

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ВТОРОЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

Уч. № 050

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

МАСШТАБ 1:200 000

СЕРИЯ ДЖУГЖУРСКАЯ

Лист №-53-X (с клапаном №-53-XI)

Объяснительная записка

Составитель *В.И.Чернявский*
Редактор *В.М.Моралев*

Утверждено Научно-редакционным советом ВСЕГЕИ
18 апреля 1968 г., протокол № 14

МОСКВА 1977

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа расположена в пределах юго-западного окончания хр. Прибрежного (Западное Прихотье). Она ограничена координатами $54^{\circ}40'-55^{\circ}20'$ северной широты и $135^{\circ}00'-136^{\circ}12'$ восточной долготы. Юго-восточной границей площади является береговая линия Охотского моря. В административном отношении территория принадлежит Туруро-Чумиканскому району Хабаровского края.

Территория относится к числу труднодоступных горно-таежных районов и имеет очень слабое. Три населенных пункта (села Чумикан, Алгазья, Неран) расположены в ее южной части, в долине р. Уда. Пути сообщения, за исключением редких троп, пригодных для передвижения вьючного транспорта, отсутствуют. Реки для передвижения на лодках непригодны. Только по р. Уда возможно движение на оморочках, моторных лодках и периодически на катерах с осадкой до 0,5 м.

Рельеф территории низкотеррасный с участками среднегорного, сильно расчлененный. Главным орографическим элементом является хр. Прибрежный. Он протягивается в северо-восточном направлении почти через всю территорию. Высота хребта в осевой части достигает 900-1100 м. Максимальные абсолютные высоты 1466 и 1482 м. Преобладающие абсолютные высоты 500-900 м. Для большей части хребта характерны мягкие очертания водораздельных гребней с куполообразными вершинами и нерглубокими плоскими седловинами. Рельеф Прибрежного хребта к западу от р. Киран и небольшой его части по левобережью этой реки отличается альпийским обликом - крутые склоны и острые водораздельные гребни. На юго-востоке к отрогам Прибрежного хребта примыкает предгорная расчлененная равнина. Она прослеживается вдоль берега моря, в юго-западном направлении от устья р. Мал. Делон, в виде непрерывной полосы шириной 5-9 км. Предгорная равнина представляет собой

совокупность высоких террас и денудационных поверхностей, расчлененных долинами рек и ручьев. Высота ее колеблется от 60-100 м у берега моря до 200 м в присклоновой части. Общий уклон поверхности в сторону моря не превышает $3-4^{\circ}$, обычно же - около 1° . Для рельефа равнины характерно сочетание плоских, реже пологоволнистых задолженных водораздельных поверхностей шириной 2-3, местами 4-5 км и глубоководных долин. Южная часть территории занимает низменная равнина, образованная системой широко развитых террас р. Уд и ее притоков. Ширина равнины достигает 20-25 км, абсолютные отметки колеблются в пределах 5-61 м. Большая часть ее имеет высоту 40-60 м над уровнем моря.

Береговая линия Охотского моря в общем параллельна хр. Прибрежному. От южной границы территории до мыса Черного берет равнинный, низменный, высотой до 30 м, далее до мыса Манорского - равнинно-высокий со скальными обрывами высотой 10-80 м. От мыса Манорского до северной границы территории ледяная берет торсистый с крутыми, нередко вертикальными обрывами высотой 100-300 м.

Речная сеть территории принадлежит бассейну Удской губы Охотского моря. Все реки горные. Большинство из них незначительны по протяженности, с быстрым течением (до $2,5-3$ м/сек), многочисленными порогами и поротами, небольшими глубинами (0,1-0,8 м, реже до 1-1,5 м - на перекатах и 0,8-2 м, реже до 3-5 м - на плесах), неразработанным продольным профилем долин. Наиболее крупными реками являются Уд, Джана, Киран. Они обладают более спокойным течением и лучше разработанным профилем. Питание рек происходит за счет атмосферных осадков и талых снеговых вод. В южной части территории встречаются довольно многочисленные термокарстовые озера, приуроченные к долине р. Уд. Наиболее крупные из них имеют размеры 1-2,5 км² (Букучь, Сварто).

Климат, несмотря на близость моря, континентальный. Он характеризуется значительными годовыми колебаниями температуры от 15° , реже $20-30^{\circ}$ в июле - августе до -25° , -30° , реже -37° в январе - феврале. Безморозный период продолжается от 80 до 122 дней. За год выпадает в среднем 400-776 мм осадков, большая часть которых приходится на теплый период (май - сентябрь). Лето дождливое с туманами. Зима ясная, малоснежная. Снег выпадает в октябре и остается в конце мая. На побережье снег держится до начала июня. Местами в наиболее глубоких долинах и в приводораздельных частях хребтов снег сохраняется все лето.

Лесами покрыто более половины территории ледя. Остальная ее часть занята таями, голыщевой растительностью, зарослями

кедрового стланика, значительно реже - болотами и лугами (пойма р. Уд). Основные площади лесов сосредоточены в низкотеррасной северо-восточной части территории, на предгорной равнине и в долинах рек Уд и Джана. Леса занимают днища долин рек и склоны гор до высоты 600-700 м. Основными лесобразующими породами являются лиственница, береза, ель, в долинах рек к ним примешиваются тополь, ольха, ива, ольшаник. Выше пояса лесной растительности склоны и водоразделы покрыты мхами, лишайниками и кедровым стлаником, образующим местами густые труднопроходимые заросли. Среди кустарников встречаются также березка Мидлендорфа и кустарниковая ольха.

Население общей численностью 1800 человек сосредоточено на юге территории в селах Чумикан, Неран и Алтазия. Кроме того, на контрольных пунктах Антикан, Киран, Джелон и Намек проживает несколько семей связистов, обслуживающих линию телеграфно-телефонной связи Хабаровск - Магадан. Линия связи пересекает всю территорию на расстоянии 2-4 до 20 км от берега моря.

Территория характеризуется удивительно обильной фауной. Наибольшее количество обитателей приурочено к нижним частям склонов долин рек, значительно реже они встречаются в приводораздельных частях склонов и на водоразделах. Морские береговые обитатели представляют собой сплюснутых обитателей.

Первые геологические исследования территории ледя относятся к середине и концу прошлого века (А.Ф. Мидлендорф, Н.Г. Метлицкий, К.И. Богданович). Они носили маршрутный характер. Большинство маршрутов проходило вдоль морского побережья и редко - по долинам крупных рек (К.И. Богданович). В 1936 г. вдоль побережья Удской губы к югу от р. Саягат прошел маршрут А.В. Ульянов (ВНИИГи). В 1937 г. северо-восточная часть территории до мыса Саягат была охвачена геологической съемкой масштаба 1:500 000, произведенной Н.К. Трифоновиным (1938ф). В бассейне рек Антикан, Бардаш и левых притоков р. Уд в 1949 г. проведены геологические работы масштаба 1:500 000 Н.А. Раковым (ДВТУ). В том же году Торомская геологическая партия В.А. Ямолдыка (ДВТУ) провела работы в масштабе 1:1 000 000 в своей южной части территории. В 1950 г. в бассейне р. Киран производила работу масштаба 1:200 000 Киренская геологическая партия Амурской геологоразведочной конторы спецгидравки МЭД под руководством Г.Н. Чертовских (Киренский, 1953ф). Площадь геологическая съемка масштаба 1:200 000 значительной части территории ледя была произведена в 1961 г. Л.И. Красным и В.Ф. Чемяковым (ВСЕГЕИ). Самая южная часть территории была охвачена работами Н.К. Осипово и,

которая составила геологическую карту этого района в масштабе 1:200 000 (Осипова, 1954ф).

В результате перечисленных работ были в основном разработаны стратегия палеозойских и мезозойских отложений, схема интрузивной деятельности, а также намечалась определенная метаморфическая специализация интрузивных комплексов в районе хр. Прибрежного. Было установлено, что медная, полиметаллическая, медно-молибденовая и железорудная минерализация генетически связаны с мезозойскими интрузиями.

Большое значение для познания геологического строения района хр. Прибрежного имели работы Л.И. Красного. Им была подробно изучена и описана под названием Джелонской свиты мощная толща мезозойских осадочно-вулканогенных образований, выходящая на северо-восточную часть Удского наложенного прогиба. Названная свита дано по рекам Бол. и Мал. Джелон, в бассейне которых были встречены ее наиболее полные разрезы. Л.И. Красный расследовал свиту на три подсвиты: нижняя - осадочно-туфогенная, средняя - туфогенная и верхняя - существенно лавовая (Красный, Черняков, 1952ф). В результате последующих работ (Гольденберг, 1958ф; Зубов, 1958ф; Красный, 1960; Черняковский и др., 1961ф) средняя и верхняя подсвиты были объединены в одну верхнюю (вулканогенную) подсвиту. В настоящее время Джелонская свита разделена на две свиты (Черняковский, Лемитан и др., 1965ф). Название Джелонской свиты сохранено за более мощной нижней (осадочно-туфогенной) подсвитой, а верхняя (вулканогенная) подсвита отнесена к немудьянской свите (выделена А.Д. Станцевым в 1961 г.) нижнего мела, имевшей широкое распространение к северу и северо-востоку от территории листа. Основанием для такого разделения являлись различия в вещественном составе и возрасте (верхняя дря - низн нижнего мела, нижний мел) подсвит, наличие размыта и углового несогласия между ними и их большая мощность (1300 и 700-800 м). К низам Джелонской свиты, как фация осадочно-туфогенных пород, Л.И. Красным (Красный, Черняков, 1952ф; Красный, 1960) была отнесена под названием "учкавской фации" конгломератовая толща, развитая в бассейне рек Бол. Джелон, Бонгая и Мал. Бонгая (Бол. и Мал. Учкавая на топографических картах до 1955 г.). Но еще в 1851 г. Н.Г. Меллицкий (Мельников, 1893) и в 1937 г. Н.К. Трифонов (1938ф) правильно указывали на то, что конгломераты, встречающиеся в районе Прибрежного хребта, заведомо стратиграфически выше всех известных здесь вулканогенных образований среднего состава. Это подтверждено также работами 1959 г. (Гольденберг и др., 1960), 1960-1964 гг. (Черняковский и

др., 1961ф, 1965ф), 1963-1964 гг. (Королев, 1964).

В основу геологической карты и карты полезных ископаемых положены материалы геологической съемки и поисков масштаба 1:200 000, проведенных партиями № 430 и 1021 Второго гидрогеологического управления в 1960 и 1963-1964 гг. (Черняковский, Караулов и др., 1961ф; Черняковский, Лемитан и др., 1965ф). Эти работы производились с использованием материалов аэромагнитной съемки масштаба 1:200 000 (Херувимова и др., 1957ф), которой охвачена лишь материковая часть района до 55°00' с.ш., и аэрофотоинформации масштаба 1:60 000-1:65 000. Аэромагнитной съемкой, судя по карте графиков А Та и схеме их интерпретации (см. рис.3), в пределах территории выявлено всего три незначительных аномалии: над интрузивным массивом гранодиоритов в бассейне р. Кирен и двумя небольшими разрывными нарушениями северо-восточного простирания. В приустевных частях долины рек Уды и Кирен были поставлены электропаразельные работы (вертикальное электрозондирование, электропрофилирование), в задачу которых входило определение мощности рыхлых отложений, характера и площади распространения многолетней мерзлоты. В приустевой части долины р. Уды пройдены две скважины колонкового бурения глубиной 92 м (с. Чумикан) и 100 м (с. Агизия). Скважины пройдены с целью определения мощности, состава и возраста рыхлых отложений, выходящих долину р. Уды, изучения водоносности рыхлых отложений и подстилающих их коренных пород, определения мощности и характера многолетней мерзлоты, выяснения состава и возраста коренных пород.

При составлении геологической карты и объяснительной записки к ней частично использованы материалы геологических работ масштаба 1:200 000, проведенных в 1951 г. в районе хр. Прибрежного партией ВЕЛТЕИ под руководством Л.И. Красного (Красный, Черняков, 1952ф), а также учтены результаты исследований, проведенных в 1951-1964 гг. на соседних территориях (Гольденберг, Зубов, Красный, Черняковский).

При составлении геологической карты территории листа выявились следующие неузвяски с соседними к северу листами:

1. Развитие на территории листа N-53-IV, к северу от изученной площади, конгломератов в бассейне р. Бол. Джелон В.Ф. Зубовым (1962) отнесены к низам Джелонской свиты. Эти породы протавиваются на территории листа N-53-X, XI, где с размытом и угловым несогласием залегает на породах верхней дря - нижнего мела (Джелонская свита). На этом основании они отнесены нами к меридионской свите нижнего мела.

2. Гранитоиды, сложенные крупный интрузивный массив в бассейне рек Медий и Бол.Джелон, на территории соседнего к северу листа (N-53-IV) по возрасту отнесены к нижнему мелу. Новые определения абсолютного возраста пород из этого массива позволили датировать его верхним мелом.

3. На геологической карте В.Ф.Зубкова (лист N-53-IV, 1962), в ее юго-западной части, отсутствует крупное разрывное нарушение, по которому в исследованном районе породы нижнего протерозоя надвинуты на эффузивы верхней подсистемы джелонской свиты Верхней кры - нижнего мела.

4. У северной границы территории листа N-53-X, XI в бассейне рек Бол. и Мал.Джелон развиты эффузивные образования верхней подсистемы джелонской свиты верхнерюкского - нижнемелового возраста. На смежной к северу территории листа N-53-V, VI эти образования относятся к немуджанской свите нижнего мела (Чернявский, Левитан и др., 1965ф).

СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении описываемой территории принимают участие протерозойские, палеозойские, мезозойские и палеогеновые (?) образования, а также рыхлые четвертичные отложения.

Метаморфические породы протерозойского возраста имеют весьма ограниченное распространение. Широкое развитие имеют мезозойские толщи осадочно-туфогенных и вулканогенных пород. Палеогеновые (?) породы слатяют различные субэффузивные тела (дайки). Отложения четвертичной системы развиты повсеместно. Они представлены склоновыми, речными, ледниковыми и морскими тенецкими типами.

НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

К у м а н с к а я с в и т а (Ft. *km*). К наиболее древним образованиям территории относится толща метаморфических пород, сложенная участком площадью около 3 км² на водоразделе рек Кираткан и Таласкан в северо-западной части листа.

Изучение этого участка показало, что здесь метаморфические породы, представляющие платиоидеисмы, послонно интесприванными гранитоидами и кварцевыми жилами древнеэтанового (раннепротерозойского) интрузивного комплекса, круто (70-80°) надвинуты на

порфирииты и туфы верхней подсистемы джелонской свиты верхней кры - нижнего мела. Надвиг произошел по крупному разрывному нарушению, которое входит в систему разрывов, образующих в соприкосности джелонской глубинной разлом (Моравев, 1962). Он сопровождается зоной смещения шириной более 2 км, в пределах которой в результате дислокационного метаморфизма породы толщ интенсивно расчленованы, а также милонитизированы и катализированы, иногда настолько сильно, что превращены в милониты и катализиты. В тейсах хорошо выражена сланцеватость, имеющая выдержанное крутое (60-80°) северо-западное падение.

Характерной особенностью строения метаморфической толщ является незакономерное, местами частое чередование тейсов с многочисленными межпластовыми интескциями жильных пород, милонитами и катализитами. Мощности межпластовых интескционных прожилков, жил и даек - от нескольких миллиметров до десятков метров. Милониты и катализиты слатяют участки линзообразной и неправильной формы площадью до 0,2-0,4 км², реже до 0,6 км². Переходы между ними и платиоидеисмами нередко постепенные. В связи с незначительными размерами площади развития метаморфических пород и ее сравнительно слабой обналиченностью, а также интенсивно проявленными наложенными процессами динамометаморфизма, изменчивыми первоначальным облик пород, составить стратиграфический разрез толщ не оказалось возможным.

Платиоидеисмы - породы светлого зеленовато-серого цвета со сланцеватой текстурой. Лицевые поверхности расчленены наломинируют зеркала скопления и обладают параллельной штриховкой. Структура блококатекстическая, блокомилонитовая, микрогранобластовая, микропидиолитовая, местами порфириобластовая. Тейсы состоят из мелких (0,05 мм) изометричных, реже угловатых, зерен олигоклаз-андезина или андезина (50-60%), кварца (30-40%) и листовых мусковита (до 10%). Параллельное расположение последних подчеркивает сланцеватую текстуру породы. Среди микроструктурной массы породы встречаются порфириобласты андезина № 33 (15%) размерами 0,2-0,5 мм, которые часто раздроблены и имеют угловатые очертания.

Милониты - светло-серого, нередко розовато-серого цвета породы с крупноочковой сланцеватой текстурой, блокомилонитовой, микрогранобластовой и порфириобластовой структурой, состоящие из агрегата мелких (0,05 мм) изометричных зерен олигоклаза и кварца с неровными контурами. Блеск выразился также во вторичной раскристаллизации кварца в виде тонких (0,05 мм) прослойков. Порфириобласты (до 50%) представлены раздробленными зернами

микроклина и андезина размерами 1-5 мм, редко до 2-3 см. Они образуют изометричной или линзовидной, реже угловатой, формой и главным образом основной массой, образуя очковую текстуру.

Катаклизмы - породы зеленовато-серого цвета с неясно выраженной полосчатостью, катаклизмической и порфирокластической структурой. Порфирокласты (70%) представлены микроклином, плагтиоклазом и кварцем. Масса, цементирующая порфирокласты, траво-кластическая, местами микрогранобластовая, состоит из микрозернистого агрегата кварца, полевых шпатов и минералов эпидиот-циновитовой группы.

Видимая мощность толщи метаморфических пород,immerшей преобладающее распространение за пределами территории, составляет, по мнению В.Ф.Зубкова (1962), 1500-2000 м.

Породы описанной метаморфической толщи принадлежат куманской свите, которая входит в состав удинской серии нижнего протерозоя Становика-Джугджуга, выделенной В.Н.Можкин (1956ф). К северу от описываемой территории куманская свита перекрыта метаморфическими породами лавинской свиты этой же серии нижнепротерозойского возраста (Зубков, 1962). Нижний возрастной предел не ясен. Возраст пород куманской свиты большинством исследователей считается нижнепротерозойским (Можкин, 1958, 1959, Зубков, 1962).

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Отложения, условно отнесенные к девонской системе, в пределах описываемой территории представлены двумя толщами: нижней (?) - и верхнедевонской (?) возраста. Выходы пород толщи пространственно разобщены.

Н и ж н и о т д е л ? (D₁ ?)

Отложения условно нижнедевонского возраста встречаются на очень небольшой площади (2 км²) в юго-западной части района. Они обнажаются на склонах останцово-возвышенности с абсолютной отметкой 121 м в 4 км южнее с.Чумикан и на участке вдоль юго-восточного берега оз.Букуче. Основная площадь развития этих пород находится на соседних к эту территорий. Толща в пределах удинского прогиба перекрыта мезозойскими и четвертичными образованиями. Бурувая скважина в с.Чумикан вскрыла породы толщи на

глубине 59 м, где они залегают под осадочно-туфогенными породами нижней подсистемы девонской свиты верхнеерско-нижнемоловского возраста.

Толща сложена кремнистыми шмовидными породами, лшмами, лшвазами, лшвазовыми и базальтовыми порфиритами, туфами, мощными линзами и прослоями мраморизованных известняков. Перечисленные породы залегают моноκлиinally и характеризуются крутым (70-80°) юго-восточным падением. Мощность пластов, покровов и линз колеблется от 20-50 до 100-200 м. Ввиду плохой обнаженности непрерывный разрез описать не удалось. Видимая часть разреза отложений нижнего девона (?) в районе высоты 121 м выглядит следующим образом (снизу вверх):

1. Кремнистые породы светло-серого и розовато-серого цвета 50 м
2. Лшвазы расщепленные, лшвазовые и базальтовые порфириты, туфы с пластами и линзами кремнистых шмовидных пород зеленовато-бурого цвета мощностью 10-20 м 170 "
3. Кремнистые, иногда шмовидные, массивные породы серого цвета 180 "
4. Мраморизованные известняки, массивные, светло-серые и пятнистые 200 "
5. Лшмы красновато-бурого цвета и пятнистые кремнистые породы серого цвета с покровами расщепленных лшвазов, прослоями и линзами мраморизованных известняков мощностью 20-50 м 200 "
6. Пачка переслаивания, аналогичная пачке 2. Мощность прослоев и линз 80-100 м 500 "

В отличие от приведенного разреза нижнедевонские (?) образования, вскрытые Чумиканской скважиной, представлены преимущественно кремнистыми породами и лшмами с реликтами радиоларий, а на юго-восточном берегу оз.Букуче преобладают лшвазы с линзами мраморизованных известняков. Небольшой фактический материал не позволяет с уверенностью судить о распределении пород толщи по разрезу, однако создается впечатление, что в верхах толщи увеличивается количество и мощность покровов лшвазов.

Кремнистые шмовидные породы светло-серого, серого, красновато-бурого цвета, массивные, состоят из крипторасщепленного кварца и халцедона с гнездами и прожилками мелкокристаллического кварца, иногда с большим количеством тонкодисперсного гематита, содержание которого может достигать 20-30%. Структура

криптокристаллическая, часто микрокристаллическая, иногда конкреционная. Последняя обусловлена сферическими образованиями халцедона и тематита. Местами породы в результате сплошной перекристаллизации превращены в кварциты с мозаичной структурой.

Лимы - массивные породы красно-бурого цвета, состоящие из криптокристаллического кварца и халцедона с примесью тонкодисперсного тематита. Характерной особенностью является присутствие реликтов радиолярий, составляющих до 15-20% породы. Они представляют собой правильные округлые образования диаметром 0,1-0,2 мм, выполненные халцедоном, нередко с оболочкой из криптокристаллического кварца. Наряду с радиоляриями встречаются веретенообразные включения, выполненные халцедоном, с тонкими стенками (0,02-0,1 мм) из криптокристаллического кварца с тематитом. Они иногда разделены на камеры и напоминают органические остатки. Структура лым криптокристаллическая, организованная.

Диабазы состоят из андезит-дабрадора № 50-55 (40%), моно-клинового пироксена-авгита (30%), оливина (20%), рудного минерала и вулканического стекла (10%). Диабазы от мелко- до микрокристаллических с долеритовой, местами микродолеритовой, пойкилоидной, диабазовой и долеритовой структурами, иногда с миндалекаменной текстурой. Миндалины (до 1-2 мм в поперечнике) выполнены кальцитом. Диабазы массивные, нередко расщепленные, преимущественно зеленовато-бурого цвета.

Диабазовые порфириты - массивные породы зеленовато-серого цвета с порфировой структурой. Вкрапленники (50%) представлены андезит-дабрадором № 50-55. Основная масса имеет диабазовую структуру и состоит из андезит-дабрадора (50-52%), авгита (40%), рудного минерала (5-7%) и кварца (до 3%). Порфириты очень сильно хлоритизированы.

Базальтовые порфириты зеленовато-бурого цвета с порфировой структурой и миндалекаменной текстурой. Вкрапленники (5%) представлены мелкими (до 0,5 мм) кристаллами основного плагиоклаза. Основная масса толеитовая, местами микродолеритовая, состоит из основного плагиоклаза (50%), моноклинового пироксена (25%), рудного минерала (15%) и хлоритизированного стекла (10%). Миндалины выполнены кальцитом.

Гуфы мелкообломочные, литокристаллокластические, бурого-серого, до черного цвета. В бурой пеллоидной связующей массе, обогащенной окислами железа, заключены обломки (0,05-0,1 мм)

кристаллов андезит-дабрадора, моноклинового пироксена, рудного минерала и единичные обломки сильно серпентизированных и карбонизированных пород. Кроме того, встречаются единичные мелкие минералы.

Мраморизованные известняки - массивные породы светло-серого и серого цвета, состоящие из кальцита. Структура неравномернозернистая, гранобластовая, местами ступчатая. На отдельных участках сохранилась криштозернистая структура. Эти участки имеют распыляющие очертания и обуславливают ступчатую структуру.

Видная мощность толщи превышает 1300 м.

Палеонтологические остатки, кроме неопределенных радиолярий, в нижедевоновых (?) породах не обнаружены. По своему составу составу вышеописанная толща близка к красноцветной свите и кремнистой толще среднего палеозоя (силур - нижний девон), выделенным в Тильском районе В.А.Промельком (1950ф) и С.И.Тороховым (1961ф). В 1966 г. С.И.Торохов условно отнес кремнистую толщу к нижнему девону, параллелизуя ее со свитой мыса Радужного Шантарских островов (Торохов, Карелов и др. 1965ф), возраст которой в настоящее время считается нижедевонским. Эффузивные и карбонатно-кремнистые породы территории листа представляют собой единый комплекс пород с кремнистой толщей смежной территории к югу и на этом основании они также условно отнесены к нижнему девону. Но не исключен и более древний их возраст. Так, например, Э.Д.Школьников и Г.В.Белова (ДВНТ) считают возраст описанной толщи кембрийским.

В е р х н и й о т д е л (?)

У с м у н с к а я с в и т а (Дз?и). Породы усмунской свиты отличаются сравнительно небольшой площадью (около 60 км²) на севере листа в бассейне р.Иканды. Свита впервые выделена В.Ф.Зубковым (1958ф, 1959ф) на соседней к северу территории, где она залегает с угловым несогласием на фанотический охарактеризованных песчаниках и алевролитах икандинской свиты фемского яруса верхнего девона. На территории листа она перекрывает породами девонской свиты верхнедевонско - нижнедевонского возраста.

Свита сложена диабазом, базальтовыми и андезитовыми порфиритами, лавобрекчиями, редко конгломератами. Строение ее довольно однообразно. В основании иногда присутствуют остро вы-

клинивавшиеся по простиранию линзообразные пласты конгломератов. Обычно самый нижний пласт сложен мелкозернистыми конгломератами, имеющими видимость мощности около 20 м, на которых залегают гравийные конгломераты мощностью 60 м (правобережье р. Ий-канда). Выше залегает пачка чередующихся пластов лавобрекчий среднего состава и маломощных (3-5 м) покровов андезитовых порфиритов. Мощность пачки 100-150 м. Эта часть разреза обнажается по левому берегу р. Ийканда. Вся оставшаяся часть свиты сложена покровами диабазов и базальтовых порфиритов.

Диабазы - массивные, мелко- и среднекристаллические породы темно-серого цвета с зеленоватым или красно-бурым оттенком. Они состоят из лавобрекчия и 51-54 (45-50%), андита (15-55%), иногда оливина (до 10-40%) и рудного минерала (до 15%). Вулканическое стекло в основной массе в значительной степени замещено хлоритом и частично кальцитом. Структура диабазовая, диазозово-ойитовая, пойкилоойитовая, полеритовая, иногда толеитовая. Текстура нередко миндалекаменная. По химическому составу диабазы относятся к лейкомеланократовым породам, насыщенным SiO_2 , очень бедным щелочами, и соответствуют диабазам и оливиновым диабазам, по Р. Дэли (табл. I).

Базальтовые порфириты - афанитовые или мелкокристаллические, миндалекаменные породы темно-серого или красно-бурого цвета с порфировой структурой. Они состоят из основного, сильно соскискированного платиолаза (50%), моноклинового пироксена или оливина (15-25%) и стекла (25-35%). Вкрапления (35-40%) длиной от 0,1-0,2 до 0,4-2 мм представлены платиолазом и иногда оливином. Основная масса состоит из платиолаза, пироксена и стекла. Структура основной массы интерсерпентальная, микролитовая. Стекло, как правило, замещено агрегатом минералов эгидио-титановой группы.

Андезитовые порфириты представляют собой массивные или миндалекаменные породы темно-серого и зелено-серого цвета, характеризующиеся порфировой структурой и титаноциклопидовой и интерсерпентальной основной массой. Встречаются участки перлитовой текстуры. Вкрапления (20-65%) в основном представлены андезитом № 42-43 и очень редко ромбическим пироксеном. Последний нацело замещен рудным минералом и идиотситом. Основная масса состоит из вулканического стекла, замещенного хлоритом, и платиолаза.

Лавобрекчий - породы с литовитрокристаллической пестрой структурой. Оливины (60-85%) от 0,1 мм до 5-7 см в поперечнике представлены вулканическим стеклом светло-коричневого цвета с редкими (5-15%) микролитами платиолаза, андезитовыми порфири-

Таблица I

Химический состав диабазов усмунской свиты^{х/}

Название породы, место отбора, номер образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	SO_3	H_2O	П.п.п.	Сумма
Диабаз, левобережье р. Ийканда, обр. 67	47,28	1,77	17,00	5,48	5,00	8,48	8,74	1,78	0,48	0,01	0,56	3,74	100,32
Диабаз, правобережье р. Ийканда, 2 км западнее высоты 942 м, обр. 637	46,04	1,58	17,06	5,41	5,14	8,93	9,28	1,88	0,42	0,02	1,24	3,46	100,46

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

Номер образца	a	c	b	s	f'	m'	c'	n	φ	t	a/c	Q
67	4,9	9,6	26,8	58,7	37,3	56,7	5,9	85,1	18,4	2,7	0,5	2,0
637	5,0	9,6	28,5	56,8	35,3	56,8	8,3	88,4	17,3	2,4	0,52	5,9

^{х/} Химические анализы пород здесь и далее выполнены лабораторией Центрального научно-исследовательского геологического института.

таме, туфоловой среднего состава. Связующая масса крипторкситовая, туфоловая хлорит-полевошпатовая буровато-желтого цвета.

Контломераты зеленоватого-серого и светло-серого цвета, размеры обломочного материала от 1-7 мм (травянистые контломераты) до 2-3 см; хорошо окатыши обломки крупнее 5 мм. Обломки (до 50%) представлены алевритами, мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками, реже розовыми гранитами и кварцем. Цемент первона-чально туфовый (вероятно, пегловый), перекристаллизованный в се-рицит-кварцевую массу с микропеплоиднообластовой структурой.

Видимая мощность свиты более 850 м.

Палеонтологические остатки в породах усмунской свиты не встречены. Свита по возрасту отнесена В.Ф.Зубковым (1962) к верхнему отделу девонской системы предположительно. Основанием для этого послужило то, что в бассейне рек Иканды и Лалы порода этой свиты залегает с угловым несогласием на отложениях фаменского яруса верхнего девона (икандинская свита) и с раз-рывом перекрыты контломератами акританской свиты. Возраст пос-ледней определен В.Ф.Зубковым условно как пермский. Кроме того, В.Ф.Зубков (1962) считает, что аффузы усмунской свиты анало-гичны основным аффузам, широко распространённым в толщах сред-него палеозоя Монголо-Охотской геосинклинали. Но учитывая, что акританские контломераты в настоящее время считаются заведомо меловыми и сопоставляются с мерконскими контломератами нижнего мела, а также большое сходство аффузов усмунской и девонской свит, не исключён и более молодой, мезозойский, возраст пород усмунской свиты.

Мезозойские образования представлены мощным комплексом осадочно-вулканогенных пород среднего и кислого состава. Нижне-часть разреза характеризуется средним составом вулканогенных пород, а верхние представлены кислыми аффузами. По возрасту они относятся к верхней дре-нижнему мелу, нижнему и верхнему мелу.

ИРСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ - МЕЛОВАЯ СИСТЕМА,

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Д ж е л о н с к а я с в и т а. Осадочно-вулканогенные образования девонской свиты составляют большую часть территории листа. По вещественному составу свита подразделяется на две под-свиты - нижнюю (осадочно-туфовенную) и верхнюю (вулканогенную).

Нижняя подсвита (J₃-O₁ d₁). Осадочно-туфовенные образования нижней подсвиты залегают в основном толщ

мезозойского возраста, сложенных почти всю территорию листа. Они широко развиты вдоль побережья Удской губы и в южной части территории (бассейн р.Бараш, нижнее течение рек Антыкан, Лид-да, Салатат, Сивак, Огнэ). В других местах разрозненные и сред-нительно небольшие выходы пород встречаются в глубоко врезающих долинах рек Бонгя, Бол.Джелеон, Налек и др., а также в верховьях рек Биракчан, Олгондо и левых притоков р.Иканды, где они при-урочены к ядрам и крутым структурам. Подсвита подстилается аффу-зивами верхнего девона (?), разбитыми в бассейне р.Иканды. Связка в с.Чумикан вскрыла под туфами подсвиты на глубине 59 м отложения нижнего девона (?). За пределами территории ли-ста к северу нижняя подсвита девонской свиты с резким угловым и стратиграфическим несогласием залегает на породах нижнего протерозоя (Черныянский, Левитан, 1965ф). Породы подсвиты почти повсеместно перекрыты, как правило, с разрывом средними аффу-зивами верхней подсвиты девонской свиты. В северо-восточной части территории подсвита с угловым и стратиграфическим несог-ласием перекрыта контломератами нижнемелового возраста. Породы подсвиты прорваны интрузивными породами нижнего мела.

Отложения подсвиты представлены туфами и туфобречиями среднего состава, реже туфопесчаниками, туфоваевритами и уг-листо-глинистыми сланцами. Они характеризуются хорошо выражен-ной слоистостью, наличием тонкослоистых (от 1-5 до 60-80 см) плачек с флишеподобным переслаиванием пород, широким распростра-нением пелловых туфов, присутствием углисто-глинистых сланцев местами с тонкими (0,2-10 см, редко до 40-50 см) линзообразными прослоями каменного угля, обогаченностью ряда пластов раститель-ным, нередко углещипованным дестритом, среди которого встре-чаются отдельные остатки. Иногда в породах наблюдаются окаме-ненные и обугленные обломки древесных стволов и ветвей. Мощность пластов и тонкослоистых плачек, нередко имеющих линзообразный характер, колеблется от 1-5 до 100-200 м, реже достигает 300-400 м. Местами в туфах наблюдается косая слоистость, напоминаю-щая слоистость прибрежно-морских и озерных отложений.

Нижняя часть разреза подсвиты сложена разнообломочными туфами, туфопесчаниками и туфобречиями, преимущественно мелко-обломочными (1-5 см). Это подтверждено двумя буровыми скважина-ми, пройденными в устьевой части р.Уда. Аналогичные породы в низах свиты наблюдались В.И.Толдленбергом (Толдленберг и др. 1960) в районе устья р.Лангарь, где они залегают на разбитой поверхности среднедевонских отложений, а также В.И.Черныяским (Черныяский, Левитан, 1965ф) по левобережью р.Немуи, где их

контакт с нижележащими породами нижнего протерозоя вскрыт шур-
фами. Средняя часть разреза представлена туфами и туфобрекчия-
ми, переслаивавшимися местами с тонкослоистыми флишеподобными
пачками туфов, туфопесчаников, туфовлевролитов и углисто-глини-
стых сланцев. Туфобрекчия этой части свиты нередко отличается
крупными (10-20 до 40 см, как исключение до 1-1,5 м) размерами
обломочного материала. В некоторых пластах туфобрекчий встре-
чается до 10-15% окатанного и полукатанного материала. Тонкслои-
стые пачки с флишеподобным переслаиванием пород, в составе ко-
торых принимают участие углисто-глинистые сланцы с прослойками
каменного угля, характерны преимущественно для средней части
свиты. Они отсутствуют в ее нижней и верхней частях. Максималь-
ная мощность средней части джелонской свиты, содержащей указан-
ную мощность тонкслоистых пачки, отмечается в районе междуречья
Киран - Мал.Джелон, где достигает 640-815 м. В северо-восточном
направлении от устья р.Мал.Джелон тонкслоистые пачки постепен-
но исчезают и средняя часть разреза свиты преимущественно сло-
жена монотонно переслаивавшимися туфами и туфобрекчиями. То же
самое наблюдается и к юго-западу от р.Киран. Строение верхней
части подсытит аналогично средней, но без углисто-глинистых
сланцев. Разрез нижней подсытит в нижнем течении р.Мал.Джелон
заканчивается пластом среднеобломочных туфов мощностью 150 м.
В связи с разобщенностью обнажений различных частей разреза
нижней подсытит не оказалось возможным составить ее полный по-
слойный разрез. Один из наиболее полных разрезов подсытит сос-
тавлен по долине р.Мал.Джелон (нижнее течение), где обнажаются
(снизу вверх):

1. Пачка тонкслоистых туфов и туфобрекчий (обломки 1-2 см)	5 м
2. Туфобрекчий (обломки 2-12 см, единичные глыбы и валуны до 30-50 см) серо-зеленого цвета с линзами и прослоями крупнообломочных туфов. В туфобрекчий - до 5-10% окатанного материала	300 "
3. Туфы мелкообломочные зеленовато-серого цвета с бурым оттенком	125 "
4. Туфобрекчий (обломки 2-3 см) зелено-се- рого цвета с бурым оттенком	35 "
5. Туфы среднеобломочные серого цвета с прослоями и линзами туфобрекчий (обломки 0,5- 2 см)	75 "
6. Туфобрекчий (обломки до 1 см) серого цвета с желтоватым оттенком	85 "

7. Туфы мелкообломочные зеленовато-серого цвета	20 м
8. Пачка тонкого флишеподобного переслаива- ния туфов мелко- и среднеобломочных, пелловых, туфобрекчий (обломки до 1 см) и углисто-глинистых сланцев	12 "
9. Туфобрекчий (обломки 0,5-1 см) серого цвета	100 "
10. Пачка тонкого флишеподобного переслаива- ния туфов мелко- и среднеобломочных, пелловых, углисто-глинистых сланцев, туфобрекчий (обломки до 1-2 см), туфопесчаников с опечатками Sladophylis williamsi Brode	30 "
11. Туфы от средне- до крупнообломочных, зе- леновато-серого цвета	42 "
12. Пачка тонкслоистых, тонко-, мелко- и среднеобломочных туфов	25 "
13. Туфы мелкообломочные серо-зеленого цвета 14. Туфобрекчий (обломки 0,5-1 см) зелено- серого и бурого цвета	22 " 75 "
15. Туфы среднеобломочные серовато-зеленого цвета	150 "

Общая мощность по разрезу 1101 м. Стратиграфически выше
по разрезу на породах подсытит залегают эффузивы верхней под-
сытит джелонской свиты. К юго-западу от р.Мал.Джелон в направ-
лении р.Олгондо в разрезе резко увеличивается количество пачек
с тонким флишеподобным переслаиванием пород.

Туфы - разнообразны по составу (андезитовые, дицитиовые)
породы от тонко- до крупнообломочных с классическими структура-
ми. Обломочный материал представлен обломками кристаллов пла-
гиоклаза (олигоклаз-андезин, андезин) и кварца, редко полностью
хлоритизированным цветным минералом и калиевым полевым шпатом,
а также андезитовыми и дицитиовыми порфиритами, туфами, разло-
женным вулканическим стеклом. Размеры обломков колеблются от
0,01-0,09 мм и менее до 0,5-2 мм, реже до 4-5 мм. К пелловым
туфам относятся породы, состоящие почти целиком из обломков вул-
канического стекла различной формы.

Туфобрекчий - массивные и грубослоистые породы с обломоч-
ным материалом размером от 0,5-2 до 10-20 см, редко до 30-60 см,
преобладают 2-3 см. Как исключение, размеры отдельных глыб дос-
тигают 1 м и более. Цементирующая масса (40-60%) состоит из ту-
фов.

Туфопесчанники содержат до 50-80% угловатого, полуокатанного, реже окатанного обломочного материала, представленного кварцем, полевыми шпатами, тонкообломочными и пелловыми туфами, разложенным вулканическим стеклом и микрофизитами. Размеры обломков колеблются от 0,01-0,08 до 0,2-0,8 мм. Цемент базальний, соприкосновения и пор, пелловый с примесью пелла и чешуек серицита или кремнисто-карбонатный. Структура псаммитовая, псаммито-алевритовая. Туфопесчанники биотизированы и хлоритизированы. Туфалавролиты отличаются от туфопесчанников меньшими размерами обломочного материала.

Углисто-глинистые сланцы, сильно выветрелые, тонкосланцеватые, состоят из тонких (не более 0,5 см) чередующихся углесто-глинистых и глинистых слоев. В сланцах местами встречаются линзообразные прослои каменного угля мощностью от 0,2-10 до 40-50 см.

Общая мощность нижней подсистемы составляет не менее 1300 м.

Разными исследователями в породах подсистемы на территории листа были сделаны предельные сборы многочисленных отпечатков ископаемых растений, определение которых позволило довольно уверенно судить о возрасте вмещающих их отложений. В 1949 г. Н.А.Раковым (1964ф) в районе мыса Атыкан были собраны остатки флоры, среди которой Т.Н.Байковской определены *Pityurhullum kobukense* Sew. и *Cladophlebia* (L. et H.) Sew. Эта флора на основании широких сопоставлений с флорой из юрских отложений Китайской Джунгарии, Верхней Бурии и Верхнего Амура, а также обильной флорой из верхнеюрских и нижнемеловых никанских отложений р.Учур и Буриканского бассейна была отнесена к верхнеюрскому — нижнемеловому возрасту. В 1950 г. в районе устья р.Кирган Т.П.Чертовских (Кличанский, 1953ф) и в 1951 г. между реками Мал.Джелон и Олгондо Л.И.Красным и В.Ф.Чемковым (1952ф) собраны следующие растительные остатки: *Equisetites fergusoni* Sew., *Pityurhullum ponderacioides* (Neer.) Nath., *Cladophlebia takzakii* Olsht., *C. cf. fangtuenensis* Sze., *C. whitfieldii* var. *punctata* Brück., *C. sp.*, *Nilssonia* sp., *Czekanowskia setacea* Neer., *C. rigida* Neer., *C. latifolia* Tur.-Ket., *Phoenicospora preslova* Neer., *Rodocnites lanceolatus* (Lind et Nutt.), *P. cf. angustifolius* (Eichw.) Neer., *P. sp.*, *Sarcollites* sp.

Сенеро-воосточнее, в районе устья рек Бонтая и Мал.Бонтая (Бол. и Мал.Учаравай), Л.И.Красным (1952ф) в 1951 г. были обнаружены следующие формы: *Pityurhullum ponderacioides* (Neer.) Nath., *Cladophlebia* cf. *takzakii* Olsht., *C. arguta* (Neer.)

Font., *Equisetites sibiricus* (Neer.) Sew., *Sphenobolus* sp., *Czekanowskia rigida* Neer., *C. latifolia* Tur.-Ket., *Phoenicospora angustifolia* Neer.

Определявшая эту флору А.И.Турутанова-Кетова считает, что она верхнеюрского возраста. Аналогичная ископаемая флора была собрана Л.И.Красным и Г.С.Ганешинным в 1951 г. по долине р.Учи (район с.Удского) и на р.Неми из тех же пород нижней подсистемы Джелонской свиты. М.И.Брик и А.Н.Криштофович считают, что эти растительные остатки имеют облик молодых юрских флор не старше средней юры, но могут характеризовать и низы мела (зельд), так как они обнаруживают большое сходство с амурской, буриканской и нижнемеловой флорой (*Cladophlebia takzakii* Olsht.) Япония (Красный, 1960). В 1960 г. В.И.Чернявским, В.Б.Карауловым, Э.А.Власовым и В.Н.Трушкиным в нижнем течении р.Мал.Джелон и в морских береговых обрывах между устьями рек Олгондо, Луктак и Сивак были собраны растительные остатки (Чернявский, Караулов и др., 1961ф): *Pityurhullum* ex sp. *ponderacioides* Neer., *Cladophlebia williamsii* Brong., *C. aff. hutchinsonii* (L. et H.) Sew., *Nilssonia pedana* (Leck.) Rox. Str., *Czekanowskia rigida* Neer., *Rodocnites angustifolius* (Eichw.) Neer., *Schizolepis* sp.

Определенный флору В.А.Вахрамеев отмечает, что установленные виды имеют широкое вертикальное распространение, встречаясь от средней, а иногда и от нижней юры до нижнего мела включительно. Известно, что для средней и верхней юры (до нижневолжского яруса включительно) флуты и в частности южно-алданского бассейна характерно широкое распространение *Variaella diamensis* Sew. Отсутствие этой формы в сборах из Джелонской свиты является косвенным признаком, который может указывать на возраст более молодой, чем нижневолжский. *Cladophlebia takzakii* Olsht., имеющийся в сборах Л.И.Красного и В.Ф.Чемкова из Джелонской свиты, известен в нижнемеловых отложениях Японии. Исходя из этого В.А.Вахрамеев приходит к выводу, что возраст нижней подсистемы Джелонской свиты следует датировать как верхнюю юру — низы нижнего мела.

Верхняя подсистема (J_3 - Cr_1 , d_{f2}). Среди толщ мезозойского возраста вулканические образования среднего состава верхней подсистемы Джелонской свиты пользуются наибольшим распространением. Им сложена большая часть территории листа. Верхняя подсистема с разрывом, резким угловым и стратиграфическим несогласием залегает на докембрийских породах фундамента. На породах нижней подсистемы она залегает с небольшим угловым несогласием и разрывом.

Граница между подсытками неровная, местами с карманообразными заливами. Это хорошо видно в береговых обрывах к северо-востоку от устья р. Мал-Джелон.

Несоответствие залегание наблюдается также по левобережью р. Бол-Джелон близ устья и по долине р. Салатат, где породы нижней подсытки падают в южном, а верхней — преимущественно в северо-восточном направлении. К северо-востоку от мыса Манорского, а также в долинах рек Салатат и Левый Антыкан породы нижней подсытки имеют субмеридиональное простирание, а верхней — субширотное. По левобережью р. Икандра верхняя подсытка залегает на нижней с незначительным ($10-15^{\circ}$) угловым несоответствием или подстилается породами усумской свиты верхнего девона (?). Более резко несоответствие между подсытками выражено на территории смежного к северо-востоку мыса Н-53-У, 1. Некоторое исследование (И. И. Красный, В. Ф. Зубков и др.) считают, что подсытки залегает между собой согласно. Породы подсытки прорваны интрузивными нижнего и верхнего мела.

Подсытка сложена андезитовыми и дацитовыми порфиритами, их туфолитами, туфами и туфобрекчиями. В отличие от нижедекашей подсытки в верхней отсутствуют тонкоосистые пачки с флишеподобным переслаиванием пород, углисто-глинистые сланцы, не встречены ископаемые растительные остатки, очень редко встречаются пеллиные туфы и широко развиты покровы андезитовых и дацитовых порфиритов. Иногда породы верхней подсытки имеют миндалекаменный облик. Породы и минералы округлой и неправильной формы размерами от долей миллиметра до 1-2 см в поперечнике и обычно выполнены хлоритом, реже кальцитом.

Разрез верхней подсытки начинается покровом порфиритов, по подложке которого проводится граница с нижней подсыткой. Он характеризуется грубым чередованием эффузивных покровов и пластов пирокластических пород, нередко быстро выклинивающихся по простиранию. Мощность пластов и покровов колеблется от 1-5 до 20-100, реже 200-300 и очень редко 400 м. Какой-либо определенной закономерности в чередовании лав и пирокластических пород в разрезе подсытки не отмечается. Так, например, в бассейне р. Мал-Джелон пирокластические породы и порфириты встречаются примерно в равных количествах по всему разрезу.

В других местах наблюдается резкое преобладание эффузивов или туфов и туфобрекчий. По правобережью р. Кирак, в бассейне рек Олгондо и Биракачан и в некоторых других местах низы подсытки сложены преимущественно порфиритами, а в бассейнах рек Належ, Бол-Джелон и Салатат они преобладают в верхней части разреза.

Не наблюдается закономерностей и в распределении лав и туфов по петрографическому составу. В целом преобладают породы андезитового состава.

Дацитовые порфириты, их туфолиты и туфы развиты преимущественно в междуречье Бол. и Мал-Джелон, нижнем течении р. Ол-не, среднем течении р. Талакан и значительно реже встречается в других местах. Порфириты образуют не только покровы, но встречаются и в виде оплеченных неков и субэффузивных даек (жировая фация). Если среди порфиритов и туфов подсытки при сравнительно легкой обнаженности эти образования трудно заметить, то среди пород нижней подсытки, легче поддающихся выветриванию, некие выступают в виде остаточных сопок и откартированы в бассейне рек Бардаш и Антыкан. Особенно хорошо видны эти тела в береговых обрывах (мысы Антыкан, Малжигинда). Некие представляют собой штокообразные тела от 0,1 до 0,5-0,8 км, реже 1 км в поперечнике. Контакты крутые ($70-80^{\circ}$), нередко вертикальные, относительно ровные, реже извилистые. Субэффузивные дайки встречаются повсеместно. Они прямолинейные, извилистые, с ровными или залитообразными контактами. Мощность даек колеблется от 0,5-2 до 10-20 м, протяженность самая различная. Углы наклона преимущественно $70-80^{\circ}$ до вертикальных, редко $15-20^{\circ}$, простирания разные. От неков и даек нередко отходят межпластовые афизмы, залегающие согласно или почти согласно с вмещающими породами.

Условия обнаженности не позволили составить полный разрез подсытки от подложки до кровли. В качестве типичного примера можно привести частный разрез по правому склону долины р. Мал-Джелон. Здесь на породах нижней подсытки залегает (снизу вверх):

1. Андезитовые порфириты, миндалекаменные, серого цвета 135 м
2. Туфы средне- и крупнообломочные, темно-серого цвета 20 "
3. Андезитовые порфириты темно-серого цвета 80 "
4. Туфобрекчия (обломки 1-1,5 см) бурого цвета 70 "
5. Туфы крупнообломочные темно-серые с зеленым оттенком 80 "
6. Андезитовые порфириты темно-серого цвета 70 "
7. Туфы средне- и крупнообломочные, зеленоватого-серые 20 "
8. Туфобрекчия (обломки до 1 см) зеленоватого-серые 20 "

серого цвета 35 м
9. Туфы средне- и крупнообломочные, серые и
зеленовато-серые 50 "

Общая мощность по разрезу 560 м.

Андезитовые порфиры представляют собой массивные породы с порфировой, редко призматически-зернистой (жарловая фация) структурой, иногда с миндалекаменной текстурой. Вкрапленники (20-30%) представлены плагиоклазами (андезин-лабрадор № 45-55, редко лабрадор № 60), нередко зональными, роговой обманкой, антитом. Характерны гломеропорфировые сростки кристаллов. Основная масса микролитовая, пиктакситовая, часто интерсерпентинат, реже тиглопидитовая, криптокристаллически - адиоморфно-зернистая. Она состоит из андезина, роговой обманки, ангита и вулканического стекла. Количественные соотношения минералов варьируют в больших пределах, в связи с чем выделяются плагио-класовые, роговообманковые и пироксеновые разновидности андезитовых порфиров.

Лациловые порфиры обладают порфировой структурой и массивной, иногда миндалекаменной текстурой. Вкрапленники (20-40%) представлены андезин-лабрадором № 45-55, андезитом № 35-40 (60-80%), роговой обманкой (0-35%), кварцем (5-20%). Основная масса микролитовая, пиктакситовая, интерсерпентинат, иногда криптокристаллически-адиоморфно-зернистая, редко микрофелзитовая, состоящая в основном из андезина с небольшой примесью кварца (до 5-15%), вулканического стекла. Редко основная масса состоит из кварц-полевошпатового агрегата.

Туфоданы андезитовых и лациловых порфиров по составу аналогичны соответствующим порфиритам, но содержат наряду с вкрапленниками до 30% обломочного материала.

Туфы и туфобрекчи совершенно аналогичны соответствующим породам, входящим в состав нижней подсытки джедонской свиты.

Мощность верхней подсытки составляет 700-800 м.

Возраст верхней подсытки большинством исследователей (Л.И.Красный, 1960; В.Ф.Зубов, 1962; В.И.Гольденберг и др., 1960 и др.) на основании сборов растительных остатков в породах нижней подсытки считается также верхнеюрско-нижнемеловым.

По мнению автора, изложенному во введении, верхняя подсытка джедонской свиты является аналогом немурманской свиты нижнего мела. Возраст ее четко определяется несогласным залеганием на флуористически окхарактеризованных верхнеюрско-нижнемеловых отложениях нижней подсытки джедонской свиты и активным контак-

том с нижнемеловыми гранитоидами Удского интрузивного комплекса. Нижнемеловой возраст подтверждается также данными абсолютного возраста андезитовых порфиритов (133 млн. лет - середина неокена) верхней подсытки в соседнем к северу районе (лист N-53-Y, У1), где она отнесена к немурманской свите (Чернышский, Левитан, 1965ф).

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел (?)

М а т е й с к а я о в и т а, нижняя подсытка (С-1?mg1). На территории кислые вулканогенные образования нижнего мела (?) встречены у ее северной границы между реками Киран и Ижанда, где они составляют два незначительных по площади участка (менее 1 км²). Эти образования широко развиты в пределах Преддугурского наложенного прогиба к северу от исследованного района, где в 1956 г. они были впервые выделены в бассейне р.Матей и описаны в составе матейской свиты геологами ВАГта (И.М.Фердман, В.И.Гольденберг и др., 1958 г.). Свита несогласно залегает на средних эффузивах верхней подсытки джедонской свиты, а за пределами территории - на образованиях докембрия, палеозоя, верхней юры - нижнего мела и нижнемеловых гранитоидах. На соседней территории (лист N-53-IV) она прорвана верхнемеловыми гранитоидами и перекрыта андезитами мезачанской свиты палеогена (?). В исследованном районе матейская свита не имеет общих границ с вышележащими толщами.

Матейская свита делится на две подсытки. В пределах района встречены породы нижней подсытки, представляющие липаритовыми и фельзитовыми порфирами, фельзитами, туфами, туфобрекчиями. Коренные обнажения указанных пород не встречены. Участки их распространения характеризуются очень небольшими размерами, сильной засоленностью и задернованностью. Поэтому на территории листа не удалось выявить характер внутреннего строения подсытки. В соседнем к северу районе, где кислые вулканогенные породы нижней подсытки матейской свиты имеют широкое распространение, по данным В.Ф.Зубова (1962), для них характерно непостоянство разреза в связи с выклиниванием отдельных горизонтов. Нередко сами нижние части разреза, залегающие на подстилалших породах, бывают представлены то липаритовыми, то фельзитовыми порфирами. Первые иногда вообще выпадают из разреза.

Липаритовые порфиры — светлые пороцы с порфировой структурой. Вкрапленники (30–45%) представлены в основном крупными корродированными зернами кварца, в меньшей степени — калиевым полевым шпатом, плагиоклазами, роговой обманкой и листочками олигита. Основная масса фельзитовая, реже сферолитовая.

Фельзитовые порфиры обладают порфировой и гломеропорфировой структурой, массивной, фидиальной и аэрокситовой текстурой. Вкрапленники (5–10%) представлены олигоклазом, олигоклаз-андезитом № 30–36, единичными зернами калиевого полевого шпата и листочками олигита. Основная масса микрофельзитовая, фельзитовая, реже пойкилитовая. Фельзиты отличаются от фельзитовых порфиров отсутствием вкрапленников.

Тuffs и туфобрекчии являются типично кластическими образованиями, состоящими из угловатых обломков вулканотенных пород.

Мощность подстила 200 м.

Нижнемеловой возраст пород материковой свиты определен

В.Ф.Зубовым (1962) предположительно на основании того, что они залегают на верхнеюрско-нижнемеловых образованиях Джелонской свиты и прорываются широко распространёнными интрузивными траппами, имевших абсолютный возраст 89–114 млн. лет. Но, учитывая большое сходство вещественного состава, складчатых дислокаций и условий залегания, не исключено, что материковая свита является аналогом толщ кислых эффузивов верхнемелового возраста, породами которой встречены в северо-восточной части описываемого района и имеют сравнительно широко распространение к северо-востоку от него.

М е р и к о н с к а я с в и т а (Ст. 17 м.). Отложения, отнесенные к мериконской свите, имеют сравнительно небольшое распространение. Они складываются из разрозненных участков по правобережью р. Бол. Джелон и участков площадью около 120 км² по левобережью этой реки и в бассейне рек Бонгай, Мал. Бонгай. Свита с разрывом, угловым, а иногда и асимметричным несогласием залегает на породах Джелонской свиты. Простирание последних преимущественно северо-восточное, а мериконской — меридиональное до северо-западного. Углы наклона пород нижележащей свиты преимущественно 15–25°, а описываемой — не превышают 10–15°. Граница между мериконской и подстилающей свитами неровная с карманообразными заливами. Это хорошо видно в морских береговых обрывах близ устьев рек Бонгай, Мал. Бонгай и к северо-востоку от мыса Маджидина. Свита с небольшим разрывом перекрыта толщей кислых эффузивов верхнего мела (верхнее течение р. Мал. Бонгай) и прорвана

верхнемеловыми траппитами (правобережье р. Бол. Джелон).

Свита сложена туфоконгломератами, реже конгломератами и аркозовыми песчаниками, очень редко туфопесчаниками, песчаниками, туфами, алевролитами. Наибольшее распространение имеют туфоконгломераты и конгломераты, которые местами полностью слагают всю свиту (междуречье Бонгай — Бол. Джелон и в некоторых других местах). Туфопесчаники, песчаники, туфы, алевролиты образуют в низах, реже средней части, разрезы свиты редкие линзообразные прослои мощностью от 0,2–0,4 до 5–10 м и протяженностью до 300–600 м (морские береговые обрывы к юго-западу от мыса Маджидина). Единичные линзообразные прослои аркозовых песчаников отмечаются в верхней части разреза свиты. В верхнем течении р. Бол. Джелон, по ее левобережью (вершина с отметкой 1009 м), ими сложен горизонт мощностью 260 м, которым заканчивается разрез свиты в этом районе. В нижних частях горизонта наблюдаются редкие пласты и линзы конгломератов мощностью до 3–5 м.

Туфоконгломераты мелкогалечные до крупногалечных, нередко с небольшим количеством валунов. Цвет темно-серый, темно-серый, зеленовато-серый, серый. Количество окатанного материала от 30–50 до 60–70%. Размеры гальки от 2–5 до 10–12 см, валунов — преимущественно, 15–20, реже до 30–40 см. Окатанность средняя и хорошая, очень редко плохая. Галька в туфоконгломератах распределена неравномерно как по количеству, так и по размерам. В крупногалечных конгломератах встречаются участки средне- и мелкогалечных до трапповых и наоборот. Переходы между конгломератами с разной крупностью окатанного материала постепенные. Какой-либо ориентированности в расположении галечного материала не наблюдается.

Состав гальки и валунов разнообразен, представлен преимущественно осадочно-туфовыми и вулканогенными породами Джелонской свиты, реже метаморфическими образованиями, траппитами нижнего протерозоя и угловатого интрузивного комплекса нижнего мела. Состав гальки из туфоконгломератов бассейна правых притоков р. Бонгай: породы нижней подстилающей Джелонской свиты (37%) — туфы пепловые 20%, туфы средне- и крупнообломочные 14%, алевролиты 3%; породы верхней подстилающей Джелонской свиты (50%) — андезитовые и дицитовые порфиры 30%, туфовые дицитовые порфиры 15%, окварцованные туфы среднеобломочные 5%; гранодиориты угловатого интрузивного комплекса 13%. Состав гальки из конгломератов по левому склону долины р. Бол. Джелон: породы нижней подстилающей Джелонской свиты (30%) — туфы пепловые, частично окварцованные до 20%, туфы средне- и крупнообломочные 10%; породы верхней

подсвита джелонской свиты (55%) - андезитовые и дацитовые порфириты 35%, окварцованные туфы мелко- и среднеобломочные 20%; гранодиориты и диориты углового интрузивного комплекса 10%; кварц 5%. Цемент туфоконгломератов туфовый, среднего состава, преимущественно средне- и крупнообломочный.

Конгломераты по вещественному составу совершенно аналогичны туфоконгломератам и отличаются от последних туфопесчаниковым, реже песчаниковым цементом. Конгломераты слагают небольшие (до 2-3 км²) участки среди туфоконгломератов. Переходы между ними постепенные.

Архозовые песчаники серого цвета, от мелко- до среднезернистых, реже крупнозернистые. Структура псаммитовая, псаммито-алевритовая, местами гранобластовая. Полуокатанный и окатанный материал (60-90%) представлен в основном кварцем и плагиоклазом, реже калиевым полевым шпатом. Цемент кварц-полевошпатовый, слюдистый.

Туфы среднего состава от мелко- до крупнообломочных с псефито-псаммитовой, алеврито-псаммитовой, псаммитовой, кристаллолитокластической структурой. Обломочный материал (60-70%) представлен андезитовыми, реже дацитовыми порфиритами, пелловыми туфами, кварцем и плагиоклазами. Цементирующая масса пелловая, серицитизированная.

Туфопесчаники огливаются от туфов значительным преобладанием в обломках окатанного и полуокатанного материала.

Песчаники полимиктовые, псефито-псаммитовые, псаммитовые, крупнозернистые, по составу аналогичны туфопесчаникам. Отличие состоит лишь в том, что в песчаниках весь обломочный материал практически окатан, а в цементе отсутствует пелловый материал.

Алевриты состоят из угловато-окатанных зерен кварца и плагиоклаза. Структура алевритовая. Цемент (30%) глинисто-олудистый (чешуйки биотита).

Мощность свиты составляет 600 м.

Стратиграфическое положение меркисонской свиты достаточно четко определяется ее залеганием между джелонской свитой и толщей кислых эффузивов. Однако возраст свиты, в связи с отсутствием палеонтологических находок, остается неясным. Нижним возрастным пределом ее можно считать абсолютный возраст 123,5-124 млн. лет (середины - конец неокена) гранодиоритов и диоритов углового интрузивного комплекса, содержащихся в гальке и валунах туфоконгломератов. Тогда кислых эффузивов, перекрывающих меркисонскую свиту, имеет верхнемеловой возраст. В Аянском районе,

где вперые эта свита была выделена в 1957 г. В.И. Гольдшертом, она считается нижнемеловой. Такое определение возраста меркисонской свиты не противоречит данным, полученным на территории листа. Однако не исключен и более молодой (альб-сеноманский или сеноман-туронский) ее возраст.

В е р х н и й о т д е л

Т о л щ а к и с л ы х э ф ф у з и в о в (Ст 2).

Породы толщи развиты в северо-восточной части территории, где слагают очень небольшие по площади разрозненные участки по левобережью р. Бол. Джелон и в бассейне верхнего течения р. Мал. Бон-тав. Они с угловым несогласием залегают на эффузивах джелонской свиты и с небольшим разрывом на отложенных меркисонской свиты нижнего мела.

Толща сложена кварцевыми порфиритами, дацитовыми порфиритами, их туфами и туфоклавами, фельзитами и туфобрекчиями. Она представляет собой чередование пластов пирокластических пород и лавовых покровов. Мощность пластов и покровов колеблется в среднем от 5-10 до 20-50 м, минимальная мощность 1-3 м, максимальная 70-120 м. Пласты и покровы нередко имеют линзообразный характер, невыдержанную мощность и в большинстве случаев сравнительно остро выклиниваются по простиранию. Толща характеризуется преимущественно кислым составом пород, их светлой окраской (белесая, светло-серая, светло-зеленая, буровато-желтая, светло-сиреневая, серая и т.д.), преобладанием туфов и туфобрекчий.

Очень фельзиты и дацитовые порфириты приурочены к низам, а покровы кварцевых порфиров - к средним и верхней частям разреза. Кварцевые порфириты и дацитовые порфириты встречаются также в виде сульфидизированных даек, являющихся жерлвой фацией покровов. Дайки хорошо видны в морских береговых обнажениях, где прорывают породы джелонской и меркисонской свит. Сульфидизированные дайки распространены очень широко. Особенно многочисленны они между мысами Носорог и Малаянда. Дайки преимущественно, реже извилистые. Мощность от 0,5-1 до 3-5 м. Протяженность самая различная. Углы наклона колеблются в широких пределах от 15-20 до 80°, реже вертикальные. Простирания различные. От даек нередко отходят межластовые и вертикальные алофизы. Уловия обнаженности, незначительные размеры участков, сложных кислыми эффузивами, и их разобщенность не позволили составить полный разрез свиты. В качестве одного из примеров ее строения может служить частный

схематический разрез по левому склону долины р. Бол. Джелон, где на породах верхней подосвиты джелонской свиты залегают (снизу вверх):

1. Туфы мелко- и среднеобломочные с маломощными прослоями туфов фельзитов. 60 м
2. Туфовые фельзиты 10 "
3. Туфы кварцевых порфиров мелко- и крупно-обломочные с редкими прослоями туфобрекчий (обломки до 1,5-2 см) 100 "
4. Дациловые порфириты 20 "
5. Кварцевые порфиры с прослоями среднеобломочных туфов 50 "

Общая мощность по разрезу 240 м.

Кварцевые порфиры - массивные, очень крепкие породы с порфировой структурой. Вкрапленники (10 до 50-55%) представлены кварцем и андезитом № 38-42. Основная масса фельзитовая. Пустоты в основной массе выполнены хлоритом.

Дациловые порфириты - порфировые породы с фельзитовой, реже микролитовой структурой основной массы. Вкрапленники (5-40%) представлены андезитом № 41-42.

Туфовые кварцевых порфиров и дациловых порфиритов по составу аналогичны соответствующим породам и отличаются от них присутствием обломочного материала до 20-50%.

Туфы от мелко- до крупнообломочных, кристаллоластические, кристаллоластические, реже литокристаллоластические. Обломки (30-40 до 80%) представлены андезитом № 34-36, кварцем, андезитовыми и дациловыми порфиритами, тонкообломочными туфами, роговиками, реже микроклином и фельзитами. Связующая масса пепловая, реже тонко- и мелкообломочная.

Фельзиты представляют собой массивные породы, состоящие из кварц-полевошпатовой фельзитовой массы, иногда с пойкилитовыми прослойками микролитов платиохлаза.

Туфобрекчии содержат обломки (30-60%) андезитовых порфиритов и туфолезеритов размерами от 0,5-2 до 4-5 см, реже 15-20 см. Связующая масса туфовая.

Мощность толщи 200-400 м.

Нижним возрастным пределом толщи кислых эффузивов является нижнемеловой возраст пород меркюнской свиты, на которых она залегает несогласно. Кроме того, за пределами территории, к северо-востоку, в междуречье Джантарь - Орото - Дзанакаан, образующая толща залегает на нижнемеловых гранитоидах удского комплекса (абсолютный возраст 123,5-124 млн. лет) без каких-либо следов

контактовых изменений (Чернявский, Левитан, 1965ф). Верхним возрастным пределом толщи является возраст верхнемеловых гранитоидов (абсолютный возраст 72-84 млн. лет), которые прорывают кислые эффузивы к северо-востоку от района. Д.И. Красный (1965) возраст кислых эффузивов хр. Прибрежного считал верхнемеловым по сопоставлению с аналогичными верхнемеловыми толщами, развитыми в пределах хребтов Ям-Алинь и Эзоп (кто-то западное территории листа). Верхнемеловой возраст толщи подтверждается определением абсолютного возраста шуга из покрова кварцевых порфиров на междуречье Тамгуй - Науундун (северо-восточнее описываемого района территории), где он принят равным 92 млн. лет (Чернявский, Левитан, 1965ф). Сходные вулканические толщи кислого состава широко распространены к северо-востоку от Усского пролива в пределах Охотского тектоно-магматического пояса, где они также считаются верхнемеловыми.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА (?)

М е в а ч а н с к а я с в и т а (Рег'ин). Вулканические образования свиты развиты на северо-востоке и юго-западе территории, где залегают серид субпараллельных, удлиненных, субэффузивных тел (даек) на водоразделе в верховьях рек Налек и Малый Джелон, а также некие в районе мыса Мельникова. Субэффузивные тела и некие выглядят жерловой фацией лавовых покровов свиты, широко развитых к северу от района. Последние наиболее полно изучены в бассейне р. Мавачан (правый приток р. Маймакан, в ее верховьях) и впервые выделены в 1966 г. геологами ДВНТУ В.А. Сысоевым, В.Ф. Зубовым под названием мавчанской свиты (Зубов, 1962). На территории листа, за исключением района мыса Мельникова, покровы лав этой свиты не встречены. Они, очевидно, размыты. Субэффузивные тела прорывают породы джелонской свиты.

Породы свиты (жерловая фация) представлены андезито-базальтами и андезитами, имеющими очень свежий облик. Для пород характерен водонопрозрачный платиохлаз. Андезито-базальтами сложены субэффузивные тела на междуречье Налек - Мал. Джелон. Тела (крупные дайки) вытянуты в меридиональном или северо-восточном направлении и имеют, по-видимому, приобильно вертикальное падение. Контакты практически прямолинейные. Размеры тел в длину от 0,5 до 1,4-3,5 км, а их мощность обычно не превышает 0,4-0,5 км. Субэффузивные тела хорошо прослеживаются в виде гринжков, резко выступавших на фоне подлогого сплывающего рельефа, развитого на эффузивах верхней подосвиты джелонской свиты

в этой части района. Андезитами сложены два нека: на мысе Мельникова и в 2,5 км западнее. Неки неправильно округлой формы, вертикальные, с поперечными размерами 0,4 и 0,1 км. Нек в 2,5 км западнее мыса Мельникова в верхней части берегового обрыва переходит в покров, остатки которого площадью 0,6-0,8 км² перекрывают породы нижней подосвиты Джегонской свиты. Мощность покрова 10-15 м.

Андезито-базальты - очень крепкие, массивные, местами мелкоблочными породами, с порфировой структурой. Вкрапленники (30-50%) представлены плагиоклазом (андезин-лабрадор № 50-51, реже андезин № 47 и лабрадор № 61), значительно реже ромбическим (типерстен) и моноклинным пироксенами (до 15%). Основная масса микродиабазовая, реже пилотакситовая, интерсерпентальная и микролитовая, состоит из плагиоклаза (45-65%), моноклинного и ромбического пироксена (до 15%), магнетита (10-15 до 20%) и вулканического стекла (до 10-20%). Минералы выполнены карбонатами и хлоритом.

Андезиты представляют собой породу с единичными вкрапленниками андезина и типерстена. Основная масса имеет трахитоидную и пилотакситовую структуру с очень мелкими микролитными плагиоклазов и вулканическим стеклом.

По химическому составу (табл. 2) андезито-базальты относятся к лейкомеланократовым породам, насыщенным SiO₂, очень бедным щелочами, и соответствуют диабазам и долеритам, по Р.Дэ-ли. Но, учитывая довольно сильную местами карбонатизацию пород, которая понижает значение а:с, следует считать их по химизму промежуточными между базальтами и андезитами. Андезиты района мыса Мельникова относятся к породам, пересеченным SiO₂, очень бедным щелочами, и соответствуют слюдным андезитами, по Р.Дэли.

Возраст мезачанской свиты, жардовей фации лавовых покровов которой являются породы территории листа, по аналогии с соседним к северу районом (Зубков, 1962) принимается предположительно как палеогеновый. Но не исключен и более молодой ее возраст, так как абсолютный возраст андезитов этой же свиты из покровов соседней к северо-востоку территории оказался равным 12,8 млн. лет, что соответствует миоцену (Чернышевский, Левитан, 1965ф).

Таблица 2

Химический состав пород мезачанской свиты

Название породы, место отбора, номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	П.п.п.	Сумма
Андезито-базальт, верховья р.Налек, 1633	47,08	1,53	19,94	1,71	8,73	2,64	10,17	1,74	0,19	0,08	6,08	99,89
Андезит, мыс Мельникова, 859/58	58,80	0,99	15,72	1,00	8,24	2,04	5,99	3,00	1,24	0,36	2,68	100,06

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

Номер образца	a	c	b	s	f'	m'	c'	n	φ	t	a/c	Q
1633	4,8	13,2	17,8	64,0	63,8	29,5	6,6	93,3	9,8	2,4	0,4	5,4
859/58	8,8	6,6	13,7	70,9	65,6	26,6	7,7	78,0	6,2	1,3	1,3	17,6

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

В пределах территории четвертичные отложения развиты почти повсеместно и представлены разнообразными континентальными и морскими осадками различного генезиса от нижнечетвертичного до современного возраста. Мощность их в горной части территории редко превышает 3-6 м и только в устьевых частях долин крупных рек достигает 25-40 и 75 м. Последнее подтверждено результатами вертикального электрического зондирования, проведенного в устьевых частях рек Киран и Уда, и буровыми скважинами, пройденными в селах Чумикан и Алтазия.

Н и ж н е ч е т в е р т и ч н ы е о т л о ж е н и я (q₁)

Нижнечетвертичные аллювиальные отложения состоят аккумулятивной части 60-100-метровых покатых террас. Наиболее широко они развиты в прибрежно-морской части территории, где высокие террасы рек Киран, Огнэ, Саялагат и Антыкан образуют полого-наклонную эрозивно-аккумулятивную поверхность с абсолютными отметками 60-200 м. Нижнечетвертичные аллювиальные отложения известны также в среднем течении рек Киран и Ийканди и в приустьевой части р. Мал.Джелон. К этому же возрасту предположительно относятся нижние горизонты аллювиальных отложений, выположивших долину р. Удн, вскрытые буровыми скважинами в селах Чумикан и Алтазия.

Отложения представлены галечниками с валунами и редкими линзами и прослоями песка, супеси, суглинками с галькой и валунами. Галька и валуны хорошей и средней окатанности, преимущественно, эллипсоидальной формы. Характерной особенностью отложений является сильная выветренность обломочного материала. Степень выветренности возрастает вниз по разрезу. Галька и валуны интрузивных пород нередко превращены в дробь и глинистые продукты выветривания. Галька более устойчивых к выветриванию пород покрыта раскрывающейся корочкой продуктов выветривания.

В верхней части разреза галька обычно имеет обшестую темно-коричневую поверхность, напоминающую по внешнему облику пустынный загар. Заполнитель (5-10 до 20-30%) в галечниках гравийно-песчаный. Местами галечники слабо сцементированы. В галечниках наблюдается слабо выраженная слоистость. Слои раздвигаются по круп-

ности обломочного материала, по составу и процентному содержанию заполнителя, степени ожелезнения и цементации. Уплотненные галька и валуны имеют наклон до 16-20° вверх по течению рек.

Петрографический состав гальки и валунов весьма разнообразен и почти не отличается от более молодых аллювиальных отложений, что свидетельствует о единстве источников сноса в течение всего четвертичного периода. Прошли и линзы песка мощностью до 1 м обычно приурочены к средней и верхней частям разреза.

Песок полимиктовый, мелко- и среднезернистый, с кривой слоистостью и иногда с линзами бурых суглинков, обогатленных органическим веществом. Мощность отложений колеблется в значительных пределах. В прибрежной части она достигает 12-20 м. На участках, прилегающих к долинам рек Киран и Огнэ, отмечено увеличение мощности аллювия до 40-60 м. Вверх по долине р. Киран мощность нижнечетвертичного аллювия быстро уменьшается и в 13 км выше устья она не превышает 2 м. В приустьевой части Уда по результатам бурения мощность этих отложений достигает 28-40 м.

Образцы, отобранные из верхних горизонтов аллювиальных отложений террас высотой 60-100 м рек Киран и Мал.Джелон, содержат значительное количество сильно минерализованной пыли и илов. В составе пыли древесных пород преобладают береза и ольха, из хвойных - ель, несколько видов сосны и пихты. Характерно присутствие единичных зерен широколиственных пород - вяза, липы, клена. Очень много илов сфагновых мхов и папоротникообразных. По заключению В.Ф.Морозовой (Второе гидрогеологическое управление), состав растительности отвечает умеренно холодному климату конца нижнечетвертичной эпохи. Принимая во внимание, что указанные выше спорово-пыльцевые спектры характеризуют самые верхние горизонты аллювия, возраст отложений в целом можно определить как нижнечетвертичный. Для нижних горизонтов аллювиальных отложений, вскрытых бурением в устьевой части р. Удн, не исключен более древний (неогеновый) возраст.

С р е д н е ч е т в е р т и ч н ы е о т л о ж е н и я (q₁₁)

Среднечетвертичные аллювиальные отложения широко развиты на леве территории, где состоят аккумулятивной террасы рек Уда и Джанг высотой 30-60 м. Вверх по р. Джанг высота ее постепенно снижается до 10-15 м. На правобережье р. Удн эта терраса сливается со II напойменной террасой р. Тиль. В горной части территории среднечетвертичные отложения принимают участие в строении

покольных террас рек Атыкан, Салагат, Киран и Олтоно. Высота террас колеблется от 10-15 м в верховьях до 25-30 м в нижнем течении рек.

Отложения представлены галечниками с валунами и песками. Галечники плохосортированные, с граффийно-песчаным заполнителем (10-30%). Галька и валуны разнообразного вещественного состава, обычно эллипсоидальной, реже угловатой формы, хорошей и средней окатанности. В некоторых разрезах наблюдается слой выравненной слоистости и горизонтальная ориентировка плоских таек и валунов, иногда с небольшим уклоном вверх по течению реки. Пески полимиктовые, слоистые, средне- и мелкозернистые, развиты в основном по правобережью р. Удн, где слоятся горизонт мощностью около 15 м в верхней части разреза отложений. Ниже по разрезу они сменяются мелкими и средними галечниками с примесью валунов и песчаным заполнителем. Для отложений характерно значительное ожелезнение, благодаря которому они имеют преимущественно бурый цвет. В отличие от нижечетвертичных среднечетвертичные галечники не сementированы, в составе заполнителя отсутствуют сульфиды, обломочный материал отличается значительно более слабой выветрелостью. Мощность отложений в горной части района 0,5-15 м, в долине р. Удн - до 60 м.

Среднечетвертичный возраст отложений подтверждается результатами спорово-пыльцевого анализа целого ряда образцов. Судя по спорово-пыльцевому спектру, во время формирования отложений преобладала темноквойная тайга с широким распространением ели, пихты, сосны, а в долинах рек - березы и ольхи. В наземном покрове преобладали вересковые и папоротникообразные. Климат, очевидно, был несколько теплее, чем современный. По мнению В. Ф. Морозовой, время накопления отложений, участвующих в строении террас высотой 10-60 м, может соответствовать климатическому оптимуму среднечетвертичной эпохи.

В е р х н е ч е т в е р т и ч н ы е о т л о ж е н и я

(9 III)

Верхнечетвертичные отложения представлены аллювиальными и ледниковыми образованиями.

Аллювиальные отложения верхнечетвертичного возраста широко развиты в долинах почти всех рек. На геологической карте участки развития верхнечетвертичного аллювия, не выражающиеся в масштабе карты (долины мелких рек и крупных ручьев, среднее

и верхнее течение р. Киран), объединены с отложениями поймы. Верхнечетвертичные аллювиальные отложения слоятся аккумулятивный чехол полойной террасы высотой от 2-2,5 м в верховьях рек до 10-15 м в их нижнем течении. На отдельных участках вся терраса является аккумулятивной. Отложения представлены галечниками с примесью (иногда значительной) валунов, песками. Последние обычно слоятся в верхнем, линзовидном горизонте отложений.

Буровая скважина, заложенная в районе с. Атыкан на поверхности 6-7-метровой террасы, вскрыла горизонт песков с редкой галькой мощностью 7 м, которая ниже по разрезу сменяется галечниками с примесью мелких валунов мощностью 6,6 м. В основании разреза залегает слой гравия с примесью гальки мощностью 2 м. В направлении к устью р. Удн пески и гравий выклиниваются. В галечниках часто наблюдается горизонтальная слоистость. Плоская галька и валуны наклонены вверх по течению реки под углом 10-20°. Заполнитель граффийно-песчаный. Пески полимиктовые, мелко- и среднезернистые. Для отложений, по сравнению с более древними аллювиями, характерно незначительное ожелезнение, галька и валуны имеют светлый облик и не несут на себе никаких следов выветривания. Мощность отложений от 3-8 до 10-25 м (нижнее течение Удн и Кирана).

Возраст отложений определяется на основании спорово-пыльцевых спектров, характеризующих очень холодный климат, способствующий развитию ледоступных ландшафтов, т.е. отражающих ледниковые условия. В составе пылицы древенских пород (26%) преобладают кедровый стланик, кустарничковые формы березы и ольхи, редко встречается лиственница. Характерно отсутствие пылицы широколиственных пород. Среди спор (69%) много папоротникообразных, присутствуют сфагновые мхи и арктические виды плаунов. По мнению В. Ф. Морозовой, время формирования отложений соответствует эпохе позднеледникового оледенения. Однако, учитывая, что упомянутые спорово-пыльцевые спектры характеризуют только верхние горизонты разреза аллювия, в целом отложения можно считать верхнечетвертичными.

Ледниковые отложения встречаются в верховьях правого притока р. Огнэ (район вершины 1482 м), где занимают незначительную, не выражающуюся в масштабе карты площадь. Отложения представлены несортированными песчанисто-глиновыми материалами, слоистыми юрени в днах троговой долины. Мощность отложений около 10 м.

Хорошая сохранность ледниковой формы рельефа и слабая выветрелость морен свидетельствуют о том, что ледниковые отло-

жения формировались в эпоху последнего (верхнечетвертичного) оледенения. Они синхронны верхнечетвертичным аллювиальным отложениям, сложенным аккумулятивный чехол террас высотой от 2-2,5 до 10-15 м, возраст которых определен как верхнечетвертичный на основании спорово-пыльцевых спектров, отражающих ледниковые условия.

Верхнечетвертичные - современные отложения (Q_{III-IV})

Объединенные верхнечетвертичные и современные образования представлены элювиальными, смешанными склоновыми, травянистыми, делювиально-солифидационными, аллювиально-пролювиальными и аллювиальными отложениями.

Процесс физического выветривания торных пород обусловил широкое развитие на территории элювиальных, смешанных склоновых, травянистых и делювиально-солифидационных образований, которые почти сплошным чехлом покрывают водоразделы, склоны долин и на геологической карте не обозначены. Зловидьяльные отложения к плоским поверхностям эрозийных террас и реликтам денудационных поверхностей. Они представлены глинами и щебнем с примесью дресвы и суглинков (высота до 30%), суглинками, реже супесями. Состав обломочного материала соответствует составу подстилающих пород. Мощность отложений, по-видимому, нигде не превышает 3 м и, как правило, составляет 1-2 м. Смесью не является отложения имеют наиболее широкое распространение. Они сформировались под воздействием плоскостного смыва, травянистой и солифидации. Отложения представлены щебнем и глинами с супесями и суглинками залитыми, реже суглинками и супесями (средние и нижние части выложенных склонов). Мощность отложений до 3 м.

Травянистые отложения развиты на склонах, практически лишенных растительного покрова, и представляют собой незакрепленные и полужакрепленные осыпи, состоящие из глин с примесью щебня. Преобладающая мощность осей 1-3 м, максимальная - порядка 4-5 м, наблюдается у подножья склонов.

Делювиально-элювиальные отложения встречаются местами в нижней части и у под-

ножья склонов долин, где происходит накопление мелкоземистого материала, сносимого вниз по склону в результате солифидации и плоскостного смыва. Отложения представлены суглинками и супесями с небольшой примесью щебня. В отдельных разрезах намечаются слабо заметная наклонная слоистость и прослеживаются горизонты потрепанных почв. Мощность отложений не превышает 3 м. Возраст вышеупомянутых образований определяется как верхнечетвертичный - современный, на основании представлений об усилении процессов физического выветривания во время и после эпохи последнего (верхнечетвертичного) оледенения. Вероятно, что на отдельных участках сохраняются и более древние склоновые и элювиальные образования.

Аллювиально-пролювиальные отложения относятся к конусам выноса в устьях крупных ручьев и временных водотоков. Отложения подразделяются на значительным пространством и чаще всего встречаются в бассейне рек Мал. Дельта и Налек. Видно очень небольшие размеры на геологической карте они не показаны. Конусы выноса в устьях крупных ручьев по составу имеют много общего с аллювием верхнечетвертичной террасы. Их мощность достигает 2-10 м. Конусы выноса временных водотоков (сухие дельты) сложены почти неокатанным и несоортированным щебнистым материалом. Они, по-видимому, в основном были созданы в эпоху последнего оледенения. В настоящее время продолжают формироваться только конусы выноса временных водотоков. Отложения конусов выноса лежат на поверхности верхнечетвертичной террасы и подразделяются поймами. Из этих сооружений их возраст определяется как верхнечетвертичный - современный.

Аллювиальные отложения. Как уже отмечено выше, к объединенным верхнечетвертичным и современным образованиям относятся аллювиальные отложения I надпойменной террасы (верхнечетвертичные отложения) и поймы, выходящие днища долин мелких рек и крупных ручьев. Характер и состав аллювия этого возраста описан в разделах "Верхнечетвертичные отложения" и "Современные отложения".

Современные отложения (Q_{IV})

Современные отложения четвертичной системы представлены речными и морскими образованиями, сложащими пойму, морскую террасу, пляж, полосу осушки и выположенными дно Удской губы Охотского моря.

Современные аллювиальные отложения накапливаются в руслах рек и служат аккумулятивные пойменные террасы высотой от 0,5-0,7 до 4-5 м. Отложения представлены галечниками с гравийно-песчаным заполнителем и примесью валунов, песками, супесями и суглинками. Видимая мощность современного аллювия от 0,7-5 до 10 м (в устье, устьева часть р. Кирая). Современный возраст отложений поймы подтверждается спорово-пыльцевыми спектрами, близкими к современным. Увеличение количества пыльцы ели на глубине 0,35-0,45 и 3-3,1 м (долина р. Джана) свидетельствует о двукратном потеплении климата и увеличении влажности в голоцене. Формирование отложений поймы продолжается и в настоящее время.

Морская аккумулятивная терраса высотой 5-6 м расположена в приустьевой части р. Уды. Она сложена галечниками с гравийно-песчаным заполнителем и примесью валунов, в меньшей степени суглинками и песками с травяным и редкой галькой (галунная фация). Галька мелкая и средней величины, хорошо окатанная, плоская, наклонена в сторону моря под углом 7-10°. Характерны линзовидные прослои сильно омежеванных галечников. Мощность отложений морской террасы до 6 м. Морская терраса вложена в четвертичную речную.

Формирование 5-6-метровых морских террас связано с максимальной четвертичной трансгрессией, которая, по данным А.П. Жузе (1958 г.), имеет последлениковий возраст. Фауна моллюсков, собранных А.Н. Самойловым (Торохов и др., 1960) из отложений аналогичной террасы близ устья р. Эрен (к юго-востоку от территории листа), представлена формами, встречающимися и ныне в дальневосточных морях. Спорово-пыльцевые спектры из отложений той же террасы близ устья р. Мал. Уйкон характеризуют более теплые и влажные, по сравнению с современными, климатические условия тихоокеанского оптимума, синхронного последлениковой трансгрессии. На основании изложенного возраст отложений морской террасы определяется как нижнеголоценовый.

К верхнему голоцену отнесены отложения пляжа, современных переопей, пологих осушки и дюнные осадки Удской губы. Пляж и переопи сложены галечниками с примесью валунов и песками. У подножья возвышенных уступов в составе отложений пляжа присутствуют глинбовый и щебенчатый материалы. Погоса осушки сложена галечниками и песками, местами перекрытыми слоем иловатых суглинков и илов мощностью 0,1-0,4 м. Мощность отложений не превышает 6 м. Дюнные осадки Удской губы, по Д.Б. Гершановичу (1955), представляют прибрежные и прибрежно-морские фации (рис. 1).

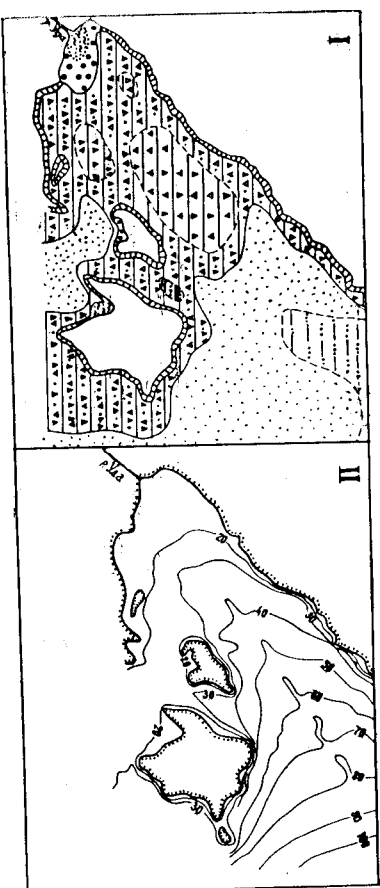


Рис. 1. Схематизированная карта фаций осадков Шантарского района Охотского моря (I) и батиэтрическая схема (II) по Д.Б. Гершановичу (1955)

1-3 - прибрежные фации: 1 - валуно-галечная и песка, нерасчлененная; 2 - песка; 3 - илистого песка и песчанистого ила; 4-6 - прибрежно-морские фации: 4 - галечно-песчанно-ракушечная; 5 - галечно-песчанно-ракушечная; 6 - ракушечного илистого песка; 7-8 - морские фации: 7 - песка; 8 - илистого песка; 9 - границы групп фаций; 10 - границы фаций.

Обычно вдоль берегов узкой полосой с отдельными перерывами преобладают валунные, валуно-галечные и галечные отложения. Иногда они сменяются обнажениями коренных пород или песчаными и более тонкими осадками на участках впадения рек и у низменных берегов, сложенных рыхлыми четвертичными породами. Наиболее резко смена механического состава прибрежных отложений выражена при изменении очертаний и рельефа дна береговой полосы — у мысов, в бухтах, в волнующихся береговой чертой. Галечники при удалении от берега и дальнейшем увеличении глубин постепенно переходят в галечно-гравийно-песчаные отложения, которые часто, особенно на открытых участках моря, содержат заметную примесь галей и битой ракушки, трубок червей, обломков мшанок, балласта и других организм. Именно эти отложения (галечно-гравийно-песчаные) покрывают большую часть дна бухт, преобладают на наиболее распространенных и медленно изменяющихся глубинах 20-60 м. С глубины 70 м они сменяются мелкозернистыми и пылеватыми песками морских фаций. В вершинах заливов, бухт и гуд обычно развиты песчаные, иногда слегка заглинянные (илистый песок, песчаный ил), а также песчано-галечные отложения. Мощность современного осадочного покрова дна Удской губы и скорость седиментации, за исключением некоторых участков в заливах, по всей вероятности, невелики. Это подтверждается хорошей сохранностью контуров погруженных речных долин, не перекрытых толщей донных осадков.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузивные породы занимают по площади около 20-25% территории листа. Они представлены нижнемеловыми габброидами и гранитоидами, верхнемеловыми платогранитами.

Р е н н е м е л о в ы е и н т р у з и и У д с к и й к о м п л е к с

Интрузивные породы, отнесенные к удскому комплексу, имеют преобладающее развитие в районе. Они состоят многочисленнее массивы преимущественно в центральной и западной частях территории. Раннемеловыми интрузивами прорваны и метаморфизованы на контактах породы джелонской свиты верхнеурало-нижнемелового возраста. Формирование интрузий удского комплекса произошло в три фазы. Образование интрузий (I фаза) началось с внедрения очень небольших масс габбрового состава. Главная интрузивная фаза (II фаза)

характеризуется преимущественно гранодиоритовым, в меньшей степени диоритовым и еще реже гранитным составом расплавов. В заключительную фазу (III фаза) внедрились гранит-порфиры.

Породы первой фазы состоят из двух небольших (1,5 и около 6 км²) массивов по правобережью р. Бол. Делон, близ ее устья. Массивы имеют овальную, вытянутую в северо-западном направлении и неправильную, с извилистыми очертаниями форму. Центральные части массивов сложены г а б б р о и г а б б р о - д и о р и т а м и (v St. id), а краевые, как правило, — диорит-порфиритами. Переходы между породами постепенные.

Габбро — массивные, средне- и крупнокристаллические породы темно-серого с зеленым оттенком цвета, с габбровой, иногда пойкилитовой структурой, состоящие из зеленой ротовой обманки (70-80%), моноклинового пироксена (5-10%) и лабрадора № 57-62 (15-25%). Из второстепенных минералов присутствуют офеит, апатит, рудный.

Габбро-диориты — зеленовато-серые, массивные, среднекристаллические, порфировидные породы с типичноморфозернистой структурой. Они состоят из андезит-лабрадора № 50 (70-75%) и темно-зеленой, иногда буравчатой ротовой обманки (25-30%). Второстепенные минералы — офеит и рудный.

Диорит-порфириты — серые, массивные, мелкокристаллические породы с порфировой структурой и аплотриоморфнозернистой структурой основной массы. В их состав входит андезит № 43 (85-90%) и зеленая ротовая обманка (10-15%). Второстепенные минералы аналогичны габбро-диоритам.

Породы второй интрузивной фазы имеют преобладающее развитие на территории. Они состоят из большого количества мелких массивов площадью от нескольких сотен квадратных метров до 6-7 км² и сравнительно крупные массивы площадью до 200-250 км². Форма крупных массивов неправильная, часто с сильно извилистыми очертаниями. Удлиненные части массивов вытянуты в направлении преобладающих систем разрывных нарушений северо-западных и северо-восточных, реже субширотных направлений, что нередко придает им крестообразный вид (крупные интрузии в бассейне р. Кирен).

Иногда массивы имеют прямолинейные контакты, обусловленные разрывными нарушениями. Форма мелких интрузивных массивов и штокообразных тел в плане округлая, удлиненно-округлая, удлиненная. Последние также обычно вытянуты в направлениях, аналогичных простираниям основных систем разрывных нарушений. Контакты массивов и тел под углами 20-70° падают в сторону от них. Они редко вертикальны. Массивы контакты слож-

ные - апифизные. Апофизы гранитов на значительные расстояния (до 0,3-0,5 км) проникают во вмещающие породы. В андиокситовых зонах массивов обычно содержится большое количество ксенолитов вмещающих пород разной формы и размеров. Пространственная близость и однородный состав интрузивных массивов, надрывление и углы наклона контактов, ширина зон контактово-метаморфизованных пород, а также большое количество мелких интрузивных тел между крупными позволяют предполагать, что все массивы представляют собой апикальные части единой крупной интрузии, полностью еще не вскрытой эрозией.

Наиболее распространены породами главной фазы являются гранодиориты ($\gamma\delta\sigma\tau_1\alpha d$), которыми сложено подавляющее количество массивов и тел этой фазы. Значительно реже встречаются интрузии полностью сложенные диоритами и встречаются интрузии диоритами ($\delta\sigma\tau_1\alpha d$). Как правило, краевые части гранодиоритовых массивов сложены гранодиорит-порфирами. В краевых частях целого ряда гранодиоритовых интрузий, расположенных в бассейне р. Кирен, встречаются разрозненные участки (до 10-20 км²) неправильной формы, сложенные диоритами и кварцевыми диоритами. Платиотрианиты и трианиты очень мало. Они приурочены к внутренним частям крупных массивов, где слагают небольшие (до 2-5, редко 10 км²) участки неправильной, нередко сильно извилистой в плане формы. Переходы между различными породами фазы постепенные.

Транодиориты - серые, светло-серые, массивные, среднекристаллические породы с типидиоморфнозернистой, на отдельных участках - пойкилитовой структурой. Минеральный состав: андезит № 34-48 (60-65%), кварц (15-20%), микроклин (5-10%), зеленая и буровато-зеленая роговая обманка или темно-коричневый биотит (5-10%). Нередко роговая обманка и биотит присутствуют совместно, в этом случае их количество не превышает 10%. Кварц иногда находится в микроплатиновом сростании с плагиоклазом. Второстепенные минералы - апатит, циркон, рудный.

Диориты представляют собой серые и зеленовато-серые массивные, средне- и крупнокристаллические, иногда порфировидные породы с типидиоморфнозернистой и панидиоморфнозернистой, редко пойкилитовой и пойкилофиговой структурой. Они состоят из андезита № 35, реже андезит-лабордора № 50-53 (60-80%), зеленой роговой обманки (10-20%), моноклинового пироксена (10-20%), иногда биотита (до 10%). Местами кварц и плагиоклаз находятся в микроплатиновом сростании. Второстепенные минералы - апатит, циркон, рудный. Кварцевые диориты аналогичны диоритам.

тит, циркон, рудный. Кварцевые диориты аналогичны диоритам и отличаются лишь содержанием кварца до 8-15%.

Платиотрианиты представляют собой массивные среднекристаллические породы серого цвета с типидиоморфнозернистой, местами пойкилитовой структурой. Они состоят из олигоклаза-андезита № 28-34 (40-50%), кварца (30-45%), темно-коричневого биотита (5-15%). Иногда присутствует калиевый полевой шпат до 3-5%. Он обычно выполняет промежутки между другими минералами. Второстепенные минералы - циркон, рудный.

Трианиты - светло-серые, иногда с красноватым оттенком, массивные, среднекристаллические породы с типидиоморфнозернистой структурой. В их состав входят андезиты № 34-36 (50-55%), кварц (20-25%), микроклин (15-25%), черно-бурый биотит (5-10%) и единичные кристаллы зеленой роговой обманки. Второстепенные минералы аналогичны платиотрианитам.

Транодиорит-порфиры - серые или зеленовато-серые мелкокристаллические породы с порфировой структурой. По составу аналогичны гранодиоритам. Во вмещающих породах присутствуют плагиоклаз, калиевый полевой шпат, реже роговая обманка, биотит и кварц.

По химическому составу (табл. 3) гранодиориты, кварцевые диориты и платиотрианиты относятся к породам, пересыщенным SiO₂ и очень бедным щелочами. Первые пересыщены глиноземом. Диорит относится к лейкометанократовым породам, насыщенным SiO₂ и очень бедным щелочами. Транодиориты и платиотрианиты приближенно соответствуют средним составам тоналитов, кварцевые диориты - кварцевым диоритам, по Р. Дэйли.

Породы третьей фазы представлены гранитами и порфитами ($\gamma\tau\sigma\tau_1\alpha d$), образующими небольшие массивы и мелкие штокообразные тела площадью от сотен квадратных метров до 1-8 км². Форма массивов и тел в плане округлая, удлиненно-округлая и удлиненная. Последние обычно вытянуты в северо-восточном направлении и слабо изогнуты в северо-западном. По распространенности они составляют 4% всех интрузивных комплексов. Массивы и тела гранит-порфиров в простирании обычно приурочены к интрузивам второй фазы и имеют с ними активные контакты.

Гранит-порфиры представляют собой породы розовато-серого цвета с порфировой структурой и аplitовой или микрогранитовой структурой основной массы. Они состоят из олигоклаза-андезита № 27-35 (30-45%), кварца (30%), калиевого полевого шпата (20-35%), биотита и роговой обманки (до 3-5%). Во вмещающих породах встречаются кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат.

Таблица 3

Химический состав пород второй фазы Улуского интрузивного комплекса

Компоненты	Гранодиорит. Левобережье р. Кирен, 1,5 км за- паднее вер- шин 1466 м. 06р. 595Б	Диорит. Правобережье р. Бирокчан, 1 км на СВ от вершин 1119 м. 06р. 165	Кварцевый диорит. Левобережье р. Икандя, 1,5 км юж- нее верши- ны 1015 м, 06р. 543	Платиногранит. Левобережье р. Натек, 2,5 км на СВ от вер- шин 1167 м. 06р. 1617
SiO ₂	65,36	47,96	60,28	66,24
TiO ₂	0,72	0,93	0,82	0,48
Al ₂ O ₃	14,96	21,92	17,14	15,08
Fe ₂ O ₃	1,99	2,44	2,04	1,2
FeO	3,87	7,89	6,13	4,44
MgO	2,72	5,29	2,79	1,54
CaO	4,33	10,8	6,6	4,09
Na ₂ O	2,8	2,0	2,36	2,76
K ₂ O	2,16	0,3	1,28	3,16
H ₂ O	0,12	0,44	0,04	0,36
П.п.п.	0,84	0,84	0,82	1,12
Сумма	99,87	100,81	100,30	100,47

Продолжение табл.3

Номер образца	a	c	b	s	f'	m'	a'	c'	n	φ	t	a/c	Q
595Б	9,36	5,32	10,1	75,22	52,34	44,97	2,68	-	66,18	16,11	0,82	1,7	26,4
165	5,21	13,40	21,07	60,31	49,47	46,29	-	4,24	91,43	10,6	1,63	0,32	3,19
543	7,21	8,28	12,87	71,64	61,3	38,12	-	0,55	74,5	14,36	0,98	0,85	20,58
1617	10,64	4,83	7,94	76,58	65,21	33,04	-	1,73	57,14	12,17	0,54	2,2	27,06

Мелкозернистый биотит обычно окатывает крапленники кварца.

Транзит-порфир из района верховьев р. Манаки имеет следующий химический состав (в %): SiO_2 - 72,0; TiO_2 - 0,27; Al_2O_3 - 14,35; Fe_2O_3 - 0,64; FeO - 3,59; MgO - 0,85; CaO - 2,61; Na_2O - 3,8; K_2O - 1,7; H_2O - 0,04; п.л.п. - 0,4; сумма - 100,27. Числовые характеристики по А.Н.Заваринскому: а - 10,44; с - 3,04; б - 7,14; в - 79,38; г' - 52,77; ш' - 19,44; а' - 27,77; п - 77,21; ф - 7,41; т - 0,24; а/с - 3,4; ф - 34,84. Согласно анализу транзит-порфиры относятся к породам, пересыщенным SiO_2 и титаном, бедным щелочами.

С интрузивным удским комплексом, в особенности с его второй (главной) фазой, теснейшие связи имеют довольно многочисленные жильные породы, представленные диоритами (δSt_1), спессартитами и кверсантитами (XSt_1), аплитами (St_1), транзит-порфирами ($TrSt_1$) и гранодиорит-порфирами ($GrSt_1$), а также кварцевыми жилами (qSt_1). Они образуют дайки и жилы протяженностью от десятков метров до 0,7-1,0 км и мощность от 5-50 см до 10-75 м. Преобладают дайки с углами падения 50-80° или вертикальные. Значительно реже встречаются пологие и междистые дайки. Пространство разлито, преобладает северо-восточное и субширотное. Контакты даек обычно прямолинейные или слабо извилистые. Только некоторые лампрофировые дайки имеют замкнутого извилистого контакты и сложное зональное по составу и структуре строение.

Контактный метаморфизм вмещающих пород в зонах экзоконтактов интрузий проявляется в оротовковании, окварцевании и пиритизации. Наибольшее развитие имеют контактные роговики, представляющие слюдясто-кварцевыми, эпидио-пикзит-кварцевыми и кварцевыми разностями. Местами вмещающие породы превращены во вторичные кварциты (нижнее течение р. Олгондо). Ширина зон контактового метаморфизма достигает сотен метров и редко превышает 1-2 км. Мощность зоны контактово-измененных пород вокруг габбровых массивов не превышает 100 м.

В связи с раннемеловыми гранитоидами в ряде мест хр. Прибрежного встречается убогая окварцованная минерализация молибденита и халькопирита. При шиховом опробовании гидротерм, прошедшей интрузии нижнего мела, в породах были обнаружены единичные знаки молибденита, телурита, халькопирита, висмутита, бисмутита, золота, арсенопирита и шелита.

Для интрузий удского комплекса на территории листа характерны следующие особенности: просторанственная приуроченность к

площадям развития средних эффузивов верхней кры - нижнего мела, близость их возраста и состава; послекластичный тип, их дискордантность в отношении структур вмещающих тош и лавная связь с разрывными нарушениями; многофазность формирования; наличие габбровых пород в составе начальной фазы внедрения; широкое распространение гранодиоритов и диоритов (первых в особенности) в составе главной фазы внедрения и вообще по сравнению с другими породами комплекса; широкое развитие жильных пород (гранодиорит- и транзит-порфир, диориты, лампрофиты и др.); преимущественное развитие в зонах экзоконтактов роговиков и обильной крапленности пирита. Эти особенности позволяют отнести интрузивный комплекс к габбро-диорит-гранодиоритовой формации, входящей в состав габбро-диорит-транзитной группы формаций (Кузнецов, 1964 г.).

Нижняя возрастная граница удского интрузивного комплекса определяется по активному контакту с породами джелонской свиты верхней кры - нижнего мела. Верхним возрастным пределом можно считать нижнемеловой возраст конгломератов мериконской свиты, в которых встречаются галька и валуны гранитоидов этого комплекса. По определению Т.К.Ковальчук (ДВТУ), абсолютный возраст гранодиоритов и диоритов комплекса из интрузивных массивов бассейна р. Лавля и верхнего течения р. Кира (севернее описанной территории) равен 132 млн. лет (Зубков, 1962), а кварцевых диоритов и гранодиоритов из бассейна рек Авлякан и Лавьякан (северо-восточные территории) - 123,5 - 124 млн. лет (Чернявский, Левитан, 1965ф), что соответствует нижнему мелу. Интрузивные проявления удского комплекса раннемелового возраста широко распространены к западу и северо-западу от территории листа, где по левобережью р. Уды они были изучены и впервые объединены под этим названием в 1935 г. В.Н.Мошкиным. В бассейне р. Удхан (левый приток р. Уды в верхнем течении) гранитоиды удского комплекса перекрыты континентальными отложениями с флорой неомела (Альбов, Мошкин, 1969).

П о з д н е м е л о в ы е и н т р у з и и ($TrSt_2$)

Гранитоиды, отнесенные к верхнему мелу, встречаются только в районе горы Богдальма, в бассейне одного из правых притоков р. Бол. Джелон, у северной границы описываемой территории, где они составляют интрузивный массив, являющийся частью очень крупной Меланской интрузии, расположенной за пределами территории, к

северу. Форма массива близка к изометричной, контуры слабо извилисты. Площадь не превышает 10-12 км². Гранитоиды прорывают породы джегоноской и мериконской свит, метаморфизм их на контактах. Судя по сравнительно широкой зоне контактовых изменений вмещающих пород, контакты интрузий должны быть сравнительно пологими.

Породы представлены очень светлыми, розовато-серыми, массивными, среднекристаллическими биотитовыми платиогранитами (тоналитами). Структура платиогранитов типичноморфнозернистая. В их состав входят зональный олистокласт-антезин № 33 (50-60%), кварц (25-30%), кафельный полевой шпат (до 5-10%), биотит (5-10%). Изредка встречаются единичные кристаллы роговой обманки.

Химический состав платиогранитов (в %): SiO_2 67,36; TI_2 0,36; Al_2O_3 17,72; Fe_2O_3 1,3; FeO 1,69; MgO 1,27; CaO 4,07; MgO 4,0; K_2O 1,25; H_2O 0,04; $п.п.$ 0,76; сумма 99,82. Числовые характеристики по А.Н.Заварзскому: а - 10,7; с - 4,9; в - 8,0; г - 76,5; а' - 39,8; г' - 38,8; ш' - 26,3; п - 82,8; ф - 13,6; т - 0,4; а/с - 2,2; q - 26,6. Согласно анализу платиогранитов относятся к породам, пересыщенным SiO_2 и глиноземом, очень бедным щелочам. Они соответствуют составу тоналита, по Р.Дэли.

С позднемеловой интрузией связаны многочисленные дай-ки и оригит-порофы (δ_пСт₂) и трандиторит-порофы (γδ_пСт₂). Дайки этого рода аналогичны дайкам жильных пород нижнего мела. Контактный метаморфизм вмещающих пород также аналогичен раннемеловым интрузиям.

На территории листа не было встречено полезных минерализаций в связи с позднемеловыми платиогранитами. Лишь в шлиховых пробах, отмытых из рыхлых четвертичных отложений рек, прорезавших интрузии, были обнаружены единичные зерна шелита.

Нижним возрастным пределом платиогранитов является нижнемеловой возраст континентальных мериконской свит, которые они прорывают. На соседней к северу территории гранитоиды Медяйского массива, к которому относятся и платиограниты района, прорывают толщу кислых эффузивов верхнемелового возраста. Абсолютный возраст платиогранитов из долины правого притока р.Бол.Джегон, в 4,5 км восточнее вершины горы Болдырма, по определению Н.И.Полевого (ВСЕГЕИ), равен 86 млн.лет (К - Ar метод по валовому составу), что соответствует верхнему мелу. Очень близкий, также верхнемеловой, возраст (72-84 млн.лет) имеет гранит-

тоиды и других частей Медяйского массива к северу от описываемой территории.

ТЕКТОНИКА

Территория листа № 53-X расположена в пределах северо-восточной части Удского мезозойского прогиба (Нагибина, 1963; Шлак, Гольденберг и др., 1962), наложенного на нижепротерозойские и палеозойские структуры Становика-Джугджура и Удско-Шантарского синклинали (Нагибина, 1963). Крайне незначительные по площади участки последних входят в пределы описываемой территории на севере и юге. По Л.И.Краснову (1962ф, 1965, 1960), исследованный район входит в состав Удско-Охотского вулканического пояса. Пояс является краевым прогибом, которым Монголо-Охотский складчатый пояс отделяется от области протерозойской складчатости Становика-Джугджура.

Удский наложенный прогиб протигивается в субпротном направлении от верховьев р.Уды до ее устья и далее в северо-восточном направлении уходит за пределы района. На основании различий в литологическом петрографическом составе пород, условиях их залегания и образования, а также в характере складчатых структур можно выделить три структурных этажа, соответствующих крупным этапам развития земной коры на территории листа. Нижние два этапа объединяют породы, сложенные докембрийской складчатой фундаментом, а верхний - осадочно-вулканогенные образования мезозоя, выполняющие Удский прогиб (рис.2). Структурные этажи разделены значительными стратиграфическими и резкими угловыми несогласиями.

Нижний структурный этаж сложен интенсивно дислоцированными метаморфическими породами куманской свиты нижнего протерозоя. Они образуют древний кристаллический фундамент, на котором располагаются более молодые геологические образования, и относятся к области протерозойской складчатости Становика-Джугджура, окаймляющей с юга и юго-востока Алданский лит. В пределах листа входит незначительная часть этой области на северо-западе территории. Породы этажа отличаются сильным расчленением, катеклизмом, миконитизацией. В них часто отмечаются обрывки трещин и зеркала скольжения. Все эти изменения связаны с динамометаморфизмом в зоне глубинного разлома, который геологами В.И.Т. Н.С.Шлак, В.И.Гольденберг и В.М.Мордачевым

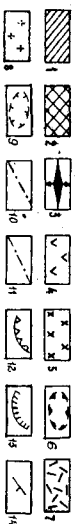
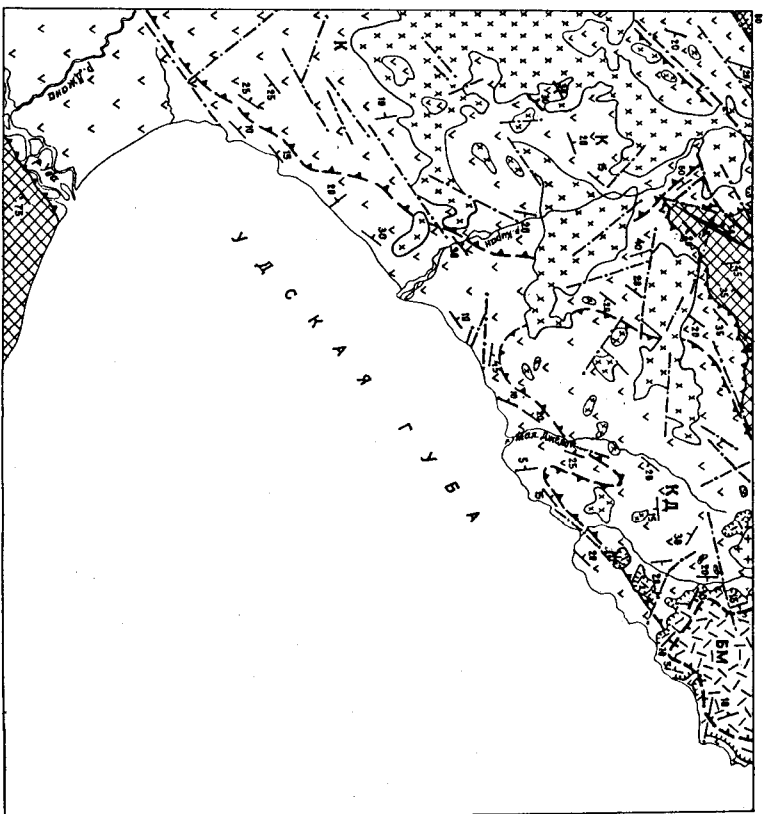


Рис.2. Тектоническая схема

1-3 - нижний структурный этаж (область протерозойской складчатости Становика-Джугджура): 1 - метаморфические породы куманской свиты нижнего протерозоя; 2, 3 - средний структурный этаж (Уско-Шантарский синклиниорий): 2 - карбонатно-кремнистые толща нижнего девона (?) и основные эффузивы усуньской свиты верхнего девона (?), 3 - осевая линия антиклинальной структуры; 4-9 - верхний структурный этаж (Усский наложенный прогиб): нижний структурный ярус: 4 - осадочно-вулканогенные породы джелонской свиты верхнепротерозейско-нижнедевонского возраста, 5 - интрузия уско-го комплекса нижнего мела, 6 - мулыты брахисинклинальных структур (К - Киранской, КД - Кыдиль-Делонской); верхний структурный ярус: 7 - осадочно-вулканогенные породы малейской и мериконской свит нижнего мела, толща кислых эффузивов верхнего мела; 8 - платиотрианты верхнего мела; 9 - мулыта Богата-Малейской брахисинклинали (БМ); 10 - глыбинный разлом; 11 - разрывные нарушения; 12 - границы между структурными этапами; 13 - границы между структурными ярусами; 14 - элементы залегания пород

(1962) назван Джугджурским (Прибрежный разлом в понимании Л.И.Красного, 1960). Характер складчатости из-за ничтожной площади развития пород и очень плохой обнаженности полностью не выяснен. Но, по данным В.Н. Момкина (1960), В.Ф.Зубкова (1962), Л.И.Красного (1960), породы нижнего протерозоя смиты в линейные складки, вытянутые в северо-восточном направлении на больше расстояние. Складчатость имеет изоклинальный характер с углами наклона осевых плоскостей 40-80° на северо-запад.

Средний структурный этаж объединяет карбонатно-кремнистые и эффузивные породы предположительно нижне- и верхнедевонского возраста. Выходы пород нижнего и верхнего девона (?) пространственно разобщены. Первые встречаются на лге, а вторые - на севере территории. Палеозойские образования относятся к Уско-Шантарскому синклинорию, являющемуся одной из крупных структур северо-восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса. Породы этажа отличаются меньшими метаморфизмом и дислоцированностью. Карбонатно-кремнистые породы нижнего девона (?) являются геосинклинальными отложениями. В пределах территории они имеют моноклинальное залегание с северо-восточным простиранием и крутым (70-80°) юго-восточным падением. За пределами территории, к западу и юго-западу, Л.И.Красным и В.Ф.Чемковым, В.В.Онихимовским, В.А.Бромошом и др. (1960ф, 1962ф, 1966, 1960) отмечается характерное для среднепалеозойской структуры чередование сравнительно узких и длинных складок.

Основные вулканогенные породы верхнего девона (?) в бассейне р.Ийканды залегает более спокойно. Возможно, что здесь сказались близость от поверхности жесткого кристаллического докембрийского фундамента. Верхнедевонские (?) эффузивы смиты в простые линейные складки северо-восточного простирания с углами наклона крыльев от 20 до 50°. Из наиболее крупных структур этажа можно отметить антиклинальную складку, которая вытянута вдоль долины р.Ийканда в северо-восточном направлении. Дно антиклинали сложено конгломератами, а крылья - эффузивами. Угол падения пород юго-восточного крыла 20°, а северо-западного - 30-35°. Амплитуда размаха крыльев около 1 км. Антиклиналь прослежена на расстоянии до 7 км.

В состав верхнего структурного этажа входят осадочно-туфогенные и вулканогенные образования от верхней дры до верхнего мела включительно, а также проявляющие их интрузии мелового возраста. Указанные породы состоят почти всю территорию листа. Общая мощность пород этажа

3000-3300 м. На основании различий в характере складчатых дислокаций и вещественном составе пород верхний структурный этаж подразделен на два структурных яруса: нижний - верхнеерско-нижнемеловой и верхний - ниже-верхнемеловой. Структурные ярусы разделены между собой разрывом и угловым несогласием.

Породы, составляющие нижний структурный ярус, имеют на территории преобладающее распространение. Они представлены осадочно-туфогенными и вулканогенными среднего состава породами джелонской свиты верхней дры - нижнего мела, а также гранитоидами, значительно реже - габброидами удского интрузивного комплекса нижнего мела. Формирование интрузий этого комплекса тесно связано с разрывными нарушениями. Общая мощность яруса 2000-2100 м. Для нижнего структурного яруса характерна брахискладчатая форма дислокаций с относительно пологими структурами.

Они имеют общее северо-восточное направление с углами падения крыльев складок от 5-10 до 20-30° (преобладают 15-25°). Местами наблюдаются более крутые (40-60°) углы падения пород, что обычно связано с более сильной дислокацией в зонах разрывных нарушений и экзоконтактов интрузивных массивов.

В пределах территории пород нижнего структурного яруса образуют две очень крупные брахисинклинальные структуры, в общем вытянутые в северо-восточном направлении. Это Киренская и Кильдй-Джелонская брахисинклинали, разделение поперечным антиклинальным поднятием. Мульды брахисинклиналей выполнены эффузивами верхней подовиты джелонской свиты, а на крыльях обнажаются породы нижней подовиты этой же свиты. Киренская брахисинклиналь (ее восточная часть) расположена на юго-западе района, в бассейнах рек Джана и Кирен. Протяженность структуры около 30 км, ширина от 35 км в бассейне р. Джана до 10-12 км в бассейне р. Кирен. Падение пород на крыльях достигает 30°, преобладающие углы падения 15-25°. Кильдй-Джелонская брахисинклиналь протягивается также в северо-восточном направлении на 65-70 км, от широты мыса Носорог до среднего течения р. Немуй (за пределами территории). Максимальная ширина структуры 20-25 км. Падение пород на крыльях колеблется от 15-20 до 30°. Юго-западное окончание брахисинклинали осложнено впадинами. Крупные структуры осложнены более мелкой брахискладчатостью различных порядков.

На описываемой территории наиболее четко выражены брахисинклинальные структуры, имеющие в плане овальную, удлиненную, нередко неправильную форму. Брахисинклинальные структуры выражены очень четко. Они имеют в плане неправильную форму с из-

вилистыми очертаниями и обычно охватывают довольно широкие площади, но иногда имеют форму узких перегибов между широкими синклиналями.

Верхний структурный ярус включает в себя кислые эффузивы магматической и туфогенно-осадочные породы меридионской свиты нижнего мела, толщу кислых эффузивов и плагитограниты позднемелового возраста. Они имеют ограниченное распространение и встречены только на северо-востоке территории, а также в междуречье Кирен-Иканди, у северной ее границы. Общая мощность яруса 1000-1200 м. Для верхнего структурного яруса также характерна брахискладчатая форма дислокаций, но с углами падения крыльев складок 5-10, редко до 15°. В отличие от нижнего структурного яруса, брахисинклинали которого отчетливо вытянуты в северо-восточном направлении и часто имеют форму относительно правильных удлиненных овалов, структуры верхнего яруса имеют, как правило, распылчатые и извилистые очертания и не полностью наследуют структурный план нижележащих образований. Из крупных структур яруса в пределах территории находится юго-восточное окончание Бонгад-Медийской брахисинклинали, большая часть которой расположена за пределами района к северу.

Общая форма структуры неправильная овальная, близкая к грушевидной. В район заходит ее наиболее узкая часть. Простирание длинной оси брахисинклинали северо-западное, общая протяженность 40-45 км (10 км на описываемой территории), максимальная ширина 40-45 км, минимальная - около 12-15 км (территория листа). Мульда структуры выполнена породами толщ кислых эффузивов верхнего мела, крылья сложены конгломератами меридионской свиты нижнего мела. В отличие от нижнего структурного яруса в пределах Бонгад-Медийской брахисинклинали практически не наблюдается осложняющих ее более мелких складок. Может быть, отчасти это связано со значительно худшей обнаженностью пород этого яруса. Только близ юго-восточного замкновения Бонгад-Медийской структуры, к северо-западу от мыса Малжжанди, намечается небольшая дополнительная синклиналь с размахом крыльев около 1,5 км. Ось этой структуры ориентирована в субмеридиональном направлении, падение пород на крыльях не превышает 10°.

В геологической структуре района значительная роль принадлежит многочисленным разрывным нарушениям. Выше уже упоминалась зона Джугдзурского разлома, охватывающая крайний северо-запад территории листа и протягивающаяся далеко за ее пределы в юго-западном и северо-восточном направлениях. Заложение разлома про-

изошло еще в нижнем протерозое. За пределами территории к нему приурочены интрузии анортозитов и гнейсовидных платотранзитов нижнего протерозоя. В пределах зоны широко проявлены процессы динамометаморфизма, выражающиеся в появлении относительно широких полос мylonитов и катаклазитов, развившихся по гнейсам ку-манской свиты нижнего протерозоя, а также брекчий трения, зеркал скольжения и т.п. По одному из крупных разрывных нарушений, входящих в зону глубинного разлома, произошел надвиг пород нижнего протерозоя на афизыны нижнего мела. Видимо, с подвижками по зоне Джугджурского глубинного разлома связано формирование Удского наложенного прогиба.

Большое количество более мелких разрывных нарушений связано с формированием верхнего структурного этажа. Они имеют мезозойский возраст. Среди них отмечаются нарушения северо-восточного, северо-западного и реже субширотного простирания. Наиболее разрывов северо-восточного направления подтверждается аэроматгнитной съемкой, которой установлены два нарушения близ береговой линии территории (рис.3). Протяженность наиболее крупных разрывов достигает 10-15 км, редко 18-20 км, обычно же не превышает 5-8 км. Углы наклона плоскостей смещения от 40-45 до 60-80° и вертикальных. Крупные разрывные нарушения сопровождаются мелкими, нередко опережающими первые. Разрывные нарушения характеризуются сравнительно небольшими амплитудами вертикального смещения, достигающими 10-15 м у мелких и сотен метров у крупных разрывов. По своему типу нарушения являются сбросами и взбросами. Разрывными нарушениями обусловлена прямодлинейность контактов некоторых интрузивных массивов в центральной части территории. Крупными разрывными нарушениями обусловлена также вытянутость интрузий или их частей в тех же направлениях, что и основных систем разрывов.

Разрывные нарушения сопровождаются зонами брекчирования, разлитизовывания, катаклаза (преимущественно в интрузивных породах), зеркалами скольжения, резкой и мелкой складчатостью. Последняя характеризуется складками разнообразной формы, нередко лежащими и опрокинутыми, с амплитудой размаха крыльев от 1-2 до 60 м (побережье Удской губы в 4 км на запад-юго-запад от устья р.Олгондо) и углами наклона их до 40-50°, редко до 60-80°. Мощность зон нарушенных пород колеблется от нескольких метров до первых сотен метров. Вдоль некоторых разрывных нарушений наблюдаются выходы грунтовых вод (междуречье Икканда - Мал.Джелон, правобережье р.Бол.Джелон, междуречье Кирап - Огнэ).

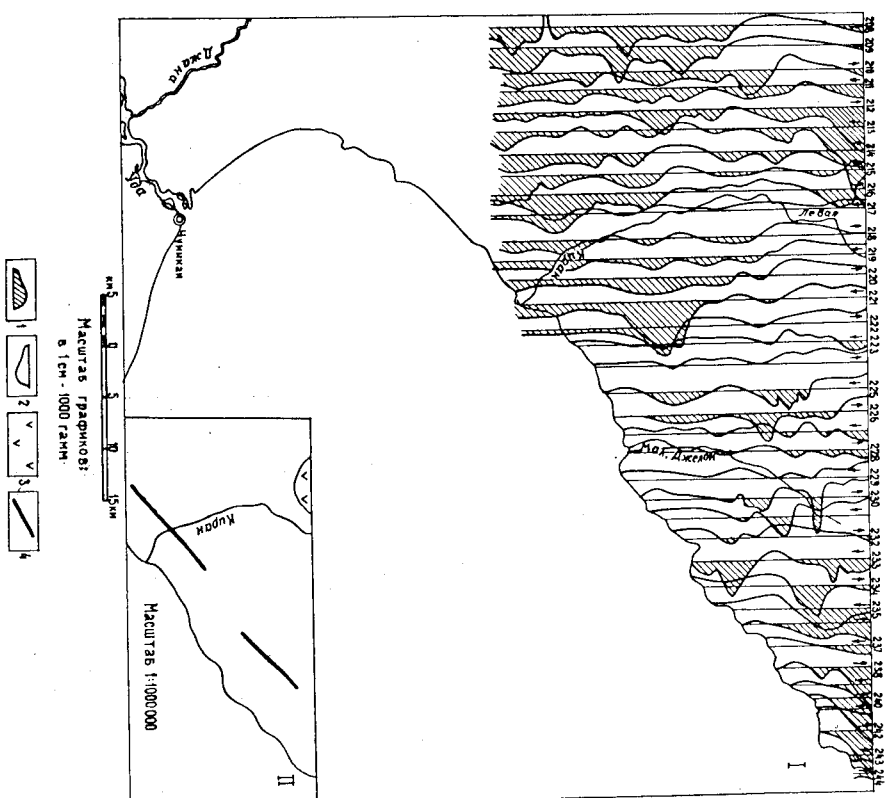


Рис.3. Карта, графиков ΔT (I) и схема интерпретации (II) по Е.Г.Херувимовой и В.А.Дарюнову (1957)
1 - положительные значения ΔT ; 2 - отрицательные значения ΔT ; 3 - интрузии; 4 - зоны разрывных нарушений

Отмеченные системы разрывных нарушений формировались, видимо, на протяжении всего юрского и мелового периодов одновременно с развитием Удского наложенного прогиба. Некоторые разрывы могут иметь и более молодой, чем мезозойский, возраст. С ними связано выделение крупных субэффузивных даек андезито-базальтов палеогена (?), выходящих, очевидно, из фаясей средних и осевых эффузивов мезачанской свиты.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

В пределах территории выделяется пять генетических групп типов рельефа: эрозионный со следами нивальной обработки, эрозионно-денудационный, ледниковый, эрозионно-аккумулятивный и эрозионно-аккумулятивный.

Эрозионный рельеф со следами нивальной обработки

Ведущую роль в формировании этого рельефа играют флювиальные процессы и склоновая денудация с преобладанием транзитационных процессов. В зависимости от состава пород они привели к образованию двух различных морфогенетических типов рельефа: горного резко расчлененного и горного массивного.

Горный резко расчлененный рельеф развит преимущественно на осадочно-туфогенных и вулканогенных породах. Он распространен в районе наиболее широкого.

Рельеф характеризуется узкими, сложно разветвленными водораздельными течениями, глубокого врезанными долинами и крутыми склонами, расчлененными многочисленными расщелинами. Главные водораздельные течения имеют высоту 300-1400 м при относительных превышениях 500-700 м. Склоны хребтов ровные или слабоогруженные с минимальными скальными останками. Склоны долин и водораздельных теснин нередко покрыты осипами. В привододроздельной части хребтов осипы чаще всего незакрепленные, подвижные. Они нередко приурочены к руслам расщелин и образуют каменные реки, которые заканчиваются осипными конусами выноса. Наряду с незакрепленными и развывальшимися, в нижней части склонов встречаются частично или полностью задернованные и поросшие лесом осипы. Реки и ручьи в верховьях интенсивно эродированы и имеют глубоко врезанные, узкие, V-образные, местами каньонообразные долины.

В их руслах нередко порог, а иногда и водопад. В среднем и нижнем течении рек долины приобретают трапециевидную форму.

Горный массивный рельеф развит преимущественно на интрузивных породах, нижнемеловых конгломератах и песчаниках мерктонской свиты. Он характеризуется мягкими очертаниями водораздельных теснин с относительно небольшой высотой эрозионного расчленения, особенно в привододроздельной части склонов. Высота водоразделов 300-1300 м при относительных превышениях 400-600 м. Ширина их колеблется от 50 до 300 м. Водоразделы пологонизупукные и плоские с куполовидными, нередко угловатыми вершинами. Склоны в верхней части, как правило, выпуклые. Склоны долин и водораздельных теснин покрыты шовнисто-глибовыми осипами, местами поросшими на небольших участках кедровым стлаником. Верховья рек и ручьев большей частью врезаны слабо. Ниже по течению долины приобретают U-образную форму. В среднем и нижнем течении долины рек имеют обычно трапециевидную форму.

Эрозионно-денудационный рельеф

Выделяются два морфогенетических типа описываемого рельефа: традно-сопочный с реликтами денудационной поверхности и расчлененная денудационная поверхность.

Традно-сопочный рельеф характерен для юго-восточных отрогов хр. Прибрежного и южных отрогов хр. Салдажак. Небольшой участок такого рельефа расположен в среднем течении р. Кира. Отличительной особенностью этого типа рельефа является примерно одинаковая водораздельная теснина - 250-350 м в южной части района, от 400-450 до 600-650 м на северо-востоке - в юго-восточных предгорьях хр. Прибрежного. Для рельефа характерны слегка холмистые водораздельные поверхности с плоскими, реже куполовидными и конусообразными вершинами. Ширина водоразделов 200-300 м, местами 500-700 м. Крутизна склонов в пределах водораздельных поверхностей обычно не превышает 5-8°. В большинстве случаев традно-сопочный рельеф отделяется от горного четко выраженным уступом. Этот рельеф, по-видимому, образовался в результате расчленения единой денудационной поверхности, реликты которой сохранились лишь в виде вычурных водоразделов. Высота расчленения сравнительно невелика.

Верховья рек обычно слабо врезаны. Ниже по течению долины в поперечном сечении имеют U-образную и трапециевидную форму.

Р а с ч л е н е н а я д е н у д а ц и о н н а я п о в е р х н о с т ь (предторная расчлененная равнина) широко развита в приустевой части рек Киран, Огнѣ, Мал. Джелон, где к ней примыкает поверхность III напойменной террасы высотой 60-100 м. В южной части территории она прослеживается вдоль левобережья р. Уд. Высота поверхности колеблется в пределах 100-200 м. Она слабо расчленена эрозией. Водораздельные пространства достигают ширины 1-3 км. Для них характерна плоская, местами пологоволнистая поверхность, на фоне которой выделяются отдельные гривы и останцы высотой 10-30 м. Крутизна склонов в пределах водораздельных поверхностей обычно не превышает 3-4°. Долины рек и ручьев врезаны на глубину 60-80 м. Склоны долин имеют крутизну 15-20°, в приустевой части - до 25-30°. В ряде случаев денудационная поверхность без ясно выраженного уступа переходит в поверхность III напойменной террасы.

Л е д н и к о в ы й р е л ь е ф

Ледниковый рельеф имеет небольшое распространение. Хорошо сохранившиеся формы его встречаются в верховьях правого притока р. Огнѣ (район высоты 1482 м). Абсолютная высота водораздельных предней достигает здесь 1200-1400 м, относительные превышения 700-800 м. Долины ручьев в этом районе имеют в верхнем течении форму трогов, протяженность которых не превышает 1-1,5 км. Крутизна склонов 40-45°. Ниже по течению долины приобретают U-образный поперечный профиль. Днища трогов перекрыты мореной, поверхность которой имеет характерный холмисто-западинный рельеф. В истоках ручьев расположены ледниковые кары. Днища последних плоские или слабо волнистые, иногда ступенчатые, шириной 600-800 м. Склоны каров крутизной 40-50°, в верхней части обрывистые, покрыты осипами.

Э р о з и о н н о - а к к у м у л я т и в н ы й р е л ь е ф

К эрозивно-аккумулятивному рельефу относятся серия надпойменных и пойменных речных террас, возраст которых определяется возрастом слагающих их аллювиальных отложений. Самой высо-

кой (60-100 м) является III (нижнечетвертичная) терраса, которая наиболее широко развита в долине р. Киран и в нижних течениях рек Бол. и Мал. Джелон, Огнѣ, Салатат, Ангикан. Терраса пологая. Ширина ее обычно достигает 1-2, редко 5-7 км (район поворота между реками Мал. Джелон и Бараш). Терраса большей частью эрозивная, лишена аллювиального чехла. Там, где последний встречается, мощность его колеблется от 1-2 м (р. Икханда, среднее и верхнее течение р. Киран) до 12-20 м (прибрежно-морская часть территории), реже до 40-60 м (приустевая часть рек Киран и Огнѣ). В долине р. Уд эта терраса перекрыта более молодыми отложениями и является погребенной. II напойменная терраса (среднечетвертичная) развита преимущественно в долинах рек Уд и Джан, где слагает аккумулятивную террасу высотой 30-60 м. Вверх по р. Джана высота ее понижается до 10-15 м. В торной части территории терраса возвышается до 10-15 м. В верхнем течении рек до 25-30 м в нижнем. Ширина террасы от перых сотен метров до 0,8-1,2 км. В южной части территории II террасе соответствует аккумулятивная равнина шириной до 20 км, образованная террасами рек Уд, Джана и Тэль.

I напойменная терраса (верхнечетвертичная) широко развита в долинах большинства рек. Высота ее в верхнем течении рек до 2-2,5 м, а в среднем и нижнем - от 5-6 до 10-15 м. Терраса аккумулятивная и только местами в верхнем течении рек имеет пологое строение.

Пойма развита в долинах всех рек и ручьев. Высота пойменных террас колеблется от 0,5-0,7 м в верхнем течении рек до 2-3 м в нижнем. В долине р. Уд высота их достигает 4-5 м. Пойма повсюду аккумулятивная. Однако нередко выходы коренных пород наблюдаются непосредственно в руслах рек.

Из других аккумулятивных форм можно отметить сравнительно немногочисленные конусы выноса и сухие дельты в устьях распадков с временными водотоками. Размеры их достигают 200-300 м в длину, 50-80 м в поперечнике и 20 м в высоту.

А б р а з и о н н о - а к к у м у л я т и в н ы й р е л ь е ф

В пределах территории абразионный тип берега пользуется наибольшим распространением. Для участков, сложенных рыхлыми породами, характерна ровная береговая линия и широкий пляж (юго-восточнее оз. Букѣ). На участках, сложенных коренными

породами, преобладает бухтовый абразионный берег. Наиболее интенсивно абрадируется северо-восточная часть побережья, особенно к северо-востоку от устья р. Бол. Джелон. Здесь к береговому уступу часто примыкает абразионная платформа, сложенная коренными породами. Нередко абразионный уступ обрывается в море. Характерным элементом абразионного берега, сложного коренными породами, являются надпойменные и пойменные камни, а также скальные останцы (кекуры). 1 морская терраса развита в районе устья р. Удн, где имеет высоту 5-6 м. В окрестностях с. Чумикан на поверхности террасы прослеживается система береговых валов высотой 1,5-2 м, вытянутых параллельно берегу. Из других аккумулятивных морских форм рельефа необходимо отметить прерывистый и относительно неширокий пляж, аккумулятивные подпойную террасу (вершины бухт) и небольшие современные песчаные дюны устья р. Итраки (юго-западнее устья р. Киран).

В заключение следует отметить, что на протяжении большей части крайнюю территорию листа испытывала более дифференцированное поднятие, продолжающееся и в настоящее время.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Твердые горючие ископаемые

Каменный уголь

Линзообразные прослои и линзы каменного угля встречаются среди осадочно-туфогенных пород нижней подзоны джелонской свиты верхнеюрско-нижнемелового возраста. Они приурочены к средней части разреза этой подзоны и распространены на побережье Удской туфы. Мощность прослоев и линз каменного угля колеблется от 0,2-2 до 3-5 м, редко до 10 м, как исключение, до 35-50 см. Длина прослоев 0,5-1, редко до 5-6 м.

В районе выявлены два проявления каменного угля. Одно из них (22) расположено по правобережью правого нижнего притока р. Биракчан, в 2,8 км выше устья (координаты: 135°31' в.д. и 55°08' с.ш.), а второе (24) — по правобережью р. Олгондо, в 0,4 км выше устья (координаты: 135°34'40" в.д. и 55°06'20" с.ш.). Вмещающими породами являются туфы, туфобрекчи, туфопесчанники, углисто-глинистые сланцы, местами с раст-

тельными дерюжками стволов окаменелых деревьев. Проявление 22 расположено в зоне экзоконтакта массива гранодиоритов и диоритов Удской интрузивной комплекса нижнего мела. Вмещающие породы в районе этого проявления довольно интенсивно ороговивованы. Здесь отмечаются четыре линзообразных прослоев каменного угля мощностью от 3-5 до 45-50 см. Длина их не превышает 5-6 м. Вблизи устья р. Олгондо (проявление 24) насчитывается 28 прослоев и линз угля мощностью от 1-4 до 5-15 см, редко до 20-35 см, и протяженностью до 3, редко до 5 м. Уголь черный, блестящий, хрупкий.

Каменный уголь в отложениях нижней подзоны джелонской свиты ввиду незначительной мощности и протяженности прослоев и линз промышленного значения не имеет.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Черные металлы

Магнетитовые руды

Рудопроизведения магнетитовых руд расположены в северной части территории. Одно из них (4) находится на водоразделе левых притоков рек Икканда и Налек, в 4,4 км юго-востока от высоты 942 м. Координаты: 135°29'20" в.д. и 55°01'7" с.ш. Оруденение представлено рассеянной вкрапленностью магнетита на единичных разрозненных участках в андезитовых порфидитах верхней подзоны джелонской свиты верхней юры — нижнего мела. Участки с вкрапленностью магнетита неправильной, нередко извилистой в плане формы до 0,5-1 м в поперечнике. Количество магнетита в участках не превышает 15-20%. Размеры зерен от 0,01-0,02 до 0,1-0,5 мм. Зерна магнетита округлой и неправильной формы. Они нередко образуют сростки до 2-3, очень редко 5 мм в поперечнике.

Рудопроизведения магнетита (9) расположено по левобережью р. Налек в верхнем течении, в 4,5 км западнее вершины горы Болдайма. Координаты: 135°43'20" в.д. и 55°01'9" с.ш. Рудопроизведение приурочено к субэффузивному телу андезито-базальтов мезачанской свиты палеогена (?), в которых встречены участки до 0,5-1 м в поперечнике с рассеянной и гнездовой вкрапленностью магнетита. Содержание магнетита на участках от 10-15 до 20%. Он образует изометричные зерна, реже октаэдрические

кристаллы, размерами 0,02-0,07 мм, реже 0,002-0,01 мм. Изредка зерна образуют гнездообразные скопления до 1-7 мм в поперечнике.

На обоях рудопроявлений стрелка компаса притягивается к участкам с вмещающей магнетитом. Аэромагнитной съемкой аномалии в районе рудопроявлений не отмечены (см. рис.3).

Указанные проявления магнетита не имеют практического значения и представляют минералогический интерес.

Помимо упомянутых рудопроявлений, связанных с коренными породами, магнетит установлен во всех шлиховых пробах. Во многих пробах он содержится в количестве более 300 г/м³. На карту полезных ископаемых нанесены шлиховые пробы, содержащие магнетит в количестве от 1,1 до 2,68 кг/м³. Большинство из них приурочено к рекам, порезанным транзитными интрузиями удского комплекса нижнего мела, расположенные к западу от р.Кирен.

Ц е т н е м е т а л л ы

Медь

Рудопроявление меди (5) установлено по правому склону долины крупного левого притока р.Ийканда, в 10,2 км выше устья; его координаты: 135°28'20" в.д. и 55°16' с.ш. Здесь, близ русла притока, гранодиориты удского интрузивного комплекса нижнемелового возраста пересекаются кварцевой жилой (азимут падения 55° под углом 10°) мощностью 15 см и протяженностью около 50 м, в которой встречены редкие точечные включения маляхита. Кварц довольно сильно катаклазирован и содержит незначительную примесь зеленовато-серого хлорита в виде гнездообразных скоплений чешуек до 2-3 мм в поперечнике. Полуколичественный спектральный анализ^{х/} штуфной пробы показал содержание меди 0,03-0,1%, мышьяка 0,01-0,03%, а также следы цинка, молибдена и свинца. Рудопроявление находится в пределах шлихового ореола минералов висмута (3). Практического значения оно не имеет.

х/ Здесь и далее полуколичественные спектральные анализы рудных проб произведены лабораторией Центрального научно-исследовательского геологического института.

Рудопроявление меди (7) расположено на водоразделе между р.Олгондо и левым крупным притоком р.Ийканда, в 2,7 км северо-восточнее вершины 1466 м, координаты: 135°26'20" в.д. и 55°14'20" с.ш. Вмещающие породы, представляющие туфами и туфобразованными нижней подосвиты джегонской свиты верхней кры-нижнего мела, сильно перемиты и брекчированы в зоне небольшого разрушения. Они пересекаются в разных направлениях многочисленными кварцевыми прожилками мощностью 3-5 см и протяженностью до 3-5 м. В прожилках содержится редкая и мелкая вмещающая пирита, халькопирита и единичные гнезда чешуйчатого хлорита до 0,5 см в поперечнике. Полуколичественный спектральный анализ штуфной пробы показал содержание меди 0,1%, цинка 0,003-0,01%, следы кобальта, серебра, ванадия, молибдена, висмута, свинца.

Рудопроявление находится в пределах спектрометрического ореола мышьяка (6). Практического значения оно не имеет.

Рудопроявление меди (17) обнаружено на левобережье р.Ольне, в 7,5 км выше устья, его координаты: 135°14'20" в.д. и 55°00'30" с.ш. Здесь, в зоне разрывного нарушения, вмещающие породы, представляющие андезитовыми порфиритами верхней подосвиты джегонской свиты верхней кры-нижнего мела, очень сильно окварцованы и нередко превращены во вторичные кварциты. Мощность сильно окварцованных эффузивов 170-190 м. Породы местами сильно ожелезнены. К вторичным кварцитам приурочена обильная (20-30%) вмещающая пирита. Последний встречается в виде зерен округлой и неправильной формы, кубических кристаллов размерами от долей миллиметра до 0,5 см. Он также образует прожилки 2-3 мм мощностью, до 5-10 см длиной и изометрические гнездообразные скопления до 1 см в поперечнике. Кроме пирита встречены редкая вмещающая халькопирита, борнита и ковеллина. Содержание полезных компонентов по результатам полуколичественного спектрального анализа штуфной пробы: медь 0,1-0,3%, свинец 0,01%, цинк 0,003-0,01%, серебро, ванадий, молибден - следы.

Рудопроявление меди (21) установлено в обрывах правого берега р.Олгондо в 5,2 км выше устья (участок Желтый Гора, по Л.И.Красному) его координаты: 135°33'20" в.д. и 55°08'30" с.ш. Рудопроявление открыто Л.И.Красным и Ю.Ф.Чемковым в 1951 г. (1952).

В районе рудопроявления дачитовые порфириты и туфы верхней подосвиты джегонской свиты верхнеюрно-нижнемелового возраста

хлоритизированы, очень сильно окварцованы, содержат рассеяно-бурь окисленность пирита и пирротина, а также рудные линзы мощностью 0,2-1 м и протяженностью 1-6 м. Рудные линзы состоят из пирротина (50%), пирита и небольшого количества халькопирита, борнита. Они пересекаются многочисленными тонкими (до 1 см) параллельными прожилками обожженного дуврового кварца, придавшими линзам полосчатый вид. Результаты полуколичественного спектрального анализа двух штучных проб: медь от 0,01-0,03 до 0,1-0,3%, цинк от 0,01 до 0,03-0,1%, ванадий 0,001-0,01%, кобальт от 0,003 до 0,03-0,01%; никель, серебро, олово, молибден и свинец - следы. Были результаты анализов получены Л.И. Красным. Штучные пробы были подвергнуты пробирному анализу, которым установлены следы золота (лаборатория ЦНИПРИ). Рудопроведение расположено в пределах спектрометаллогетрического ореола молибдена со свинцом и цинком (11).

К северу от рудопроведения (21) по левобережью р. Олгондо, в 4,5 км от устья р. Биракчан, также встречена незначительная медная минерализация, представленная халькопиритом, борнитом и ковеллитом, в интенсивно пиритизированных вторичных кварцитах среди эффузивов верхней подленты джелонской свиты.

Для последних рудопроведения (17, 21) также не имеют практического значения. По своему характеру они могут быть отнесены к перспективным типам гидротермальных медно-порфири-вых и окисленных медных руд, в связи с чем представляют поисковый интерес, так как указывают на возможность нахождения в пределах территории практически интересных рудопроведений указанных типов во вторичных кварцитах и эффузивах верхней ленте - нижнего мела.

При шиховом опробовании из медных минералов встречены единичные зерна халькопирита только в долине левого притока р. Малая Бонтия на северо-востоке ленте.

Свинец

Спектрометаллогетрический ореол свинца с мышьяком (1) площадью около 155 км² охватывает бассейны правых притоков р. Кирен - Талакан, Мивакт. Он приурочен к вулканогенным породам среднего состава верхней подленты джелонской свиты верхней ленте - нижнего мела и проявляющимся их гранодиоритами и диоритами удского интрузивного комплекса нижнемелового возраста. Содержа-

ние свинца и мышьяка в ореоле составляет 0,01% против 0,001%, типичного для всей территории.

Мышьяк

Спектрометаллогетрический ореол мышьяка (6) площадью около 30 км² охватывает часть водораздела между бассейном верхнего течения р. Олгондо и левыми притоками р. Иканди в районе вершин 1466 м и 1008 м. Ореол рассеяния приурочен к зонам эндо-и экзоконтакта гранодиоритовой интрузии удского комплекса нижнего мела, проявляющей осадочно-туфогенные и вулканогенные породы джелонской свиты верхней ленте - нижнего мела. Содержание мышьяка 0,01%, редко до 0,1%.

Помимо упомянутого ореола при шиховом опробовании территории в шести пробках встречены единичные зерна арсенопирита (р. Мивакт, истоки левого крупного притока р. Иканди). Шихи с арсенопиритом отмыты в пределах спектрометаллогетрических ореолов свинца с мышьяком (1) и мышьяка (6). В шихах он ассоциирует с минералами висмута и шеллитом.

Б л а т о р о д н ы е м е т а л л ы

Золото

Рудопроведение золота (23) установлено в береговых обрывах Удской губы, в 3 км на запад-юго-запад от устья р. Мал. Делон; его координаты: 135°37' в.д. и 55°07' с.ш. В районе рудопроведения тuffs нижней подленты джелонской свиты верхнеудско-нижнемелового возраста пересечены небольшим вертикальным разрывом с нарушением, имевшим азимут простирания 340°. Нарушение сопровождается зоной дробления пород мощностью 3 м, к которой приурочены гнезда буро-желтых окр и кварцевые прожилки мощностью до 7 см. Кварц розовато-белого цвета с небольшими пустотами, стенки которых покрыты сетками мелких кристаллов кварца. Пробирный анализ штучной пробы из кварцевого прожилка показал содержание золота 0,1 г/т (лаборатория ЦНИПРИ). Результаты полуколичественного спектрального анализа той же пробы: медь и ванадий 0,003-0,01%, цинк 0,001%, никель 0,003%, свинец, молибден, олово, кобальт - следы. Рудопроведение выходит в пределах шихового ореола киновари (20).

Золото в количестве 1-2 зерна встречено также в 14 шликтовых пробах, отобранных из русел рек и влиuvia надпойменных террас. Оно представлено плоскими и кричоватыми, иногда окатанными зернами золотисто-желтого цвета с шероховатой поверхностью размерами от 0,02 до 0,6 мм. Шликовые пробы с золотом рассредоточены по территории листа и не образуют ореолов расседния.

Золотое рудопроизведение, по-видимому, можно отнести к низкотемпературному гидротермальному типу месторождений, почти не образующих россыпей. Этим, вероятно, и объясняется почти полное отсутствие золота в четвертичных отложениях территории. Однако отсутствие или очень малое количество в влиuvia золота не исключает возможности нахождения его коренных месторождений указанного типа. В связи с этим выявленное рудопроизведение имеет поисковое значение.

Серебро

Спектротометрический ореол серебра (2) площадью около 24 км² охватывает бассейны правого притока р. Кирин, устье которого находится в 2,2 км ниже устья р. Куринт-Урек. В пределах ореола входят гранодиориты и диориты нижнего мела и эффузивы верхней подзоны мелонской свиты в зоне экзоконтакта этой интрузии. Содержание серебра 0,001%.

Спектротометрический ореол серебра (10) площадью 12 км² расположен в бассейне верхнего течения нижнего правого притока р. Бол. Джелон. Ореол приурочен к вулканогенным породам верхней подзоны мелонской свиты верхней зоны - нижнего мела. Содержание серебра 0,001% и в двух пробах 0,01%.

Спектротометрический ореол серебра (12) площадью около 10 км² расположен в бассейне нижнего течения р. Бонгав. Район характеризуется развитием осадочно-туфогенных пород нижней подзоны мелонской свиты, перекрытых конгломератами мерконской свиты нижнего мела. Они прорваны субэффузивными дайками андезитовых и дицитонных порфиров, кварцевых порфиров, в экзоконтакте которых часто наблюдаются обокременные зоны мощностью от 1-2 см до 1 м. Содержание серебра в ореоле 0,001-0,003%. Помимо серебра в пробах определены олово (0,001-0,003%) и незначительные количества свинца, кобальта, мышьяка, никеля и цинка.

Серебро установлено спектральным анализом в метатомет-

рических пробах, отобранных, как правило, из долин осадков.

Р е д к и е м е т а л л ы

Вольфрам

Вольфрамовая минерализация на территории установлена шликотным опробованием. Она представлена шликотным пробом. В вер- зерна которого определены в большинстве шликотных проб. В вер- ховьях крупного правого притока р. Оне отмечено четыре шликоты с содержанием шелита 19-25 зерен. 13-15 зерен шелита содержат три пробы из истоков левого крупного притока р. Иканди. Един- ственная шликотная проба с содержанием шелита 0,05 г/м³ ото- брана в нижнем течении правого притока р. Мал. Джелон, устье ко- торого расположено в 7,6 км севернее устья реки. Шелит пред- ставлен слабоокатанными и окатанными зернами размерами от со- стых долей миллиметра до 0,1-0,3 мм светло-желтого, реже белого цвета с жирным блеском. Небольшие содержания шелита в шликтах, при отсутствии его ореолов расседния с повышенными концентра- циями, не представляют практического интереса.

Молибден

На территории листа молибден установлен при спектротомет- рометрическом опробовании и в виде молибденита в шликотных про- бах.

Шликовый ореол расседния молибденита с галением (14) площадью около 75 км² охватывает бассейн верхнего и среднего течения р. Оне. В пределах ореола входят вулканогенные породы верхней подзоны мелонской свиты, прорванные гранодиоритами и диоритами уского интрузивного комплекса нижнего мела. Молибденит встречается в количестве от одного до нескольких зерен в единичных шликтах, разбросанных по площади ореола. Че- шукки молибденита имеют размеры в среднем от 0,1 до 0,3 мм. В шликтах он обычно ассоциирует с шелитом. В пределах ореола в четырех шликтах определены единичные зерна галения размерами менее 0,1 мм. Зерна ступенчатые, кубические.

Спектротометрический ореол молибдена со свинцом и цинком (11) площадью около 23 км² охватывает бассейн средне- го течения р. Олондо и крупного правого притока р. Мал. Джелон. В пределах ореола выходят эффузивы верхней подзоны мелонской

свита и небольшие массивы прорывавших их гранодиоритов и диоритов нижнего мела. Содержание в ореоле молибдена, свинца и цинка составляет 0,01%. Содержание этих элементов, типичное для всей территории, не превышает 0,001%. В пределах ореола расположены медно-молибденовое (19) и медное (21) рудопроявления.

Спектротометаллометрический ореол молибдена со свинцом и цинком (13) площадью около 80 км² охватывает бассейны правых притоков р.Отне и верховья р.Салатат. В его пределы входят трапиды уаского интрузивного комплекса, прорывавшие эффузивы верхней подсвиты джелонской свиты. По содержанию молибдена, свинца и цинка описываемый ореол аналогичен предыдущему.

Кроме, в бассейне р.Салатат, расположен еще один аналогичный спектротометаллометрический ореол молибдена со свинцом и цинком (16) площадью около 40 км².

Источником сноса молибдена, свинца и цинка, по-видимому, могут служить гидротермально измененные эффузивы верхней подсвиты джелонской свиты в акзоконтактовых зонах интрузий уаского комплекса. Местами они превращены во вторичные кварциты. С ними могут быть связаны практически интересные рудопроявления медно-молибденового типа, аналогичные рудопроявлению (19), открытому в долине р.Отгондо. В этой связи ореолы могут иметь поисковое значение.

Медно-молибденовые руды

Медно-молибденовое рудопроявление (19) расположено на правобережье р.Отгондо, в 6 км выше устья; его координаты: 135°33' в.д. и 55°09'20" с.ш. Рудопроявление открыто Л.И. Красным и Д.Ф. Чемяковым в 1951 г. (1952 ф.).

Рудопроявление приурочено к очень сильно окремненным, местами превращенным во вторичные кварциты, дацитовым, реже андезитовым порфиритам верхней подсвиты джелонской свиты верхней кря - нижнего мела, прорванным мелкими интрузивными массивами и штоками нижнемеловых диоритов и кварцевых диоритов. На рудопроявлении вокруг одного из штоков кварцевых диоритов на площади около 0,2 км² наблюдается следующее зональное распределение вторичных кварцитов разного состава (в сторону от штока): 1 - биотитовые кварциты, ширина зоны - первые десятки метров; 2 - мусковитизированные кварциты (60-70% мусковита),

ширина зоны - первые десятки метров; 3 - кварциты с андалузитом и мусковитом, ширина зоны 15-20 м; 4 - серпентизированные кварциты, ширина зоны 100-150 м. К трем последним зонам вторичных кварцитов приурочены участки тонкой рассеянной окраски, чашею молибденита, гнездовой изредченности пирита, редко халькопирита и примазок малахита. Результаты полуквантитативного спектрального анализа штудных проб: медь 0,03%, молибден 0,001%, свинец 0,01%, цинк 0,003%, ванадий 0,001%, серебро - следы. Близкие результаты анализов, за исключением несколько большего содержания молибдена (до 0,01%) и меди (до 0,1%), получены Л.И. Красным.

Рудопроявление расположено в пределах спектротометаллометрического ореола молибдена со свинцом и цинком (11). Оно имеет поисковое значение.

Редкие земли

Единичные зерна минералов, содержащих редкоземельные элементы, определены в четырех шихах на северо-востоке территории (ниже течение рек Бонга и Мал.Бонга). Минералы представлены ортитом, цитролитом и монацитом. Зерна ортита мелкие, неправильной формы. Цитролит встречается в виде призматических кристаллов, реже - мелких обломков неправильной формы. Отмеченные минералы в районе могут быть, по-видимому, связаны с изверженными породами.

Ртуть

Киноварь обнаружена в 25 шиховых пробах, которые большей частью концентрируются в бассейне р.Нагех и правого верхнего притока р.Мал.Джелон, а также нижнего течения последней, где образуют два четко выраженных шиховых ореола рассеяния (8,20). Ореол (8) площадью около 32 км² охватывает осадочно-туфогенные и вулканогенные породы джелонской свиты, прорванные субэффузивными дайкообразными телами андезито-базальтов палеогена (?). Породы пересечены вертикальными разрывными нарушениями северо-восточного и северо-западного простирания. В пределах ореола (20) площадью 18 км² входят породы джелонской свиты, пересеченные многочисленными, преимущественно вертикальными разрывными нарушениями. Последние незначительны по

протяженности (менее 1 км), с небольшими (до 10-20 м) амплитудами вертикального смещения пород. Простирание нарушений северо-западное и субширотное. В пределах ореола расположено рудопроявление золота (23).

Содержание киновара в шликах колеблется от единичных зерен до 24 (устье ручья в 0,9 км западнее устья р. Мад.Джелон). Киноварь представлена угловатыми обломками красного цвета размерами от сотых долей миллиметра до 0,1-0,2, реже 0,3-0,4 мм (левобережье р. Мад.Джелон). Иногда зерна окатаны и покрыты тушлыми налетом.

Шлики с киноварь большей частью приурочены к зонам разрывных нарушений. Киноварь на территории геотекстически, очевидно, связана с низкотемпературными гидротермальными растворами, циркулировавшими в зонах нарушений. Шликовые ореолы рассеяния киновара представляют поисковый интерес.

Висмут

Минерал висмута представлены висмутином и бисмутидом, выявленными при шликерном опробовании, которыми установлены два четких шликовых ореола рассеяния.

Шликовой ореол (3) площадью около 70 км² охватывает бассейны крупного левого притока р. Иканджа, где развиты в основном транзитовиты нижнего мела, приурочивающие породы джелонской свиты. Северо-западная часть ореола захватывает основные эффузивы уомунской свиты верхнего девона (?). Породы нарушены двумя разрывами северо-западного простирания. В пределах ореола расположены рудопроявления матнетита (4) и меди (5,7').

Шликовой ореол (15) площадью 30 км² охватывает бассейн р. Огнэ-Кон. В пределах ореола выходит вулканогенные образования верхней подовиты джелонской свиты и приурочивающие их диориты и гранодиориты углоского интрузивного комплекса, пересеченные разрывными нарушениями северо-восточного простирания.

Количество висмутина и бисмутида в шликах от 1 до 5-8 зерен. В четырех шликах ореола (3) содержание висмутовых минералов достигает весовых количеств от 0,073 до 0,4 г/м³. Висмутин встречается реже бисмутида. Он представлен обломками до 0,1 мм серого цвета с металлическим блеском, часто с зеленоватыми налетами и короткими бисмутидами. Последний встречается поминим короче в виде обломков менее 0,1 мм, иногда 0,1-0,5 мм,

желтовато-зеленого или светло-зеленого цвета с матовым блеском. Висмут, кроме того, определен в двух спектрометаллометрических пробах. Его содержание в них достигает 0,1% (туда нижней подовиты джелонской свиты по правобережью левого притока р. Иканджа) и 0,01% (экзоконтат интрузий нижнего мела в районе водораздела правого склона долины р. Верх.Диктанда). На территории висмутовые минералы могут быть связаны с гидротермальными измененными породами в экзоконтактных зонах гранитоидных интрузий нижнего мела. Ореолы имеют поисковое значение.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

К числу строительных материалов на территории листа можно отнести интрузивные и эффузивные породы, гальки, а также известняки и пески, которые могут быть использованы как строительный, облицовочный, бутовый камень и цементное сырье. Запасы их, за исключением известняков и песка, практически неограничены. Из месторождений перечисленных строительных материалов можно рекомендовать как наиболее удобные для отработки три: известняков (26), гальки (18) и песка (25).

К а р б о н а т н ы е п о р о д ы

Известняки

Месторождение мраморизованных известняков (26) расположено на правобережье р. Удун, на северных склонах высоты 121 м, близ с. Нерай (координаты: 135°23'20" в.д. и 54°41'20" с.ш.). Месторождение представлено линзой мраморизованных известняков мощностью 180 м и протяженностью 1 км, залегающей среди кремнистых пород и основных эффузивов карбонатно-кремнистой толщи нижнего девона (9). Известняки белые, серые, иногда пятнистые. Ориентировочные запасы 1,5 млн. м³. Месторождение периодически разрабатывается кустарным способом с целью изготовления известня для местных нужд. Разработка ведется карьером шириной 40 м с высотой стенок 10-15 м.

О б л о м о ч н н ы е п о р о д ы

Галька

Месторождение гальки (18) в устье р. Киран (координаты: $135^{\circ}26'20''$ в.д. и $55^{\circ}01'30''$ с.ш.) представлено в основном гальками с валунами, являющимися аллювиальными отложениями от современного до нижнечетвертичного возраста. Прямая валунов нередко значительная (до 20-30%, редко 40%). Размеры их достигают 30-40 см. Заполнитель (от 5-10 до 20-30%) чаще всего травянисто-песчаный. Среди галечников местами встречаются редкие прослойки и линзы средне- и мелкозернистого песка мощностью до 1 м. Мощность всего комплекса аллювия, по данным электрозондирования, составляет 60 м. Ориентировочные запасы свыше 200 млн. м.³

Кроме указанного месторождения галечники присутствуют в долинах всех рек территории. Наиболее удобно их разрабатывать в устьях рек, выходящих в море. Наиболее крупные запасы галечников сосредоточены в бассейне нижнего течения р. Удн.

Песок строительный

Месторождение песка (25) расположено на Морском побережье, в 4,6 км на запад-северо-запад от устья р. Сонки; координаты: $135^{\circ}23'20''$ в.д. и $54^{\circ}41'30''$ с.ш. Здесь, в верхней части разреза среднечетвертичной террасы высотой 30 м, залегает горизонт желтовато-серого среднезернистого полимиктового песка с редкими прослоями и линзами мелкозернистого песка и супеси. Максимальная мощность горизонта 14 м. К востоку мощность его постепенно уменьшается. Мощность пород вскрыши 0,4-1 м. Ориентировочные запасы свыше 400 млн. м.³.

ОБЩАЯ ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЗВИТИЯ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ РАЙОНА И РЕКОМЕНДАЦИИ

На описываемой территории широко распространены гидротермально измененные, сильно окварцованные и осветленные породы, вторичные кварциты и участки интенсивной пиритизации, пружро-ченные, как правило, к экзоконтактовым зонам интрузий углослого комплекса нижнего мела, реже к зонам разрывных нарушений. С ними связаны различные проявления гидротермальной минерализа-

ции - меди, молибдена, висмута, мышьяка, вольфрама, ртути, серебра, свинца, цинка, золота. Необходимо отметить, что интенсивная пиритизация вмещающих пород наблюдается и в экзоконтактовых зонах субэффузивных даек андезитовых и дицитовых порфиров верхней подовиты джелонской свиты верхней юры - нижнего мела. Поисковыми работами на территории листа установлены коренные рудопроветления меди, меди и молибдена, золота, выветленные шиховые ореолы рассеяния минералов висмута, молибдена и галенитом, киновари, а также спектротометрические ореолы с повышенным содержанием свинца, мышьяка, молибдена со свинцом и цинком, серебра. Все это позволяет положительно оценивать перспективы выявления новых, возможно, практически интересных проявлений медных, медно-молибденовых, висмутовых и ртутных руд, а также полиметаллов и золота.

Большой интерес в районе представляют поиски месторождений медно-молибденовых руд и медных руд медно-порфирового типа. Наиболее благоприятными в этом отношении являются бассейны левобережного крупного притока р. Иканды и р. Олгондо. Наличие здесь рудопроветлений меди ($5,7,21$) и медно-молибденовых руд (19), а также спектротометрического ореола молибдена со свинцом и цинком (11) позволяет рекомендовать постановку в этом районе поисковых работ в масштабе 1:50 000. В этом же районе оконтурен спелотометрически ореол мышьяка (6) и в некоторых шихах встречены единичные зерна арсенопирита (источники левого притока р. Иканды), что говорит о возможности выявления здесь мышьяковистых блеклых руд. В бассейне левого притока р. Иканды возможно нахождение практически интересных скоплений висмутовых руд (висмутин, бисмутит), что подтверждается четким шиховым ореолом минералов висмута (3), выявленным в этом районе. Не менее перспективной площадью для поисков аналогичных месторождений, а возможно, и промышленно интересных проявлений полиметаллов, является бассейн правых притоков р. Киран к югу от р. Курун-Урак, а также бассейны р. Салатат и Огне, где установлены рудопроветления меди (17), шиховые ореолы молибдена с галенитом (14), минералов висмута (17), спектротометрические ореолы молибдена со свинцом и цинком (13, 16). Следует отметить, что в гидротермальных проявлениях меди, молибдена, висмута и полиметаллов в качестве примеси может присутствовать серебро, что увеличивает ценность руд перечисленных металлов. Наличие серебра на территории подтверждается спектротометрическими ореолами (2, 10, 12) и содержанием его

во многих других металлогенетических пробах, рассредоточенных по территории.

Перспективными для поисков практически интересных рудопроводений руды являются площади, орографические штиховыми ореолами киновари (8, 20) в нижнем течении р. Мед. Джелон и в верхнем течении р. Налек. Киновари, судя по приуроченности штихов с ней к зонам разрывных нарушений, очевидно, генетически связаны с низкотемпературными гидротермальными растворами, циркулирующими в этих зонах. Возраст разрывных нарушений нижнемеловой (р. Мед. Джелон) и условно палеогеновый (р. Налек). Наиболее благоприятными для концентрации киновари являются протектичские породы, пересеченные тектоническими нарушениями и перекрытые туфодами и лавами.

В отношении золотоносности территории, по всей видимости, малоперспективна. Это отметили и предыдущие исследователи (Красный, Чемеров, 1962ф; Кичановский, 1963ф и др.). Свободное золото в речных отложениях практически отсутствует. В районе возможно золотое оруденение низкотемпературного гидротермального типа в сериях тонких кварцевых прожилков, связанных с зонами разрывных нарушений и аналогичных выделенному рудопроводению золота (23). Последнее входит в пределы штихового ореола киновари (20), имевшей эпitherмальное происхождение, что косвенно подтверждает низкотемпературность золотого оруденения. На смежной к северо-востоку территории коренное золото связано также с участками сульфидной вкрапленности в гидротермально измененных и осветленных породах джелонской и немуканской свит, приуроченных, как правило, к акконтатковым зонам транзитных интрузий верхнего мела (Чернявский, Левитан, 1965ф). Аналогичная связь золота, но с гранитоидными узкого интрузивного комплекса нижнего мела, возможна и на территории листа. Поэтому, несмотря на отрицательные результаты спектроскопометрического и пробирного анализов штиховых проб из участков сульфидной вкрапленности, такие участки при дальнейших работах должны тщательно опоксиковываться и опробовываться с целью выявления коренных рудопроводений золото-сульфидного типа.

Угленосность в районе связана с протектичскими и осадочными отложениями средней части разреза нижней подосветы джелонской свиты верхнеюрско-нижнемелового возраста, содержащими линзообразные прослои и линзы каменного угля, которые довольно широко распространены в прибрежной полосе узкой туды между реками Лунтак и Мед. Джелон. В связи с незначительной мощностью (0,2-10 см,

как исключение, до 35-50 см) и протяженность (до 5-6 м) прослоев и линз каменного угля, а также сравнительно небольшой площади (около 80 км²) развития отложений, выделенных это, на территории листа трудно ожидать практически интересных скопленений каменного угля.

Строительными материалами, кроме глин, территория обеспечена. Однако качественная характеристика их не изучена.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Наиболее широкое распространение в пределах территории имеют грунтовые воды трещинного типа, приуроченные к зоне выветривания осадочно-вулканогенных, метаморфических и интрузивных пород различного возраста. В рыхлых отложениях днищ речных долин зафиксированы грунтовые поровые воды. Как особый тип вод необходимо отметить трещинно-жильные воды глубокой циркуляции, приуроченные к зонам разрывных нарушений. Не исключена возможность наличия в наиболее протянутых участках северо-восточной части узкого наложенного потока трещинно-пластовых вод, обладающих напором. Основное питание подземных вод происходит за счет атмосферных осадков и незначительно за счет конденсационных вод (участки развития развалов и осыпей). Поровые воды помимо атмосферных осадков пополняют свои запасы трещинными и частично поверхностными (летне-осенний период) водами.

Многолетняя мерзлота в пределах территории имеет островной характер и существенного влияния на гидрогеологические условия не оказывает. Однако, по-видимому, на отдельных участках могут быть встречены полумерзлотные воды, обладающие некоторым напором. Таких, как правило, приурочены к руслам и поймам рек, склонам южной экспозиции и зонам разрывных нарушений. Мощность многолетней мерзлоты (по данным электрозаведки и бурения) до 10-30 м. Но она не везде одинакова. Минимальная мощность 3,5-7 м отмечается по левобережью р. Уд. На правом берегу этой реки мощность мерзлоты уменьшается от 26 м в районе с. Чумикан до 10-15 м в направлении между реками Сонки - Гиль. В пределах предгорной расчлененной равнины мощность многолетней мерзлоты изменяется от 4 м (р. Илани) до 25 м (р. Киран в нижнем течении). В горной части района она не превышает 20-50 м. Кровля многолетней мерзлоты расположена на глубине от 0,3-0,8 (заболоченные участки) до 2,5-5 м.

Горный рельеф, сильная расчлененность территории, крутые склоны грунтового потока, интенсивная трещиноватость пород в зоне выветривания создают условия быстрого водообмена. Разгрузка подземных вод в густую сеть распадков и речных долин происходит вблизи областей питания. Это подтверждается многочисленными родниками, расположенными в верховьях распадков. Родники, как правило, эрозийного типа, нисходящие. Дебиты их незначительные (0,01-0,8 л/сек). Лишь в родниках, пророченных в зонах некоторых разрывных нарушений, дебиты повышаются до 1-2 л/сек. Площадь поверхностного и подземного стоков в пределах территории развития грунтовых трещинных вод практически совпадает. Движение подземных вод направлено в сторону распадков и долин, а в их пределах соответствует, в общем, направлению поверхностного стока. Наиболее обводнены долины и нижние части склонов, тогда как трещины подразделов нацело дренированы и практически безводны. В речных долинах зеркало грунтовых вод находится обычно вблизи поверхности, а на склонах глубина до воды достигает нескольких десятков метров.

Воды трещиноватой зоны выветривания характеризуются резко переменным режимом, особенно в верхних частях склонов. Это выражается в колебании уровня подземных вод, дебитов родников и в целом ресурсов подземных вод. Трещиноватая зона в пределах речных долин обводнена на всю мощность. Грунтовые воды аллювиальных отложений днищ речных долин гидравлически связаны с трещинными водами и имеют с ними общий уровень. Колебания последнего незначительны и зависят от уровня воды в реке. Не так сильно во времени, как в пределах горных склонов. Возможные дебиты скважин 0,1-2 л/сек.

Наиболее водообильны отложения речных долин. Глубина залегания уровня аллювиальных вод колеблется от 0,3 до 3 м при мощности водоносной толщи от 0,5 до 6 м. Благодаря хорошим фильтрационным свойствам водонесущих пород, среди которых преобладают валуно-галечниковые и песчаные отложения, даже при небольшой мощности водоносного горизонта, вскрытого выработкой скважины в с.Актазик, расположенной на I надпойменной террасе р.Уда, пройдена мощность, почти 75-метровая (74,8 м), тогда аллювиальных отложений. Статистический уровень воды в скважине 3,5 м. Откачкой опробованы интервалы 26,45-31 и 33,5-44,1 м. При трех понижениях (5; 7,85; 9,7 м) получены следующие дебиты: 4,7; 7,46; 9,26 л/сек. Возможный дебит скважины

данной конструкции при понижении 20 м, рассчитанный по формуле М.Э.Альтовского, составит 14,9 л/сек.

Трещинно-жильные воды приурочены к зонам интенсивных трещиноватости, которыми обычно сопровождаются разрывные нарушения. Эти воды тесно связаны с водами трещиноватой зоны выветривания, за счет которых и происходит в основном питание трещиноватых зон разрывных нарушений. Запасы трещинно-жильных вод зависят главным образом от размеров области питания. Большие запасы приурочены к длинным рек и ручьев. В случае малых размеров областей питания они ограничены и быстро истощаются. Если же трещинно-жильные воды питаются за счет вод глубоководной циркуляции, то запасы их более стабильны, а сами воды могут иметь напор. Возможные дебиты скважин, заложенных в долинах рек и окружающих зоны тектонических нарушений, до 3-10 л/сек. Это подтверждено буровой скважиной в с.Чумикан, которой в интервале глубины 43,4-92 м пройдены раздробленные и сильно трещиноватые породы зоны разрывного нарушения. Воды вскрыты скважиной на глубине 43,4 м. При опитной откачке с тремя понижениями (14; 12; 9,8 м) из этого горизонта получены дебиты от 10 до 10 л/сек.

Подземные воды территории по химическому составу преимущественно гидрокарбонатные натриево-кальциевые, ульфатные, с минерализацией до 100-200 мг/л. Реже встречаются смешанные воды - хлоридно-гидрокарбонатные магниевые-натриевые и гидрокарбонатно-хлоридные магниевые-кальциевые. Они приурочены к прибрежно-морской полосе района. Их появление объясняется влиянием моря, которое, однако, распространяется не далее чем за 10-20 км в глубь материка. Как особенность района, следует отметить присутствие на отдельных участках в подземных водах сульфатов до 36 мг/л. Такие воды сульфатно-гидрокарбонатного натриево-кальциевого состава, как правило, приурочены к зонам эрозивных пород.

В целом подземные воды всех опробованных водоносных горизонтов относятся к типу инфильтрационных вод выщелачивания и по своим качествам вполне могут быть использованы для питья и хозяйственных целей.

ЛИТЕРАТУРА

ОПУБЛИКОВАННАЯ

Альбов О.А., Мошкин В.Н. Основные черты мезозойского интрузивного магматизма восточной части Станового хребта. Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 17, 1959.

Гершанович Д.Е. Донные осадки Шантарского района Охотского моря и условия их формирования. Тр. Гос. океанограф. ин-та, вып. 023. М., Гидрометеоиздат, 1955.

Гольденберт В.И., Григораш Г.Ф., Неволкин В.С., Путаева И.П. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Джугджурская, лист 0-53-XXXVI. Геоиздат, 1960.

Зубков В.Ф. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Джугджурская, лист 0-53-IV. Геоиздат, 1962.

Королев Г.Г. Новые данные о стратиграфии и тектонике мезозоя Усского прогиба (Дальний Восток). ДАН СССР, т. 159, № 2, 1964.

Красный Д.И. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000, лист 0-53 (Шантарские острова). Геоиздат, 1955.

Красный Д.И. Геология и полезные ископаемые Западного Приохотья. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 34. М., 1960.

Мельников М.П. Описание Якутской экспедиции 1851 г. покойного горного инженера Н.Г. Мелликовского. - "Горный журнал", т. IX, № 7, 8, 1893.

Моравлев В.М. Тектоника Предджугджурского мезозойского наложенного прогиба. - В кн.: "Тектоника Сибири", т. I. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1962.

Мошкин В.Н. Стратиграфия докембрия Становика-Джугджур. - В кн.: "Геологическое строение СССР", т. I. 1958.

Мошкин В.Н. Схема стратиграфии Усско-Зейского района. Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 6, 1959.

Нагибина М.С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. Изд. АН СССР, 1963.

Оникимовский В.В. Геотектоническое районирование южной части Хабаровского края Амурской и Сахалинской областей. Тр. ДВ фил. им. В.Л. Комарова АН СССР, сер. геол., т. IV. М.-Л., 1960.

Чемков Ю.Ф. Геоморфология Приамурья и смежных территорий. Геоиздат, 1960.

Чемков Ю.Ф. Стратиграфия четвертичных отложений Нижнего Приамурья, Западного Приохотья и Охотского моря. - Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 38, 1960.

Шпак Н.С., Гольденберт В.И., Нухнов В.С., Самозванцев В.А. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000, лист 0-53 (Нелькан). Геоиздат, 1962.

ФОНДОВАЯ

Гольденберт В.И. Геологическое строение бассейнов рек Батума, Матей и Лантарь. 1958.

Горохов С.И., Караулов В.Б. и др. Геологическое строение, гидрогеологические особенности и полезные ископаемые Шантарских островов и северной части Гутурского полуострова. 1965.

Горохов С.И. и др. Геология, гидрогеология и полезные ископаемые Западного Приохотья в районе Торма. Лист 0-53-XXI. 1962.

Горохов С.И., Салдугеев А.К. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые Западного Приохотья в районе Альского хребта. Лист 0-53-XXI (Биракан). 1960.

Зубков В.Ф. Геологическое строение восточной части листа 0-53-IV. 1958.

Зубков В.Ф. Отчет по редакционно-уязочным и геологическим работам масштаба 1:200 000 на листе 0-53-IV. 1959.

Кливанский Г.Г. Отчет о геологопоисковых работах на россыпное золото, проведенных в 1950 г. Кыранской геологопоисковой партией в бассейне р. Кыран (юго-западное побережье Охотского моря). 1953.

Красный Д.И., Чемков Ю.Ф. Геология, геоморфология и полезные ископаемые юго-западной части Прибрежно-го хребта (отчет о геологическом и геоморфологическом исследовании в масштабе 1:200 000 и 1:1 000 000 на листе 0-53 в 1951 г.). 1952.

х/ Работы хранятся в геологическом фонде ДВНУ.

Приложение I

СПИСОК МАТЕРИАЛОВ, ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ДЛЯ СОСТАВЛЕНИЯ КАРТЫ
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления или издания	Местонахождение материала, его фондирование или место издания
1	Чернявский В.И., Караулов В.Б. и др.	Геология, полезные воды и полезные ископаемые западного и северо-западного побережья Удской губы. Лист N-53-X	1961	Фонд 2-го ГТУ, Москва, 64
2	Чернявский В.И., Левитан Г.М. и др.	Геологическое строение и полезные ископаемые западного побережья Охотского моря между мысами Маджалинда и Борисова (центральные части хребтов Джугджур и Прибрежный). Листы N-53-Y, YI, N-53-XI (материковая часть)	1965	Там же, 0463
3	Красный Л.И., Чемяков Ю.Ф.	Геология, геоморфология и полезные ископаемые юго-западной части Прибрежного хребта (отчет о геологосъемочных и геоморфологических работах в масштабах 1:200 000 и 1:1 000 000 на листе N-53 в 1951 г.)	1952	Фонд ЦИТТУ, Хабаровск, 3793

Леонтович А.А., Ряков Н.А. Основные черты геологии и металлогении центральной части хребта Джугджур. 1940.

Мошкин В.Н. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов р.Удкан и верхнего течения р.Мед-Половинной. 1956.

Осипова Н.К. Геологическое строение бассейнов рек Тыль и Тором. 1954.

Ряков Н.А., Левченко В.А. Геологическое строение бассейнов рек Джанн, Немерикана и Мед-Половинной. 1954.

Ставец А.Л., Тархова М.А. и др. Геологическое строение бассейна верхнего течения р.Северный Уд. 1960. Трифонов Н.К. Геологические исследования на западном побережье Охотского моря между рр. Салатат и Укой. 1938.

Херувимова Е.Г., Ларионов В.А., Моралев В.М. Отчет по аэромагнитным работам, проведенным в 1956 г. в восточной части Алданского шита. 1957.

Чернявский В.И., Караулов В.Б. и др. Геология, подземные воды и полезные ископаемые западного и северо-западного побережья Удской губы. Лист N-53-X. 1961.

Чернявский В.И., Левитан Г.М. и др.

Геологическое строение и полезные ископаемые западного побережья Охотского моря между мысами Маджалинда и Борисова (центральные части хребтов Джугджур и Прибрежный). Листы N-53-Y, YI, N-53-XI (материковая часть). 1965.

Ярмолик В.А. Отчет о геологосъемочных работах Торомской партии 1949 г. 1950.

Приложение 2

СПИСОК ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ,
ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ N-53-X, XI КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ
МАСШТАБ 1:200 000

Приложение 3

СПИСОК ПРОЯВЛЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ НА
ЛИСТЕ N-53-X, XI КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ МАСШТАБ
1:200 000

№ по карте	Индекс клетки на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения (к-коренное, р-россыпное)	№ использования по списку
СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ					
26	IV-2	р.Уда известняки	Эксплуатация прекращается периодически	К	I
18	II-2	р.Киран песок строительный	Не эксплуатируется	Р	I
25	IV-2	р.Совки	Не эксплуатируется	Р	I

№ по карте	Индекс клетки на карте	Наименование месторождения (проявления и вид полезного ископаемого)	Характеристика проявления	№ использования по списку (прил. I)
ТОРФЯНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
22	II-3	р.Биракчан каменный уголь	Линзовидные прослои каменного угля	I
24	II-3	р.Олгондо	Прослойки линзовидного каменного угля	I
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Черные металлы				
4	1-2	Водораздел рек Ий-канда и Налек	Бразильность магнетита в андезитовых порфирах	I
9	I-3	р.Налек	Бразильность магнетита в андезитовых зальтах	I

1	2	3	4	5
16	П-1	Бассейн р.Салагат	Спектрометалло-метрический ореол молибдена со свинцом и цинком	I
19	П-3	Медно-молибденовые проявления р.Олгонцо	Вкрашенность молибденита, халькопирита, тесдо-вая вкрашенность пирита, примазки мелалита во вторичных кварцитах	I, 3
8	1-3	Бассейн рек Налек и Мал.Джелеон	Шликовой ореол киновари	I
20	П-3	Бассейн р.Мал.Джелеон	То же	I
3	1-2	Висмут Бассейн р.Иканджа	Шликовой ореол висмутитина и висмутита	I
15	П-1	Бассейн р.Огнэ-Кон	То же	I

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
Стратиграфия	8
Интрузивные образования	42
Тектоника	51
Геоморфология	58
Полезные ископаемые	62
Подземные воды	77
Литература	80
Приложения	83

В брошюре пронумеровано 90 стр.

Редактор М.А. Трифонова
Технический редактор Е.М. Павлова
Корректор И.И. Богданович

Сдано в печать 22/II 1974 г. Подписано к печати 28/IV 1977 г.
Тираж 198 экз. Формат 60x90/16 Печ. л. 5,75 Заказ 450с

Центральное специализированное
производственное хозяйственное предприятие
Всесоюзного геологического фонда