого изменения динамических свойств водных потоков, не исключается обнаружение россыпей и более значительных по запасам. Поиски россыпей следует вести также в бассейнах ручьев Маньканджи и Кончи. Перспективны территории на полиметаллические руды, молибден и ртуть недостаточно ясны, но при проведении дальнейших работ возможность обнаружения промышленных концентраций этих металлов следует иметь в виду.

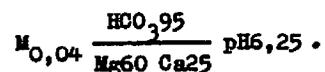
ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Гидрогеологические особенности территории обусловлены ее расположением в области распространения многолетнемерзлых пород. По данным вертикального электроразведывания (Мухомор, 1962ф) мощность многолетней мерзлоты в бассейне руч. Элкана колеблется от 20 м в долине до 70 м на водоразделах. Южнее, в окрестностях Охотска, бурением установлена 200-метровая толща мерзлых пород (Бакунина, 1960ф) — вероятно, подобные участки с повышенной мощностью мерзлоты имеются и на описываемой территории. В то же время по долинам многих водотоков имеются сквозные таликвенные

зоны, обнаруженные при шурфовочных работах и электрозондирования или предполагаемые на участках распространения наледей.

Широко распространенная многолетняя мерзлота является водоупором для надмерзлотных и кровлей для подмерзлотных вод. Надмерзлотные воды приурочены к деятельному слою, мощность которого колеблется от 0,5 м на склонах северной экспозиции до 2,5–3 м на южных склонах и поверхностях террас. Наиболее водообильны аллювиальные, водно-ледниковые и элювиально-делювиальные отложения. Грунтовые воды, заключенные в деятельном слое, поровые или пластовые; их выходы наблюдаются у подножий склонов и в уступах террас в виде нисходящих источников с дебитом до 1–2 л/сек. Коренные породы менее водообильны, так как большей частью находятся в мерзлом состоянии. Часто встречаются линзы льда мощностью от 5 до 60 см. Штольня, пройденная на Хаканджинском месторождении, находится в многолетнемерзлых породах. Температура пород, замеренная в штольне в июне, равна -1°C (Шипов и др., 1966г). Циркулирующие по таликовым зонам в коренных породах трещинные воды образуют нисходящие маломощные источники и в виде тонких струек стекают по отенкам коренных обнажений. Наибольший водоприток (до 2 л/сек) наблюдается в зонах тектонических нарушений. Однако, в ряде случаев при пересечении разведочными скважинами зон нарушений на Хаканджинском месторождении наблюдалась и потеря промысловой жидкости, достигающая 200 л/мин. В бассейне р.Хоронджи (Вельдяков, 1961г) при шурфовочных работах обнаружены межмерзлотные воды, выполняющие таликовые желоба мощностью 2–5 м и шириной до 15 м. Эти желоба находятся в толще мерзлых пород на глубине 1,5–6,0 м от дневной поверхности; воды таликовых желобов слабо напорны и приток их в шурфы достигает 7 м^3 в сутки.

По химическому составу воды деятельного слоя и сквозных таликов относятся к гидрокарбонатным магниевым, ультрапресным (сухой остаток 0,01–0,07 г/л) со слабокислой реакцией (рН=6,2–6,3). Их средний состав:



Подмерзлотные воды относятся к типу трещинных. О выходе их на дневную поверхность свидетельствуют наледи, характерные для многих водотоков района, долины которых заложены по зонам разломов. Наиболее крупные наледи находятся в долинах рек Кухтуя, Охоты, Гырбы, Атаркана и других местах. Ширина их достигает

2 км, длина 8 км, мощность льда 2–10 м. О наличии подмерзлотных вод свидетельствует круглогодичный сток поверхностных вод, отмеченный на отдельных участках р.Кухтуя.

Территория листа обеспечена достаточными запасами воды, пригодной для питьевых и хозяйственных нужд. В летнее время источниками водоснабжения могут служить поверхностные воды, в зимнее – подмерзлотные воды в зонах сквозных таликов. В то же время дебит поверхностных вод в районе Хаканджинского месторождения, даже в летние месяцы, недостаточен для обеспечения нужд горно-обогатительного комбината. Суточный расход воды в июне – августе в руч.Хаканджа составляет 13–15 тыс.м³, руч.Селемдза – 15–30 тыс.м³, в то время как для обеспечения комбината необходимо 20–25 тыс.м³. В связи с изложенным, очевидна необходимость проведения в ближайшее время в районе месторождения специальных гидрогеологических работ с целью обеспечения достаточных запасов подземных вод.

Л И Т Е Р А Т У Р А

О п у б л и к о в а н н а я

В е л ь д я к о в Ф.Ф. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Прихотская, лист Р-54-XXX. Объяснительная записка. 1977.

Г р и н б е р г Г.А. Докембрий Охотского массива. – Наука, М., 1968.

Д о м о х о т о в С.В. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000, лист Р-54 (Обмяков). Объяснительная записка. 1962.

З а г р у з и н а И.А., Г о р б о в В.В., Ш н а й Г.К. Геохронология магматических, метаморфических и рудных образований Северо-Востока. В кн.: Проблемы науки на Северо-Востоке СССР. Тр.СВКНИИ, вып.30, Магадан, 1967.

К о р о л ь к о в В.Г. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Прихотская, лист 0-54-IV. Объяснительная записка. 1980.

П л я ш к е в и ч Л.Н. Золотое и золото-серебряное оруденение эпitherмального типа на Северо-Востоке СССР. В кн.: Рудоносность вулканогенных образований Северо-Востока и Дальнего Востока, Магадан, 1967.

У м и т б а е в Р.Б. О кнотых субвулканических интрузиях Охотского района и их связи с гранитоидами и эффузивами. Тр.лаборатории палеовулканологии, вып.3, Алма-Ата, 1964.

Ч е р т о в с к и х Г.Н. Ульинский наложенный прогиб. Материалы по геол. и полезн. ископаемым Северо-Востока СССР, вып.17, Магадан, 1964.

Ч и к о в Б.М. Тектоника Охотского срединного массива. - Геология и геофизика, № 3, 1965.

Ш а п о ш н и к о в К.К., Ш а п о ш н и к о в а К.И. Некоторые вопросы тектонического районирования Северо-Восточной Якутии по геофизическим данным. - Геология и геофизика, № 3, 1961.

Ф о н д о в а я^{х/}

Б а к у н и н а Г.К., Ш п а к о в О.Н. Отчет о работах Барваринской гидрогеологической партии за 1958-1959 гг. 1960.

В а с е ц к и й И.П. Отчет Северо-Охотской геологопоисковой партии о геологических исследованиях на левобережье верхнего течения р.Охоты в 1945 г., 1946.

В е л ь д я к с о в Ф.Ф., П о л и в к о Ю.Л., У м и т б а е в Р.Б. Отчет о работе Хоронджинской геологосъемочной партии масштаба 1:100 000 за 1960 г., 1961.

В е л ь д я к с о в Ф.Ф., И в а н о в В.А., П е с к о в Е.Г., Р я б о в А.В. Основные особенности тектоники и истории развития Охотского массива. Тр.У сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока СССР, 1967.

В р о н к о Т.Л. Отчет Верхне-Кухтуйской геологореконгно-сцировочной партии о геологических исследованиях в верховьях рр.Охоты и Кухтуя в 1944 г., 1945.

Д и б р о в В.Е. Отчет Средне-Охотской геологореконгно-сцировочной партии о геологических исследованиях на правобережье среднего течения р.Охоты в 1944 г., 1945.

З а д о р о ж к о Л.И., С т а р н и к о в Ю.Г., Г е р а с и м о в а В.А. Отчет о работах Охотской аэромагнитной партии масштаба 1:50 000 за 1964 г., 1965.

З л о б и н К.Т. Отчет Нижне-Кухтуйской геологореконгно-сцировочной партии о геологических исследованиях в верхней части нижнего течения рек Гусинки, Кухтуя, Охоты и Урака в 1945 г., 1946.

^{х/} Материалы хранятся в фонде Северо-Восточного территориального геологического управления.

И ч е т о в к и н Н.В., Ф и л и п п о в А.У., Ф а д е е в А.П. Геологическое строение и петрографический состав Гырбинского субвулканического массива (промежуточный отчет по теме № 760), 1967.

К о р о л ь к о в В.Г., К а р п о в а А.С., К о р о л ь к о в а А.М., П а н ь к о в В.Н. Промежуточный отчет о работах I Аркинской геологосъемочной партии масштаба 1:200 000 за 1967 г., 1968.

Л а з а р е в а В.С., С м и р н о в В.Н. Отчет о работе Атарханской геологосъемочной партии масштаба 1:200 000 за 1962 г., 1963.

Л а з а р е в а В.С., В е д е р н и к о в В.И. Отчет о работе Маймачанской геологосъемочной партии масштаба 1:200 000 за 1963 г., 1964.

М а р т и н о в Е.Ф. Отчет Урак-Толмотской тематической партии по изучению интрузий правобережья бассейна Урака, 1946.

М у д р о в А.Т., Г р и г о р ь е в Г., М у д р о в а Т.В. Промежуточный (годовой) отчет Хаканджинской геологоразведочной партии за 1966 г. с подсчетом запасов золота и серебра на I июля 1967 г., 1967.

М у х о м о р И.К., П о л и в к о Ю.Л., С о б о л е в Н.Н. Отчет о результатах работ Гадекчанской геологосъемочной партии масштаба 1:50 000 за 1961 г., 1962.

Н а й б о р о д и н В.И. Некоторые особенности формирования ореолов рассеяния и метасоматических пород Хаканджинского месторождения, 1967.

П е с к о в Е.Г. Геологическая карта Северного Приохотья масштаба 1:500 000. Объяснительная записка. 1966.

П е с к о в Е.Г., У м и т б а е в Р.Б. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Приохотская, лист Р-54-XXXVI. Объяснительная записка.

П е т р о в В.Я. Отчет о работах Котло-Уракской партии поискового опробования в верховьях р.Урак в 1945 г., 1946.

П л я ш к е в и ч Л.Н. Геологическое строение, измененные породы, минералогия и генезис некоторых эпitherмальных месторождений золота в южной части Охотско-Чаунского вулканогенного пояса (отчет по теме № 694), 1964.

С м и р н о в В.Н., С и н д е е в А.С., С о б о л е в Н.Н. Отчет о работе Нижне-Кетанджинской геологосъемочной партии масштаба 1:200 000 за 1963 г., 1964.

Соболев Н.Н., Белянкин В.И., Васюхина Т.М., Александров В.И. Отчет о результатах работ Верхне-Селемджинской геологосъемочной партии масштаба 1:50 000 за 1967 г., 1968.

Умитбаев Р.Б. Промежуточный отчет о результатах работ I Амгинской геологосъемочной партии масштаба 1:200 000 в бассейне среднего течения р.Ульи летом 1965 г., 1966.

Харьков И.А. Полезные ископаемые Северного Приохотья, 1966.

Херувимова Е.Г., Тархова М.А., Чешихина К.Г. Отчет по аэромагнитным работам Алданской экспедиции в районе побережья Охотского моря за 1958 г. (лист 0-54, левая половина Р-54), 1959.

Шишов Е.А., Иванищев В.А., Мудрова Т.В. Промежуточный отчет о результатах геологоразведочных работ Хаканджинской ГРП за 1965 г., 1966.

Шутов Н.И., Старников Ю.Г. Отчет о результатах работ Хаканджинской геологопоисковой партии масштаба 1:25 000 за 1962 г., 1963.

СПИСОК МАТЕРИАЛОВ, ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ДЛЯ СОСТАВЛЕНИЯ
КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ МАСШТАБА 1:200 000

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления или издания	Местонахождение материала, его фондовый номер или место издания
1	2	3	4	5
1	Вельдяков Ф.Ф., Поливко Ю.Л., Умитбаев Р.Б.	Отчет о работе Хоронджинской геологосъемочной партии масштаба 1:100 000 за 1960 г.	1961	Фонды СВТГУ № 013294, г.Магадан
2	Лазарева В.С., Смирнов В.Н.	Отчет о работе Атарханской геологосъемочной партии масштаба 1:200 000 за 1962 г.	1963	Там же, № 014057, г.Магадан
3	Лазарева В.С., Ведерников В.И.	Отчет о работе Маймачанской геологосъемочной партии масштаба 1:200 000 за 1963 г.	1964	Там же, № 014402, г.Магадан
4	Мудров А.Т., Григорьев Г.А., Мудрова Т.В.	Промежуточный (годовой) отчет Хаканджинской геологоразведочной партии за 1966 г. с подсчетом запасов золота и серебра на I июля 1967 г.	1967	Там же, № 009654, г.Магадан

1	2	3	4	5
5	Мухомор И.К., Полишко Ю.Л., Соболев Н.Н.	Отчет о результатах работ Гадекчанской геологосъемочной партии масштаба 1:50 000 за 1961 г.	1962	Фонд СВТУ, № 013663, г.Магадан
6	Соболев Н.Н., Белянкин В.И., Васюхина Т.М., Александров В.М.	Отчет о результатах работ Верхне-Селемджинской геологосъемочной партии масштаба 1:50 000 за 1967 г.	1968	Там же, № 015312, г.Магадан
7	Шутов Н.И., Старников Ю.Г.	Отчет о результатах работ Хаканджинской геологосъемочной партии масштаба 1:25 000 за 1962 г.	1963	Там же, № 014119, г.Магадан

Приложение 2

СПИСОК ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ,
ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ Р-54-XXXU КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ
МАСШТАБА 1:200 000

№ по карте	Индекс клетки на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения (К-коренное)	№ использованного материала по списку (прилож. I)
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Благородные металлы					
Золото					
30	IV-3	Хаканджинское	Не эксплуатируется	К	4

Приложение 3

СПИСОК НЕПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ,
ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ Р-54-XXXX КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ
МАСШТАБА 1:200 000

№ по карте	Индекс клетки на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения (Р-россыпное)	№ использованного материала по списку
		МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ			
		Благородные металлы			
		Золото			
3I	IV-3	руч.Наш	Частично отработано	Р	7

Приложение 4

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

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку (прилож. I)
		МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ		
		Цветные металлы		
		Полиметаллические руды		
2I	III-4	Дождливое	В андезитах мелкая вкрапленность галенита, пирита, сфалерита	I
		Благородные металлы		
		Золото		
9	II-2	Андезитовое	Кварцевые прожилки в андезитах с 0,4-1,4 г/т золота, 5-8 г/т серебра, 0,01% цинка, 0,01% лития, 0,003% бериллия	2
26	IV-2	Безымянное	Кварцевая гила с содержанием золота 0,3 г/т, серебра 8-10 г/т, молибдена 0,07%	6

1	2	3	4	5
16	Ш-1	Верхне-Уомунское	В липаритах 0,1-0,3 г/т золота, 5 г/т серебра	2
17	Ш-1	"	В дацитах 0,1 г/т золота, 8 г/т се- ребра, 1% цинка	2
27	IV-3	Вершинное	В кварцитах содер- жание 0,1-0,2 г/т золота, 1-2 г/т се- ребра, 0,1% свинца	6
25	IV-1	Водораздельное	В липаритах содер- жится 0,1-0,2 г/т золота и 5-8 г/т се- ребра	2
33	IV-3	Встречное	В андезитах 0,4 г/т золота	7
I	I-1	Грейзеновое	Грейзенизированные граниты с 0,1-0,2 г/т золота, 5-8 г/т се- ребра, 0,05-0,1% мо- либдена, 0,05% свин- ца и 0,05% цинка	2
3	I-3	Дайковое	В дайке липаритов 2-3 г/т золота	3
10	II-2	Дацитовое	Окварцованные дациты с 0,2 г/т золота, 5- 8 г/т серебра	2
23	IV-1	Жильное	Кварцевая жила с 0,1- 0,2 г/т золота и 5- 8 г/т серебра	2
28	IV-3	Интрузивное	В гранодиоритах зо- лото - 0,3 г/т, вана- дий - 0,05%	6
15	Ш-1	Кварцевое	Кварцевые жилы с 0,1- 0,2 г/т золота и 5- 8 г/т серебра	2

1	2	3	4	5
7	II-1	Кварцитовое	Вторичные кварциты с 0,2-0,4 г/т золо- та, 5-8 г/т серебра, 0,05% молибдена, 0,01% свинца	2
24	IV-1	Контактовое	В липаритах из суб- вулканического тела 0,1-0,2 г/т золота и 5-8 г/т серебра	2
22	IV-1	Кончинский ореол рассеяния	В современных аллю- виальных отложениях мелкие неокатанные зерна низкопробного золота	2
5	II-1	Маньканджинский ореол рассеяния	Современные аллювиаль- ные отложения содержат мелкие слабо окатанные и неокатанные зерна зо- лота	2
6	II-1	Озерное	Вторичные кварциты с 0,1-0,2 г/т золота, 0,008% молибдена и 0,003% свинца	2
34	IV-3	Пограничное	Кварц-карбонатные жилы с 0,6 г/т золота	I
20	III-3	Право-Хоронджин- ское	В липаритовых интрузи- вах 0,8-1 г/т золота и 1-2 г/т серебра	6
29	IV-3	Селемджинское	Окварцованные липариты с 0,4 г/т золота и 23,8 г/т серебра	7
14	Ш-1	Уомунское	В липаритах - золота 0,1-0,3 г/т, серебра 5-8 г/т, цинка 0,05%, свинца 0,01%	2

I	2	3	4	5
19	III-3	Хоронджиновое	Вторичные кварциты с 0,1 г/т золота, 0,1% свинца, 0,02 цинка	I
18	III-2	Хумнаковский ореол рассеяния	В современных и верхне-четвертичных отложениях мелкие зерна золота	I, 6, 7
32	IV-3	Ягодное	Лайка пиритизированных липаритов с 0,3 г/т золота	7
Р е д к и е м е т а л л ы				
Молибден				
12	II-3	Розовое	Кварцевые жилы с молибденом, повеллитом, пиритом и окварцованные граниты с молибденитом содержат до 0,1-0,6% молибдена	3
Ртуть				
2	I-3	Атарканское	В протолочке из окварцованных алевролитов редкие зерна киновари с молибденитом и галенитом	3
13	II-3	Гранитное	В протолочке из окварцованных гранитов единичные мелкие зерна киновари	3
8	II-2	Гырбинское	Протолочка из окварцованных пиритизированных гранитов с редкими пылеватыми зернами киновари	3

I	2	3	4	5
4	I-3	Липаритовое	В протолочке из окварцованных липаритов мелкие пылевидные зерна киновари	3
II	II-3	Обрывистое	Протолочка из окварцованных сульфидизированных алевролитов с редкими мелкими зернами киновари	3

СО Д Е Р Ж А Н И Е

	С т р.
Введение	3
Стратиграфия	8
Интрузивные образования	27
Тектоника	57
Геоморфология	66
Полезные ископаемые	70
Подземные воды	83
Литература	85
Приложения	89

В брошюре пронумеровано 99 стр.

Редактор Р.Н.Ларченко
Технический редактор Е.М.Павлова
Корректор И.В.Фоменко

Сдано в печать 20/ХП 1978 г. Подписано к печати 13/У 1981 г.
Тираж 198 экз. Формат 60x90/16 Печ.л. 6,25 Заказ 153с

Центральное специализированное
производственное хозрасчетное предприятие
объединения "Совгеолфонд"