

СБ20461 / N-51-X

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР

ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ТЕРРИТОРИАЛЬНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ



ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

МАСШТАБ 1:200 000

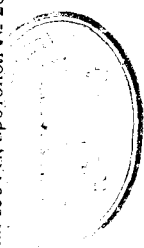
СЕРИЯ СТАНОВАЯ

Лист № 51-X

Объяснительная записка

Составитель: Т.А. Милай при участии
А.И. Исаковой
Редактор Ю.К. Дзевановский

Утверждено Научно-редакционным советом ВСЕГЕИ
11 июня 1964 г., протокол № 28



МОСКВА 1970

11012



ВОЗВРАТИТЕ КНИГУ НЕ ПОЗЖЕ
обозначенного здесь срока

Фонд ВАН э. 49, т. 1 000 000, 28.02.91 г.

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа K-51-X расположена в северной части Верхнего Приамурья, на водоразделе речных систем рек Амура и Олекмы и ограничена координатами $54^{\circ}40' - 55^{\circ}20'$ с.ш. и $123^{\circ}00' - 124^{\circ}00'$ в.д. По административному делению она принадлежит к Желтулакскому району Амурской области.

Территория листа характеризуется среднегорным рельефом, расчлененным в различной степени. Абсолютные высоты изменяются от 700 до 1572 м (гора Лукинда), относительные превышения — от 150 до 500 м, иногда 800 м. Наиболее крупными горными сооружениями являются хр. Чернышева и хр. Желтулинский Становик. Линия Амурско-Олекминского водораздела лишь частично совпадает с этими хребтами, а на большей части территории, причудливо изгибаясь, проходит по небольшим хребтам и их отрогам.

Самая крупная река описываемой территории — Нюкжа (приток р. Олекмы), протекающая в его северо-западной части. Все остальные реки намного уступают ей в ширине и многоводности и имеют в большинстве своем горный характер. Наиболее значительными из них являются реки Б. Ольдой (с притоками Олонгто, Эмзовичи) и Геткан в Амурском бассейне, реки Желтула с притоком Джалу, Уркима с притоками Агином и Одолго, Амунакит — в бассейне р. Олекмы.

Климат района резко континентальный. Среднегодовая температура за период 1951-1961 гг. равнялась $-8,1^{\circ}\text{C}$. Среднемесячная температура января минус $32-35^{\circ}$, июля плюс $17-18^{\circ}\text{X}$. Многолетняя мерзлота распространяется почти на всю территорию района. Годовое количество осадков составляет 450-550 мм, причем только 2-4% их приходится на зимние месяцы. Обильные дожди нередко приходят к наводнениям. Таяние снегов начинается в конце апреля и заканчивается в средних числах мая, но на горных вершинах снег сохраняется и в течение июня. Утренние заморозки начинаются в

x/ Данные метеостанции Средняя Нюкжа .

кевича-Волчасского (Е.К.Миткевич-Волчасский, 1916 г.). В 1916 г. В.П.Мишенин (Мишин, 1926) были впервые поставлены поисковые работы на платину в районе горы Лукинды, оказавшиеся безрезультатными.

В советское время изучение геологии региона началось с известного пересечения Д.С.Коржинским в 1930 г. Станового хребта по Амуро-Якутской магистрали (магистраль проходит по смежной территории листа N-51-XI). Им, в частности, были впервые выделены широко известные теперь древнестановые гранитоиды и описаны диафторированные породы ("тнейсоиды") (Коржинский, 1935). В том же году В.С.Соболев проводил геологосъемочные работы в бассейнах рек Уркины и В.Ларбы (Соболев, 1933), а в 1932 г. здесь же работал И.А.Ефремов (АН СССР). Он впервые объяснил размещение россыпей золота в районе Ср.Нижки их геоморфологическими особенностями (И.А.Ефремов, 1935 г.). Петрографическая обработка материалов И.А.Ефремова была произведена А.П.Лебедевым (Лебедев, 1935). Самая южная часть территории листа была затронута работами А.А.Левонтовича (1936 г.) и П.С.Бернштейна (1936г.). В 1937 г. здесь работали П.М.Барковский и Д.М.Шильн (ШНИГР), которыми было открыто молибденовое месторождение, получившее впоследствии название Оборонного (Барковский и Шильн, 1937ф).

В 1940 г. в бассейне рек Ларбы и Уркины геологические и геоморфологические исследования велись Б.А.Рухиним и П.Ф.Андрущенко (1941ф).

Изучение основных и ультраосновных пород горы Лукинда производилось в 1935 г. А.А.Меняйловым (ДВФАН СССР), установившим в них наличие платины (Меняйлов, 1946). В 1943 г. несколько пересечений этого массива сделал М.С.Можаровский, изучавший основные породы Восточной Сибири с точки зрения их возможной алмазности. Его заключение о перспективности района было положительным, но не аргументированным. Годом позже (в 1944 г.) массив горы Лукинды был заснят Б.А.Рухиним и С.Н.Наузовым (1945г.), обнаружившими в его пределах небольшие сульфидные и хромитовые рудопроделения, а также подтвердившими присутствие платины в породах массива.

Основной объем разведочных работ на молибденовых месторождениях и рудопроделениях района был выполнен В.Т.Кадемом (ЧГУ) с 1949 по 1954 гг. (1955ф). В результате этих работ лишь по месторождению Веселому были подсчитаны незначительные балансовые (по тому времени) запасы. Этим же исследователем в 1952 г. была произведена геологическая съемка верховьев р.Б.Ольдой в масштабе 1:200 000 (1954 ф).

августе или начале сентября, снег ложится в первой половине октября. Известен, однако, случай выпадения глубокого снега в середине сентября (1958 г.). Обычно глубина снежного покрова измеряется долими метрами.

Почти вся территория листа занята лиственничной тайгой, гораздо менее распространены березняки и смешанные леса. Ивовка встречается небольшие участки еловых или сосновых лесов. В речных поймах растут лиственные деревья, главным образом осина и ольха. Почти повсеместно развит моховой покров, в котором преобладают ягель. Заболоченные участки покрыты жесткими травами, преобладают кустарники. Выше хвойных лесов, на высоте 1000-1200 м, развиты кедровый стланик, часто образующий труднопроходимые заросли, и карликовая береза. Над поясом стланика располагается голыцевая зона, растительность которой представлена почти исключительно лишайниками. Хорошие травяные луга редки, и корм для лошадей практически отсутствует, зато корм для оленей имеется в изобилии.

Основным типом обнажений являются высыпки, осыпи, глыбовые развалы. Они почти сплошь покрывают гольцовые вершины, часто встречаются в районах развития расчлененного рельефа и редки в пониженных и слабо расчлененных участках района. Коренные выходы обычно немногочисленны и располагаются на вершинах гор (ледационные останцы) и в долинах некоторых рек.

На описываемой территории расположено три населенных пункта: зыковский поселок Усть-Уркима, пос. Ср.Нижка - база геологоразведочной партии и метеорологическая станция Средняя Нижка. В пос. Усть-Уркиме располагается оленеводческий и звероводческий колхоз. Свободная рабочая сила в районе отсутствует.

Пос. Ср.Нижка соединен зимней автомобильной дорогой с Амуро-Якутской магистралью. В качестве зимней дороги используется также река Б.Ольдой, связывающая район с железнодорожной станцией Ольдой. Летом передвижение осуществимо только по тропам. На метеостанции Ср.Нижка имеется аэродром, способный принимать самолеты Ан-2. Посадка самолетов в зимнее время практикуется также на лед ре.Нижки, близ пос.Усть-Уркины. Посадочные площадки для вертолетов могут быть подготовлены без больших затруднений на различных участках территории листа.

Первым исследователем, посетившим рассматриваемую территорию был унтер-шухтейстер Дудин, один из участников Ясно-Якутской экспедиции Н.Г.Меглицкого (Н.Г.Меглицкий, 1851 г.), но настоящее изучение этой территории было начато в 1911-1915 гг. маршрутными исследованиями Я.А.Макарова (Я.А.Макаров, 1915 г.) и Е.К.Мит-

В 1949 г. в северной половине территории листа геологическую съемку масштаба 1:1 000 000 проводили геологи Ватт А.Г. Кац, Т.А. Бондарева (1951г.) и Т.С. Долгих (1950ф). Их работы легли в основу геологической карты масштаба 1:1 000 000, листа N-51, составленной позднее М.Н. Петрусевичем и Л.И. Казик (1957). В районе пос. Ср. Никжи в 1928-1951 гг. велась главным образом разведка россыпей.

В 1958г. Западным геофизическим трестом (Сусленников, 1959ф) была проведена аэромагнитная съемка масштаба 1:200 000, охватывавшая все Верхнее Приамурье. В этом же году Дальневосточным геологическим управлением была начата геологическая съемка значительной части региона в масштабе 1:200 000. Территория листа N-51-X была заснята Т.А. Милаем (1959ф, 1960ф) и А.И. Исаковой (1961ф); на определенных площадях геологическую съемку в те же годы проводили С.И. Иванов (1959г; 1960ф; 1961ф; 1962ф), А.И. Самусин, (1960ф; 1961ф), Г.И. Степанов (1960ф; 1961ф), А.А. Головнева и др. (1961ф). Севернее, на территории листа N-51-IV, съемка масштаба 1:200 000 велась Н.Г. Кисляковой (1961ф).

Тогда же, в 1958 г. П.А. Сунновым (1959ф; 1961ф) были начаты поиски никеля, сопровождавшиеся крупномасштабной геологической съемкой массивов основных пород. Положительные результаты были получены только в районе горы Лукинды, где три года спустя было открыто перспективное рудопроявление никеля.

В 1960 г. Амурской комплексной экспедицией ДВГУ возобновлены поисковые работы в районе Никжинской группы приисков (Слицин, 1961ф; 1962ф). Здесь была проведена эффективная повторная разведка старых россыпей, а также поиски и разведка новых россыпей и коренных месторождений, которые сопровождалась геологической съемкой масштаба 1:50 000.

В 1960-1962 гг. В.А. Махинин (1961ф), а затем Р.Д. Печинский (1962ф) к востоку от территории листа N-51-X и частично в ее пределах проводили поиски месторождений апатита и ниобия. Эти работы, помимо сведений о рудопроявлениях, принесли интересные результаты, касающиеся геохимии этих металлов и геологии гранитных пегматитов. В 1959 г. восточнее, в полосе, прилегающей к Амурско-Якутской магистрали, начали тематические работы геологии Лаборатории Докимбрия АН СССР, Крылова (1960 г, 1962); Судозиков (1960). Их работы представляют большой интерес для понимания геологического строения всего региона.

В 1961 г. Д.Г. Руденко (1962г) закартировал в масштабе 1:50 000 восточную часть хр. Желтулинский Становик. Им были расчленены развитые здесь юрские щелочные гранитоиды и изучены ли-

тязные рудопроявления. В следующем 1962 г. этим исследователем была проведена геологическая съемка того же масштаба в северозападной части площади листа N-51-X, в бассейне р. Одолго.

В основу геологической карты листа N-51-X положены материалы геологической съемки масштаба 1:200 000 (Милай, 1959ф; 1960ф, Исакова 1961ф). В большой мере использовались результаты геологической съемки масштаба 1:50 000 (Суннов, 1961ф; Слицин, 1961ф, 1962ф; Руденко, 1962ф). При этом были частично использованы первичные материалы названных исследователей.

При подготовке листа к изданию, как и проведении геологической съемки, использовались материалы аэрофотосъемки масштаба 1:200 000 (Зигт, 1958 г.). Путем дешифрирования аэрофотоснимков было установлено положение большинства тектонических нарушений и некоторые детали геоморфологического строения района. Интрузивные или стратиграфические контакты лишь в исключительных случаях наблюдались на аэроснимках. Аэромагнитная карта подтверждает выделение крупных структурных зон на территории листа; анализ ее позволил установить положение крупного "скрытого" разлома.

Необходимо отметить, что некоторые горные породы обладают необычными для их состава магнитными свойствами, что усложняет интерпретацию аномалий. Так, щелочные гранитоиды юрского возраста имеют (как установлено непосредственным измерением в штудрах) очень высокую магнитную восприимчивость (до $1600 \cdot 10^{-6}$ ед. CGSM), чем обусловлена положительная аномалия над сложенным ими массивом.

Геологическая карта листа N-51-X и объяснительная записка составлены Т.А. Милаем, карта полезных ископаемых - А.И. Исаковой. Ею же собран материал по изучавшимся ранее на территории листа месторождениям и рудопроявлениям.

СТРАТИГРАФИЯ

Стратифицированные образования на территории листа N-51-X представлены метаморфическими толщами архейского и нижнепротерозойского возраста, синийскими (?) и верхнеюрскими осадочными породами, сохранившимися лишь в виде отдельных фрагментов, вулканическими образованиями нижнемелового возраста, также имеющими незначительное распространение, и четвертичными рыхлыми отложениями.

Зверевская свита. Породы, отнесенные к зверевской свите, слатают тектонические глыбы среди более молодых протерозойских метаморфических толщ и гранитоидов в верховьях левых притоков р. В. Лары - рек Кутыкана, Хорогочи I-го и 2-го и Пурикана, на левобережье р. Геткана и в среднем течении р. Уркины. В составе зверевской свиты на описываемой территории выделяются лишь две подсвиты - нижняя и средняя.

Нижняя подсвита (A₂U₁). Породы нижней подсвиты развиты в южной части Ларинской тектонической глыбы и целиком слатают Уркинскую глыбу. Подсвита имеет однообразное строение и сложена двупироксеновыми и гипертеновыми гнейсами, которые образуют слой мощностью от первых метров до нескольких десятков метров. Часто слой не имеет резких границ: одна гнейсы постепенно сменяются другими. Гораздо реже встречаются амфибол-пироксеновые гнейсы, которые присутствуют в слоях пироксеновых гнейсов или образуют самостоятельные прослои небольшой мощности. В пределах Уркинской глыбы встречаются гранулиты, которые слатают несколько горизонтов мощностью в первые десятки метров, и кварциты, образующие единичные слои, мощность которых составляет 1-5 м. Мощность подсвиты графически определена приблизительно в 2000 м.

Пироксеновые и амфибол-пироксеновые гнейсы обладают гранобластовой мозаичной, порой с элементами гранулитовой, структурой. Иногда в этих породах встречаются признаки габбровой структуры. Порообразующие минералы гнейсов - плагиоклаз (андезин и лабрадор), диопсид, гиперстен, зеленая или буровато-зеленая роговая обманка. Количество темноцветных минералов колеблется от 20-25 до 60-70%. Изредка присутствует кварц.

Кварциты - грубосланцеватые, иногда массивные средне- и крупнозернистые породы, состоящие из округлых зерен кварца, сливающихся часто друг с другом, и небольшого количества биотита и мусковита. Гранулиты аналогичны таким же породам средней подсвиты, описанным ниже.

В некоторых случаях среди гнейсов нижней подсвиты встречаются анортозиты, состоящие на 90 и более % из плагиоклаза (лабрадора или битовнита). Постепенные переходы от анортозитов к

х/ Основной состав пород подсвиты и отличие их от нижнепротерозойских образований послужили причиной того, что они рассматривались ранее как интрузивы габброидов (Петрусович, 1957 г; Сухов, 1959ф; Милай, 1960ф).

гнейсам и часто наблюдающиеся в них полочатые текстуры, позволяют предположить, что анортозиты образовались за счет гнейсов метасоматическим путем. Подобные же предположительно метасоматические породы, отличающиеся более кислым составом плагиоклаза (андезин) были описаны Н. Г. Кисляковой (1961ф) среди пород нижней подсвиты в пределах этой же тектонической глыбы.

По своему химическому составу эти породы близки к существенно метасоматическим анортозитам Джугжурского комплекса (Молкин, 1961).

Средняя подсвита (A₂U₂). Породы этой подсвиты развиты в северо-восточной части территории листа N-51-X в пределах Ларинской глыбы и целиком слатают Гетканскую глыбу. Взаимоотношения средней и южной подсвит на территории листа не установлены, но по данным Н. Г. Кисляковой (1961), изучавшей архейские породы в долине р. В. Лары, в северной части этой же тектонической глыбы, средняя подсвита богаче залегает на южной. Подсвита сложена однообразными гранулитами и по составу резко отличается от южной подсвиты. Мощность обнаженной на территории листа N-51-X части средней подсвиты весьма приблизительно определяется в 1,0-1,5 км. Севернее, на определенной территории, где известна и верхняя граница подсвиты, ее мощность составляет 2400 м (Кислякова, 1961).

Гранулиты средней подсвиты - это среднезернистые породы с гранобластовой или гранулитовой структурой и гнейсовой, изредка массивной, текстурой. Они состоят из плагиоклаза (олигоклаза-андезина или кислого андезина) (до 30-40%), кварца (30-50%), графита (10-50%), биотита (до 10%), калиевого полевого шпата (0-30%), иногда гипертена. Некоторые минералы гранулитов обладают характерными признаками, отличающими их от тех же минералов более молодых, нижепротерозойских метаморфических толщ. Калиевому полевому шпату свойственны многочисленные широкие линзы и ленты пертитов распада - особенность, обычная для калиевых полевых шпатов гранулитовой фации метаморфизма (Н. П. Семенов, 1960 г.). Гранат гранулитов, как указывает А. А. Головнева (1961ф), закарпированная восточную часть Ларинской глыбы, принадлежит к пиропальмандиновому ряду (38,7% пироповой молекулы), что характерно для пород алданского архея (Другова и Неелов, 1961). Биотит резко отличается от бурого или буровато-зеленого биотита протерозойских метаморфических пород своей яркой красно-коричневой окраской. Сильно часто в нем развиты тонкие решетки сагениита. Характерный акцессорный минерал - рутил; кроме него, присутствуют магнетит, пирсон, ортит и апатит.

Наблюдающиеся во многих слюдяных полосчатое (слоистое) слоение пород нижней подсытки и присутствие среди них прослоев кварцитов и гранулитов говорят о первично-осадочном происхождении их. С другой стороны, минералогический состав многих пород подсытки и реликтовые габбровые структуры указывают на образование их за счет основных изверженных пород. Средняя же подсытка представляет собой, скорее всего, глубокометаморфизованную моноклиновую терригенную толщу.

Первоначальные минералы ассоциации описываемых пород — плагиоклаз-диопсид-гиперстен — (амфибол) и плагиоклаз-титанистый биотит-гранат — (гиперстен) — (кальциевый полевой шпат) — кварц, так же, как и характер породообразующих минералов, соответствует общезвестным минеральным ассоциациям гранулитовой фации метаморфизма. Фация метаморфизма и положение этих толщ в тектонических глыбах среди раннепротерозойских образований позволяют сопоставить их с архейскими породами Алданского щита. Геологами Балта, изучавшими как породы описываемой Ларьинской глыбы, так и архейские толщи, развитые уже в пределах щита, было установлено, что подобные образования залегают ниже верхнеалданской свиты. Это позволило сопоставить рассматриваемые толщи со зверевской, или как ее называла Н.Г. Кислякова, чекмойской свитой иенгурской серии (Кислякова, 1961б).

П Р О Т Е Р О З О Й С К А Я Г Р У П П А

НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Иликанская серия

Нижепротерозойские метаморфические породы развиты в средней и северной частях территории листа N-51-X, на площади около 1000 км². Большая часть этой территории расположена в пределах Тукурингурской зоны глубинных разломов.

В основу описания протерозойских метаморфических толщ положена стратиграфическая схема, разработанная в последние годы группой геологов Дальневосточного геологического управления (Расказов, 1961) для районов, расположенных восточнее рассматриваемой территории (Зейский район) с принятием ими названий серий и свит. Сопоставление основано на сходстве литологического состава свит и их относительном стратиграфическом положении. Иликанская серия расчленена на четыре свиты: Джигдалинскую, чимчан-

скую, урумскую и унахинскую.

Джигдалинская свита (Рt_{1dg}). Породами этой свиты сложена широкая полоса, охватывающая значительную часть хр. Чернышева и истоки рек Б. Ольдой, Агин, правых притоков р. Летка и др. Джигдалинская свита сложена биотитовыми, в небольшом количестве роговообманковыми гнейсами и кристаллическими сланцами, редко амфиболитами. Преобладают биотитовые гнейсы, слюдяные мощные пачки, в которых лишь спорадически встречаются горизонты биотитовых кристаллических сланцев и роговообманково-биотитовых гнейсов. Их разделяют несколько пачек мощностью в 200–300 м, сложенных преимущественно роговообманково-биотитовыми и роговообманковыми гнейсами (исток р. Б. Ольдой). Состав этих пачек несколько меняется по простиранию: обычно преобладают породы первого из указанных типов, но в некоторых случаях роговообманковые гнейсы преобладают в ведущее значение (хр. Чернышева у истока р. Агин). Мощность отдельных слоев измеряется первыми метрами или долями метров. Встречающиеся изредка амфиболиты слоятся горизонты мощностью не более нескольких метров. Мощность Джигдалинской свиты, определенная графическим путем, составляет не менее 1500 м^{x/}.

Биотитовые гнейсы имеют средне- и реже мелкозернистую грабболовую структуру и состоят из плагиоклаза (олигоклаза) (20–40%), кальцевого полевого шпата, представленного обычно решетчатым микроклином (15–25%), кварца (10–40%), и зелено-бурого или буровато-зеленого биотита (10–30%). Акцессорные минералы биотитовых гнейсов: рудный минерал, апатит, ортит, сфен и циркон. Вторичные изменения полевых шпатов в биотитовых гнейсах, залегающих вне зон диафтореза, развиты в небольшой степени и заключаются в пелитизации микроклина, появлении отдельных сравнительно крупных чешуек серицита в плагиоклазе, реже — в его сососеритизации. Несколько более интенсивно изменен (хлоритизирован) биотит.

В роговообманково-биотитовых гнейсах присутствует в небольшом количестве обыкновенная роговая обманка, окрашенная в зеленый или синевато-зеленый цвет. В биотит-роговообманковых и роговообманковых гнейсах количество ее достигает 25–30%. Плагиоклаз (основной олигоклаз или олигоклаз-андезин) составляет от 40 до 60% объема породы, кальциевый полевой шпат отсутствует или

х/ Цифры мощности, приведенные здесь и далее, условны,виду того, что невозможно достаточно точно учесть относительные смещения тектонических блоков, в которых залегают породы одной и той же свиты.

содержится в количестве нескольких процентов, кварц - 15-20%. Акцессорные минералы в этих гнейсах те же, что и в биотитовых, структура - лепидономатогранобластовая или нематогранобластовая. Плагноклаз в этих породах серицитизирован и сосерцитизирован в большей мере, чем в биотитовых гнейсах, причем наиболее изменены зерна его, располагающиеся в меланократовых полосках породы. Роговая обманка нередко замещается хлоритом.

Мало распространенные кристаллические сланцы имеют большей частью биотитовый состав. Они отличаются от гнейсов большими содержаниями биотита и кварца, отсутствием или незначительным количеством калиевого полевого шпата и хорошо выраженной сланцеватой текстурой.

Амфиболиты - мелко- и среднезернистые породы с полосчатой текстурой. Они имеют граноматобластовую структуру и состоят из обыкновенной роговой обманки (около 80%), андезина, иногда кварца (несколько %) и акцессорных минералов - апатита, сфена и рудного. Вторичные минералы - хлорит, сосерцит и серпентин.

Среди пород джигалинской свиты широко развиты мигматиты различного характера: послойные, очковые, тентовые. Последние нередко переходят в гнейсо-граниты. В составе жильного материала мигматитов преобладает плагноклаз, гораздо реже встречаются существенно микроклиновые мигматиты. Мигматизация гнейсов сопровождается замещением роговой обманки биотитом.

Чимчанская свита ($Pt_1 C_m$). Чимчанская свита развита в широкой полосе, протянувшейся в субширотном направлении через всю среднюю часть территории листа. По наблюдениям Д.Г. Руденко, она согласно залегает на джигалинской свите (верховья рек Одолго и Б. Аламжана).

Чимчанская свита сложена разнообразными биотитовыми гнейсами и кристаллическими сланцами, обладающими в большинстве случаев тонкополосчатой текстурой. Кристаллические сланцы образуют до десятков метров. Между ними наблюдаются как резкие границы, так и постепенные переходы. В составе свиты широко развиты мигматиты, представляющие большей частью инъекционные гнейсы. Мощность свиты, определенная графическим путем, составляет около 2000 м.

Литологический состав свиты и ее относительное стратиграфическое положение позволяют сопоставить ее с чимчанской свитой, известной на других территориях, несмотря на отсутствие здесь характерных для нее высокоглиноземистых пород.

В западной части территории листа, в бассейнах рек Одолго и Агина, в породах чимчанской свиты широко развиты будинаж -

структуры, благодаря которым гнейсы и кристаллические сланцы приобретают своеобразный конгломератовидный облик.

В состав средне- и мелкозернистых гнейсов чимчанской свиты входят: плагноклаз (олигоклаз или кислый андезин) (30-40, иногда до 50%), калиевый полевой шпат (от 0 до 20%), кварц (30-40%) и биотит (10-20, в меланократовых зонах до 30-35%). Во многих случаях встречается также эпидот в количестве до 5%.

Акцессорные минералы - рудный, апатит, сфен и циркон. Структура пород лепидогранобластовая. В кристаллических сланцах количество кварца достигает 70%, тогда как содержание полевых шпатов, представленных преимущественно плагноклазом, понижается до 5-20%. Биотит составляет 10-20% объема породы. Изредка встречаются гранатосодержащие разновидности гнейсов и сланцев.

Иной облик имеют гнейсы и кристаллические сланцы с будинаж-структурой. Это тонкозернистые породы - размер зерен в них измеряется сотнями долями мм, лишь в наиболее крупных из них достигая 0,1-0,2 мм. Они обладают тонкой полосчатостью.

Обычная мощность полосок - 1-3 мм. Полосчатость образуется часто изгибы и микроскладки. Структура пород - неравномернозернистая лепидогранобластовая или гранобластовая.

Будины в "конгломератовидных" гнейсах имеют большей частью эллипсоидальную или линзовидную форму, часто они резко вытянуты, так что длина их достигает 0,5 м при поперечнике 3-5 см. Наблюдаются цепочки будин, прилегающих друг к другу, будины, не отделенные полностью друг от друга, и участки мигматитовых прожилков с раздувами и пережимами - различные стадии развития будинаж-структуры. Будины одного горизонта имеют обычно одинаковые размеры и состав. Будины состоят в большинстве случаев из мелко- и среднезернистых лейкократовых гнейсовидных кварцево-полевошпатовых пород, представляющих собой, по всей вероятности, жильный материал мигматитов. Количество полевых шпатов в них колеблется в широких пределах, причем преобладает обычно плагноклаз. Содержание биотита - менее 10%. Изредка встречаются будины, сложенные мелкозернистой существенно кварцевой породой, содержащей лишь небольшое количество полевых шпатов и слюд. Породы будин имеют гранобластовую или лепидогранобластовую, очень часто гетеробластовую структуру. Последнее обстоятельство указывает, вероятно, на бластокатактастический их характер.

Е.А. Кириллов, изучавший описываемую территорию, высказал предположение о том, что "конгломератовидные" гнейсы представляют собой метаморфизованные конгломераты, которые залегают в основании разреза Станового метаморфического комплекса и представ-

ляет собой, возможно, его базальные образования (Кириллов, 1962б). Однако данные А. И. Исаковой (1961б) и главным образом наблюдения Д. Г. Руденко (1962б) говорят о возникновении этих образований в результате будина мигматизированных гнейсов и кристаллических сланцев. Об этом свидетельствуют описанные выше формы будин, их состав, тонкозернистая структура и тонкополосчатая текстура гнейсов и сланцев, содержащих будины ("цементы" "конгломератов"), и интенсивно проявленная в них полосчатость.

Второе утверждение Е. А. Кириллова — о базальном характере толщ "конгломератов" — основано на недостаточном количестве наблюдений над условиями залегания пород. Ошибочность его видна из геологической карты и не требует особых доказательств.

Урмская свита ($Pt_1 u$). Породы урмской свиты распространены на территории, прилегающей к долине р. Никхи, в полосе, протянувшейся южнее Урмиинской тектонической глыбы, и в междуречье р. Уркини и кл. Горелого — притока р. Амунакита. Урмская свита согласно залегает на чимчанской и связана с ней постепенным переходом (верховья р. Горелой, притока р. Геткан). Свита представлена биотит-роговообманковыми, роговообманково-биотитовыми и биотитовыми гнейсами и амфиболитами. По появлению амфиболитсодержащих пород и проводится граница между свитами. По наблюдениям близ долины р. Никхи, биотитовые гнейсы присутствуют среди роговообманково-биотитовых и биотит-роговообманковых гнейсов и низах обнажающейся здесь части свиты, исчезают в середине ее и снова появляются в верхней ее части в виде маломощных (первые метры) прослоев. Лишь в самых верхах разреза количество биотитовых гнейсов заметно увеличивается. Амфиболитсодержащие гнейсы образуют слои различной мощности (от долей метра до десятков метров).

Мощность амфиболитовых горизонтов также достигает нескольких десятков метров. Мощность свиты, определенная графическим путем, составляет 2000–2500 м.

Среди пород урмской свиты также части мигматиты, но здесь они типичны к границам массивов древнестановых гранитоидов. Среди них наблюдаются как интрузивные, так и тневные разновидности. Последние особенно широко развиты на востоке, в междуречье р. Уркини и кл. Горелого. Во всех случаях жильный материал мигматитов имеет платиогранитный состав. Кроме того, в различных местах в гнейсах описываемой свиты наблюдаются согласные пегматитовые жилки, мощность которых измеряется обычно первыми сантиметрами и лишь изредка достигает 70–80 см. Удаленность таких маломощных жил от интрузивных тел указывает на их возможную связь с про-

цессами мигматизации.

Роговообманково-биотитовые и биотит-роговообманковые гнейсы — это мелко- и среднезернистые породы с отчетливой гнейсовой текстурой и гранобластовой или нематогранобластовой структурами. Минералогический состав их: плагиоклаз (олигоклаз-андезит и андезит) — (30–50%), обманкованная роговая обманка (15–40%), биотит (от 2–3 до 20%), кварц (10–20%), эпидот (до 10%) и рудный минерал. Акцессорные минералы: сфен, апатит, рудный, иногда гранат. Вторичные изменения развиты в небольшой степени и заключаются в серицитизации, реже сосеритизации плагиоклаза и хлоритизации роговой обманки и биотита. Биотитовые гнейсы состоят из плагиоклаза (30–40%), кварца (около 30%), биотита (20–25%) и эпидота (от 0 до 10%). Наредка присутствует также калиевый полевой шпат в количестве до 10%. Амфиболиты обладают мелко- и среднезернистой структурой и массивной или полосчатой текстурой. Структура их нематобластовая или гранобластовая. В состав амфиболитов входят обыкновенная роговая обманка (до 90%), плагиоклаз (5–8%) и кварц (до 5%), часто также эпидот. Акцессорные минералы: апатит, сфен и рудный. Вторичные минералы — хлорит и серицит.

Унахинская свита ($Pt_1 u$). Породы унахинской свиты обнажаются лишь в одном участке на левобережье р. Уркини, в двух соседних тектонических блоках. Стратиграфические границы унахинской свиты с другими свитами илианской серии в пределах района отсутствуют, и ее положение определяется по косвенным данным: порода ее падает к югу (так же, как и гнейсы урмской свиты, которые залегают севернее), тогда как распространение к югу породы чимчанской свиты имеет северные падения; по тектоническому нарушению, разделяющему унахинскую и чимчанскую свиты, наиболее вероятно смещение большой амплитуды, так как это нарушение служит границей Урмиинской тектонической глыбы. В состав унахинской свиты входят биотитовые, биотит-роговообманковые, иногда гранат-биотитовые гнейсы и кристаллические сланцы, а также двуслюдяные и мусковитовые гнейсы и сланцы, содержащие иногда графит, гранат, дистен и ставролит.

Основными типами пород являются биотитовые гнейсы и кристаллические сланцы. Биотит-роговообманковые и гранат-биотитовые гнейсы образуют отдельные маломощные горизонты в различных частях свиты; двуслюдяные и мусковитовые гнейсы и кристаллические сланцы наиболее широко развиты в верхних горизонтах обнаженной части свиты. Они слагают горизонты, мощность которых достигает десятков, а иногда, по-видимому, первых сотен метров. Необходимо указать, что эти гнейсы и сланцы очень близки или даже неот-

личим от пород, образовавшихся в результате дислокационного метаморфизма и гидротермальной мусковитизации различных метаморфических пород близ тектонических нарушений. Мусковитовые сланцы с гранатом, ставролитом и дистеном образовались, вероятно всего, в результате регрессивного метаморфизма, но отсутствие подобных образований среди диафторизованных пород других свит позволяет сделать предположение о богатстве глиноземом некоторых первичных пород унахинской свиты.

Мощность унахинской свиты, определенная графическим путем, составляет не менее 1500 м.

Биотитовые и роговообманково-биотитовые гнейсы и кристаллические сланцы унахинской свиты сходны с такими же породами чичанской и джигалинской свит. Гранат-биотитовые разновидности отличаются лишь присутствием граната (до 10-15%). Двуслюдяные и мусковитовые гнейсы и кристаллические сланцы содержат мусковит в количестве от первых % до 30-35%. Полевые шпаты содержатся в небольшом количестве или отсутствуют (в сланцах). Местами в качестве породообразующих минералов присутствуют гранат и магнетит.

Метаморфическим породам иликанской серии свойственны минеральные ассоциации амфиболитовой фации метаморфизма: плагиоклаз-роговая обманка - (кварц), плагиоклаз-роговая обманка - биотит-кварц, плагиоклаз-биотит - (калиевый полевой шпат) - кварц. Во многих случаях в описываемых породах присутствует также эпидот, зерна которого часто идиоморфны и не имеют реакционных взаимоотношений с другими минералами. При этом он встречается не только в ассоциации плагиоклаз-роговая обманка - эпидот-кварц, на устойчивость которой в условиях амфиболитовой фации метаморфизма указывают Г.М. Друтова и А.Н. Неелов (1961), но и в ассоциации плагиоклаз-биотит-эпидот-кварц при небольшом содержании биотита. К амфиболитовой же фации метаморфизма принадлежат, возможно, и минеральные ассоциации с участием мусковита, хотя эти ассоциации известны и в породах эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма.

По вопросу о возрасте станового комплекса, в состав которого входит иликанская серия, нет единого мнения. Ю.К. Дзевановский (1958), В.Н. Моткин (1961) и другие гесты относятся этот комплекс к нижнему протерозою, основываясь на его стратиграфическом положении между архейскими толщами алданского комплекса, от которых становой комплекс отделен очень большим несогласием, и верхнепротерозойскими (синийскими?) отложениями Учуро-Майского и некоторых других районов. Определения абсолютного возраста пород станового комплекса, произведенные в последние годы, дали цифры, указывающие на ранний протерозой или границу между протерозоем

и археем: 1600-1200 млн. лет (В.К. Соленная и С.Е. Карпов, калий-аргоновый метод), 1960-1660 млн. лет (А.П. Виноградов и др., 1960г., урано-ториево-свинцовый метод), 1900 $\pm$ 100 млн. лет (Судовиков и Неелов, 1961 г., калий-аргоновый, рубидий-стронциевый и урано-ториево-свинцовый методы). Последние из названных цифр дали основание Н.Г. Судовикову и А.Н. Неелову считать становой комплекс верхнеархейским.

Наконец, некоторые геологи БАГТ возрождают точку зрения Д.С. Коржинского о том, что гнейсы, относимые к становому комплексу, представляют собой перекристаллизованные и гранитизированные в раннепротерозойское время породы архейского алданского комплекса (Кориковский, 1962). Наблюдающееся на территории листа N-51-X различие в структурном положении, составе и фациях метаморфизма архейских и нижнепротерозойских толщ не позволяет с этим соглашаться. Нами принимается точка зрения Ю.К. Дзевановского, который придерживается наиболее широкий круг геологов.

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

СИНЬИЙСКИЙ (?) КОМПЛЕКС (Рt₃, n?)

К югу от долины р. Геткан, в узком тектоническом блоке залегают толща, сложенная алевролитами, песчанистыми алевролитами, фидлитовидными глинистыми сланцами, редко - кремнистыми сланцами и песчаниками.

Строение толщ на территории листа N-51-X неизвестно. На соседнем листе, где эти образования распространены более широко (в пределах этого же тектонического блока), установлено, что в основании толщ залегают конгломераты и гравелиты с прослоями арнозовых песчаников, выше лежит горизонт этих же песчаников и сланцев, а на нем залегают фидлитовидные глинистые сланцы, алевролиты и арнозовые песчаники. Верхняя часть толщ сложена фидлитовидными сланцами и полосчатыми алевролитами с редкими прослоями и линзами кремнисто-глинистых сланцев и зеленокаменных пород (Дзеванова, 1961d). Мощность толщ условно определяется в 500-550 м.

О возрасте этих отложений высказываются различные суждения. В.А. Махнин (1961d) полагая, что эта толща несогласно залегает на нижнепротерозойском гнейсовом комплексе, считает ее также нижне-протерозойской на том основании, что абсолютный возраст гетматитов, которые прорывают углистые сланцы, входящие в ее со-

интенсивный контактовый метаморфизм, но образовавшиеся по ним роговики сохраняют реликты псаммитовых и нефитовых структур и тонкую линзовидную, иногда ритмическую слоистость. Мощность этих отложений не превышает нескольких десятков метров.

По своим литологическим признакам и структурному положению (приуроченность к крупной зоне разлома) эти отложения сопоставимы с континентальными толщами приразломных депрессий, известными несколько южнее. Возраст последних датируется как верхнеюрский (Иванов, 1961ф; Саусин, 1960ф; Степанов, 1961ф) или среднеюрский (Горжевский и Шакин, 1960ф). Существование сходных отложений различного возраста позволяет определить возраст рассматриваемых отложений только до периода.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел ($\Delta\text{псг}_1$)

Нижнемеловые вулканогенные породы складывают незначительные участки, приуроченные к зоне разломов хр. Джелтулинского Становика. Они представлены кварцевыми порфритами, кварцевыми порфирами, фельзитами, их туфами и лавобрекчиями и лежат на различных интрузивных образованиях. Залегание в основании толщ лавобрекчии содержит обломки различных гранитоидов, представляющих вулканогенную толщу. В единичных случаях в обломках встречаются также алевролиты, что указывает, вероятно, на более молодой возраст вулканогенной толщи по отношению к ярским отложениям. Мощность толщи, определенная по разности ее гипсометрических отметок, составляет 300 м.

Предположение о нижнемеловом возрасте этих пород основано на сопоставлении их с вулканогенными образованиями соседних районов, имеющими сходный состав и такое же структурное положение. К югу и юго-западу от границ листа N-51-X, в среднем течении р. Б. Олдой и в бассейне р. Хайкты, близкие по составу породы перекрывают осадочные отложения верхнеюрского возраста (Степанов, 1961ф). Абсолютный возраст сходных пород на соседнем листе N-51-XVI определяется в 115 млн. лет^х (Иванов, 1960ф).

^х/Данные, приведенные здесь и далее, получены аргоновым методом по валовым пробам в лаборатории ГИАН.

став, равен 1,6 млрд. лет^х. А. А. Головнева (1961ф), основываясь на литологических особенностях отложений, главным образом на присутствии среди них кремнистых и зеленокаменных пород, а также на том, что их прорывают палеозойские габбро, сопоставляет их с условно нижнепалеозойскими образованиями, развитыми южнее, близ Южно-Туркунгурского (Монголо-Охотского) глубинного разлома. (В настоящее время эти образования рассматриваются как синийские (?)). Такое же сопоставление делает Н. Г. Судовиков и А. Н. Неелов (1960), также наблюдавшие здесь рассланцованные туфы и эффузивы, но они рассматривают эти образования как досинийские (янкано-джелтулинский комплекс). Наконец, С. А. Иванов (1962ф) относит подобные породы, развитые в небольшом количестве к юго-востоку от долины р. Тунды (лист N-51-XI), к утанской свите юрско-мелового возраста. Он основывается на литологическом сопоставлении их с породами указанной свиты и на нахождении в конгломератах гальки гранитов среднепалеозойского и юрского (как он полагает) возраста.

Степень метаморфизма описываемых отложений, обычные для них первичные структуры и текстуры осадочных пород, а также присутствие в углистых сланцах аморфного углистого вещества, содержащего растительные волокна (Махинин, 1961ф), отличают эти породы от всех ниже-протерозойских отложений региона и не позволяют согласиться с заключением названного исследователя, несмотря на упомянутый анализ абсолютного возраста. С другой стороны, зеленые и кремнистые породы чужды юрско-меловым отложениям. Наиболее вероятным является предположение о синийском (?) возрасте рассматриваемой толщи.

М Е З О З О Й С К А Я Г Р У П П А

ЮРСКАЯ СИСТЕМА (J)

Юрские отложения имеют незначительное распространение на территории листа N-51-X, где ими сложены несколько останцов кровли и ксенолитов среди челоных гранитоидов в хр. Джелтулинский Становик. Только один из них, наиболее крупный, изображен на геологической карте.

Условно юрские отложения представлены полимиктовыми песчаниками и мелкогалечными конгломератами. Эти породы претерпели

^х/ Анализ произведен калий-аргоновым методом по биотиту в лаборатории ДВГУ.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Средне-верхнечетвертичные отложения нерасчлененные (Q_{II-III})

Средне-верхнечетвертичные отложения представлены аллювием террас высотой от 6 до 50 м. Эти террасы сохранились лишь в виде отдельных обрывков в долинах рек Б.Ольдой, Нюкжа, Уркима, Амунакит. Все они являются скульптурно-аккумулятивными, и мощность их аллювия измеряется обычно 1,5-2,0 м. В долине р.Амунакит на террасе высотой 8-10 м установлена мощность аллювия в 4-6 м, а на 30-метровой террасе р.Уркимы - 10 м (Рухин, 1941ф).

Аллювиальные отложения высоких террас представлены галечниками, реже песками и глинами. В долине р.Нюкжа аллювиальная часть 15- и 20-метровой террас сложена преимущественно песками и гравием.

В упомянутой высокой террасе р.Амунакит установлен следующий разрез:

1. Почвенно-растительный слой 0,1-0,3 м
2. Глина или ил с песком и щебнем 1-3 "
3. Галька средних размеров с песком, глиной и щебнем 2-3 "

Отложения 11-метровой террасы р.Б.Ольдой, близ пос.Оборонного, отличаются от приведенного разреза большей крупностью обломочного материала:

1. Почвенно-растительный слой 0-3 м
2. Супеси и суглинки с угловатыми и полукруглыми обломками I "
3. Валуны (до 40 см в поперечнике) и галька с незначительным количеством песка и супеси I-2 "

В разрезе 20-метровой террасы р.Нюкжа, близ устья р.В.Нарба (лист N-51-IV), обнаружены споры и пыльца низов верхнего отдела четвертичной системы (Кислякова, 1961ф). Это позволяет отнести рассматриваемые отложения в целом к среднему и верхнему отделам.

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

К этим отложениям относятся аллювиальные отложения низких террас (2-4 м), пойм и русел долины р.Нюкжа и нижних (в преде-

лах листа) течений рек Уркима, Джелтула и Б.Ольдой. Они представлены галечниками и песками. Разрез аллювиальных отложений низких террас не отличается от разреза пойменного аллювия. Мощность этих отложений на территории листа не установлена; несколько выше по течению р.Нюкжа, близ устья р.Эльгакан бурением установлена мощность их в 20-35 м (Спицын, 1962ф). Значительная мощность этих отложений и зрелый облик тех участков речных долин, на которых они распространены, служат косвенными указаниями на досовременный, вероятнее всего, позднечетвертичный возраст нижних горизонтов, литологическое же однообразие не позволяет отделить их от современных отложений.

Современные отложения (Q_{IV})

Современные отложения представлены пойменным и русловым аллювием рек и ключей, а также делювиальными и элювиальными отложениями склонов и водоразделов и торфяно-болотными образованиями. Современные аллювиальные отложения представлены галечниками, песками и илами. Мощность их колеблется обычно от 4-5 до 8-10 м, достигая в некоторых случаях (долина р.Уркима) 13-15 м. Л.П.Спицын (1960г.) приводит следующий обобщенный разрез пойменных отложений нижнего течения р.Уркимы:

1. Растительный слой I-2 м
2. Ил с тонкозернистым песком и небольшими линзами льда I-3 "
3. Галька средней величины с песком I-4 "

(слой иногда отсутствует)

4. Галька различной величины с песком и незначительной примесью глины. Количество последней несколько увеличивается в низях слоя 2-6 "

Галечники лежат на сильно разрушенных породах, прерываемых порой в дресву.

Подобный разрез с некоторыми отклонениями наблюдается и в долинах других рек. Илы иногда заменяются мелкозернистыми песками. В нижних частях слоя галечников часто появляется щебень, и нижним членом разреза рыхлых отложений речных долин тогда служит нередко слой щебня с песком и глиной, мощность которого достигает 2 м (нижнее течение р.Одолго). Нижняя часть слоя галечников, которая содержит примесь глинистого материала и нередко обогащена обломками коренных пород, а также подстилаемый слой щебня с песком и глиной представляют собой золотоносный "пласт".

Элювиальные и делвиальные отложения распространены по всей территории листа. В их составе встречаются суглинки, супеси, пески, дресва, щебень и глыбовые образования. Мощность их изменяется обычно 1-3 м. У подножья горы Лукинды мощность делвиального шлейфа превышает 13 м. Формирование описанных отложений продолжается и в настоящее время.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузивные образования составляют более 3/4 территории листа № 51-X. Они очень разнообразны по своему составу - от ультраосновных до ультракислых и субщелочных, и имеют самый различный возраст - от архейских (?) и протерозойских до меловых. Необходимо сразу же подчеркнуть закономерность в размещении интрузивных пород различного возраста, которая выражается в том, что в северной половине территории листа развиты почти исключительно протерозойские гранитоиды (широко известный древнеостановый интрузивный комплекс), в южной же половине ее, к югу от Тукурингской зоны разломов, преимущественным развитием пользуются молодые, мезозойские интрузии.

АРХЕЙСКИЕ (?) ИНТРУЗИИ

Пироксениты (фла?) встречаются только в пределах тектонических глыб, сложенных метаморфическими породами архея. В Урминской тектонической глыбе они составляют удлиненные тела, залегающие согласно с вмещающими их архейскими метаморфическими породами или секущие их под острым углом. В Ларбинской тектонической глыбе пироксениты встречаются в ничтожном количестве в виде даек среди пород зверевской свиты.

Пироксениты представляют собой средне- и крупнозернистые темные породы с зеленоватым оттенком, состоящие из ромбического пироксена (бронзита) и небольшого количества рудного минерала. Структура их аллотрипоморфнозернистая неравнозернистая. Вторичные изменения проявляются крайне неравномерно. Наряду с неизменными разностями встречаются породы, нацело замещенные хлоритом, серицитом, актинолитом, биотитом, цоизитом. Существенно актинолитовые породы сохраняют признаки обычной для пироксенитов структуры благодаря развитию крупных псевдоморфов актинолита по пироксену. В одном случае в актинолитовой породе были встречены

крупные чешуйки графита.

В отдельных случаях среди пород Урминской глыбы встречаются горнолендиты. Это мелкозернистые породы грязно-зеленой окраски, состоящие из моноклинного амфибола и небольшого количества (до 5%) лабрадора.

Основанием для отнесения описываемых ультраосновных пород к архейскому времени послужили лишь косвенные признаки, а именно, приуроченность их исключительно к тектоническим глыбам, сложенным архейскими породами, совместная их дислоцированность, а также отличие от пироксенитов палеозойского интрузивного комплекса, описанного ниже, и высокая, хотя и неравномерная степень их изменения.

РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Древнеостановый интрузивный комплекс

Гнейсовидные гранодиориты, плагиограниты и граниты. Гнейсовидные гранитоиды древнеостанового интрузивного комплекса представляют собой наиболее широко развитую на территории листа № 51-X группу интрузивных пород. В составе комплекса выделяются интрузивы двух фаз: а) мелкозернистые гнейсовидные биотитовые, реже амфибол-биотитовые гранодиориты и граниты и б) среднезернистые гнейсовидные, реже массивные биотитовые гранодиориты, плагиограниты и граниты.

Биотитовые гнейсовидные гранодиориты (фла₁) и граниты (фла₂). Массивы этих пород располагаются в нижнем течении р. Уркин в бассейнах рек Зимовичи, Маршигири и Орольды. Массивы северной части территории листа сложены преимущественно мелкозернистыми биотитовыми гранодиоритами, в небольшом количестве - гранитами. В южной части распространены гнейсовидные биотитовые, реже амфибол-биотитовые и амфиболовые граниты, часто переходящие в гнейсо-граниты. Описываемые гранитоиды не имеют секущих контактов с вмещающими их гнейсами и связаны с ними постепенными переходами, что наблюдалось Д. Г. Руденко в нижнем течении р. Уркина. Гнейсовидность в этих породах имеет субширотное простирание, совпадающее с простиранием структур метаморфической толды.

Гнейсовидные гранодиориты и граниты состоят из олигоклаза (от 10 до 50%), кварца (20-40%), калиевого полевого шпата (от 5-10% - в гранодиоритах, до 30-50% - в гранитах), биотита (5-20%). Иногда встречается обыкновенная роговая обманка. В южной части

территории листа встречаются амфибол-биотитовые и амфиболовые разновидности, содержащие до 5-7% роговой обманки. Акцессорные минералы: сфен, апатит, оцт, эпидот. Порода имеет гранобластную или blastsогранитную, мелко-, реже среднезернистую структуру и гнейсовидную текстуру. В гранитах иногда наблюдаются параллельные гнейсовидности инъекции, имеющие состав алекситового гранита, нередко также проявлен калиевый метасоматоз.

Мелкозернистые гнейсовидные гранодиориты и граниты прорваны среднезернистыми гнейсовидными гранитоидами второй фазы. Взаимоотношения между ними наблюдались на право- и левобережье р. Уркама, близ устья р. Агин, где расположено несколько останцов, сложенных описываемыми породами.

Гнейсовидные, реже массивные биотитовые и двуслюдяные плагиограниты и гранодиориты (1_2R_1) и граниты (1_2R_1).

Гранитоиды второй фазы древнеостанового комплекса составляют крупный массив в северной части территории листа, несколько его сателлитов и еще несколько интрузивных тел на южной половине площади листа. Между породами, развитыми на юге и на севере, наблюдается различие в вещественном составе: массивы северной части территории листа сложены гранодиоритами, плагиогранитами и гранитами, в интрузивных телах южной части отсутствуют гранодиориты и встречаются лейкократовые биотитовые граниты. Взаимоотношения между этими группами пород не наблюдались и они (с известной условностью) рассматриваются как фациальные разновидности.

Массив, расположенный в северной части площади листа, представляет собой часть крупного интрузивного тела, продолжающегося к северо-западу и юго-востоку от закартированной площади. При общей параллельности по отношению к структурам вмещающей толли контакты его имеют чаще всего секущий интрузивный характер. Это подтверждается наблюдениями над ксенолитами протерозойских и архейских пород в древнеостановых гранитоидах. Лишь в одном участке, близ устья р. Уркама, гнейсовидные гранодиориты постепенно переходят в гнейсо-гранодиориты, неотличимые во многих случаях от мигматизации гнейсов.

Гранодиориты второй фазы в большинстве своем обладают гнейсовидной текстурой. Массивные породы имеются только в центральных частях интрузивных тел. В тех немногочисленных случаях, когда наблюдаются различные плоско-параллельные структуры течения, обусловленные закономерным расположением уплощенных шлиров или ксенолитов, элементы залегания их аналогичны элементам залегания гнейсовидности и вмещающих метаморфических пород. Лишь к западу от Уркинской тектонической глыбы, сложенной архейскими

породами, наблюдаются пологие падения гнейсовидности в различных направлениях. Второе исключение - громадный апофиз массива в долине кл. Горелого, где наблюдается в нескольких случаях параллельное контактам субмеридиональное направление гнейсовидности и структур течения.

Крупные массивы описываемой фазы сложены породами различных фаций. Западная и юго-западная части северного массива (бассейны рек Уркама и Онон) сложены биотитовыми и двуслюдяными гранодиоритами и плагиогранитами, часто содержащими гранат в качестве акцессорного минерала. В некоторых участках встречаются гнейсо-гранодиориты (устье р. Уркама) и амфибол-биотитовые гранодиориты (долина р. Нюкжа и устье р. Онон). Те и другие принадлежат, вероятно, к краевым фациям интрузии.

В интрузивах южной части территории породы краевых фаций представлены гнейсо-гранитами и неравномернозернистыми гранитами, в которых между крупными зернами кварца располагаются более мелкие кристаллы других минералов.

Гранодиориты, плагиограниты и граниты обладают гранобластовой, blastsогранитовой и гранитовой структурами. Часто наблюдается протоклаз. Все эти породы отличаются лишь количественным соотношением породообразующих минералов. Минералогический состав их: плагиоклаз (олигоклаз № 25-30) - 40-60%; кварц - от 20% в гранодиоритах, до 30-35% в плагиогранитах, калиевой полевой шпат - от единицы % до 20% в гранитах, биотит и мусковит - от 5 до 25%. Амфибол-биотитовые гранодиориты содержат несколько процентов голубовато-зеленой роговой обманки. Полисинтетические двойники в плагиоклазе в большинстве случаев не отчетливы, а нередко совсем отсутствуют - особенность, наблюдающаяся и в гнейсах протерозоя. Плагиоклаз часто замещается калиевым полевым шпатом; зеленовато-бурый, суро-зеленый, иногда даже темно-зеленый биотит нередко образует длинные чешуйки, рассеивающие зерна плагиоклаза и даже кварца - свидетельство позднейшей переориентации первичного биотита.

Акцессорные минералы: сфен, апатит, гранат и эпидот. Последний образует довольно крупные зерна, часто с идиоморфными очертаниями. В.С.Соболев (1933), описывая древние гранитоиды этой и соседних территорий, говорит о застывании магмы под большим давлением, что, вероятно, приводит к появлению идиоморфного эпидота и граната, имеющих магматическое происхождение.

Вторичные процессы в гранодиоритах и гранитах не имеют большого развития и проявляются в серицитизации и палитизации полевых шпатов и хлоритизации биотита.

из магматического расплава.

Интенсивная гнейсовидность описываемых гранитоидов, совпадая с ними, а также плоско-параллельных структур гранитоидов с элементами залегания вмещающих пород, гнейсовидность в маломощных гранитных дайках, ориентировка которой определяется положением их контактов, интенсивная мигматизация, протоклаз - все эти явления указывают на синорогенный характер рассмотренных гранитоидных интрузий.

Пространственная связь гранитоидов двух описанных фаз, характерные для тех и других гнейсовидные текстуры, сходные структурные особенности и близкий минералогический состав позволяют объединить их в один интрузивный комплекс. Геологические и петрографические особенности пород этого комплекса и условия их образования позволяют отождествить его с широко известным древнестановым интрузивным комплексом (Мошкин, 1961).

Биотитовые граниты (γ_{P_1}). Массивные, реже гнейсовидные биотитовые граниты развиты лишь в северо-восточной территории листа N-51-X, где они слагают крупный массив, уходящий за пределы района. Массив располагается между двумя тектоническими глыбами, от одной из которых он отделен крупным разломом, а с другой имеет интрузивный контакт. Массив вытянут в запад-северо-западном направлении.

Граниты этой группы по своему составу и особенностям минералов близки к биотитовым гранитам древнестанового комплекса, но отличаются в большинстве случаев массивной текстурой. Лишь в широким краевых частях массива проявлена гнейсовидность, большей частью неотчетливая.

Граниты имеют гранитовую и blastsгранитовую структуру. Минералогический состав их: плагиоклаз (олигоклаз, близкий к № 25) - 40-45%, кварц - 25-30%, калиевый полевой шпат - от 15 до 25%, биотит - 3-8%. Акцессорные минералы: сфен, апатит, в единичных случаях гранат. Вторичные процессы проявлены слабо. Жильные образования немногочисленны и представлены пегматитами (P_1), апатитовыми гранитами и апатитами (γ_{P_1}), иногда порфировидными гранитами с фенокристами калиевого полевого шпата и кварца.

Сходство описываемых пород с древнестановыми гранитами, наличие бластических структур, структурное положение указывает на их раннепротерозойский возраст. Взаимоотношения биотитовых гранитов с древнестановыми гранитами не установлены и их отделение от древнестанового интрузивного комплекса производится с большой долей условности.

Мезо- и лейкократовые граниты южной части территории листа представляют собой гнейсовидные, реже массивные среднезернистые породы. Структуры пород - гипидиоморфнозернистая, гранитовая, blastsгранитовая, иногда гранобластовая. Породообразующие минералы: плагиоклаз (олигоклаз) - 30-35%, калиевый полевой шпат - 25-35%, кварц - около 30%, биотит - от единичных чешуек (лейкократовые граниты) до 5-8%. В массиве горы Салакита плагиоклаз несколько преобладает над калиевым полевым шпатом. Акцессорные минералы: апатит, циркон, сфен, гранат и ортит.

Химический состав гранитов описываемой фазы близок к среднему составу докембрийского гранита по р. Дзели, а также к составу протерозойского биотитового гнейса. Последний отличается лишь большей ролью K_2O в сумме щелочей, что обусловлено, по-видимому, присутствием некоторого количества метасоматического калиевого полевого шпата, не связанного с процессом образования гранитоидов.

Дайковые образования древнестанового комплекса представлены маломощными дайками и жилами гранитов, часто гнейсовидных, гранит-апатитов, апатитов и пегматитов. Жилы последних образуют в отдельных участках поля, приуроченные к эндо- и экзоконтактовым частям интрузивов (бассейн р. Геткан, нижнее течение р. Уркума и др.).

В гранитоидах второй фазы наблюдались ксенолиты пород древней серии архей (Уркиминская тектоническая глыба) и иликанской серии протерозоя (район устья р. Агин, верховья р. Амунакит и др.). Они прорывают также гранитоиды первой фазы: маломощные дайки их наблюдались близ устья р. Агин.

Мигматизация архейских образований незначительна. Нижнепротерозойские породы, наоборот, интенсивно мигматизированы в широких экзоконтактовых ореолах. В мигматитах, как и в гранитоидах, плагиоклаз обычно преобладает над калиевым полевым шпатом. Описываемые гранитоиды на территории листа и на соседних площадях прорываются лишь мезозойскими интрузиями.

Наличие в породах второй фазы секущих контактов, первичных структур течения, ксенолитов вмещающих пород, гипидиоморфные микроструктуры свидетельствуют о их магматическом происхождении. Присутствие же разностей, переходных к гнейсам (гнейсо-гранитоиды) и близость минералогического и химического состава гранитоидов и гнейсов указывают на значительную роль процессов гранитизации в их образовании. Гранитоиды описываемого комплекса имеют, по всей вероятности, двойное происхождение, причем в образовании пород первой фазы ведущими были процессы гранитизации, а для гранитоидов второй фазы основное значение имела кристаллизация

Гнейсовидные, реже метасоматозные гранодиориты, кварцевые диориты и диориты (18 P₁). Гнейсовидные диориты, кварцевые диориты, гранодиориты и в небольшом количестве граниты развиты только в южных отрогах хр. Чернышева.

Массивы этих пород располагаются в большинстве случаев среди более молодых интрузий; имеющиеся в некоторых участках границы с протерозойскими гнейсами протягиваются примерно параллельно простиранию структур последних. Непосредственные контакты описываемых пород с вмещающими гнейсами не наблюдались, но встречаются в ряде случаев ксенолиты последних говорят об интрузивном характере контактов.

Описываемые породы разнообразны не только по составу, но и по текстуре и структуре. Гнейсовидность служит их характерным признаком. Интенсивность ее меняется в широких пределах: встречаются как разновидности, близкие к нижнепротерозойским гнейсам, так и почти массивные породы. Структуры — средние, крупно- и мелкозернистые, равномерно- и неравномернозернистые и порфировидные. Такое разнообразие пород объясняется не только многофазностью и характером интрузии, но и вероятным проявлением двух или нескольких интрузивных фаз. Так, в бассейне р. Джалу наблюдались интрузивные взаимоотношения между гнейсовидными гранодиоритами различных типов, но небольшая площадь развития более молодых из них и их сходство между собой не позволили разделить эти породы на геологической карте.

Гнейсовидные диориты и кварцевые диориты имеют призматическо-кизернистую или гипидиоморфнозернистую микроструктуру с элементами бластической. Нередко наблюдается гранобластовая структура. Минералогический состав их: плагиоклаз (андезин, реже олигоклаз № 25-36) — 40-60%, роговая обманка — от 2-3% в кварцевых диоритах до 20-30% в диоритах, биотит — 15-20%, иногда пироксен — до 10%. В кварцевых диоритах присутствует обычно кварц (5-10%) и незначительное количество калиевого полевого шпата. Акцессорные минералы — апатит, сфен.

Гнейсовидные гранодиориты и граниты обладают гипидиоморфно-зернистой, бластогранитовой или гранобластовой структурами. В их состав входит плагиоклаз (олигоклаз № 22-27) — 20-45%, кварц — 20-35%, биотит — до 10% в гранитах и до 25% — в гранодиоритах. В последних присутствует иногда также роговая обманка в количестве до 10%. Содержание калиевого полевого шпата резко колеблется — от 0 до первых процентов в меланократовых гранодиоритах до 30-40% — в порфировидных гранодиоритах и гранитах, где он имеет в значительной степени метасоматическое происхождение. Кроме про-

цессов калиевого метасоматоза, наблюдаются участками окварцованные. В числе акцессорных минералов, кроме сфена и апатита, присутствуют циркон, ортит и иногда гранат. Вторичные изменения во всех породах развиты слабо и заключаются в образовании мусковита и хлорита по биотиту, серицита — по плагиоклазу и пелитового вещества по калиевому полевому шпату.

Жильные образования описываемого комплекса представлены только маломощными жилами пегматита, иногда с крупными плоскими чешуйками биотита, и дайками апатита и мелкозернистого аплитовидного гранита, залегающими внутри массивов.

Верхняя возрастная граница описываемых пород геологически определяется прорыванием их палеозойскими основными породами и гранитоидами мезозоя. Ряд особенностей этих пород: почти повсеместная гнейсовидность, присутствие близких к гнейсам разновидностей и явления бластеза — все это указывает на их древний, протерозойский возраст. Взаимоотношения описываемых пород с гранитоидами древнекаменного комплекса неизвестны. Более основной состав пород, их разнообразие, присутствие нехарактерных для древнекаменного гранитоидов территории листа М-51-X порфировидных структур, значительное содержание калиевого полевого шпата в гранодиоритах и гранитах — все это отличает их от обычных пород древнекаменного комплекса. Описываемая группа пород сопоставима с токсско-алгоминским протерозойским интрузивным комплексом, имеющим более молодой возраст, чем древнекаменная (Мошкин, 1961).

ПАЛЕЗОЙСКИЕ (?) ИНТРУЗИИ

Комплекс основных и ультраосновных пород

Формирование комплекса основных и ультраосновных пород произошло в две фазы. Ранняя фаза представлена габбро различного состава, троктолитами, аноктозитами. Породы второй фазы имеют незначительное распространение и представлены дунитами и перидотитами.

Габбро, троктолиты, аноктозиты (N P₂?). Размещение интрузивных тел, сложенных основными породами, подчинено отчетливой закономерности: массивы горы Лукинды и правобережья р. Б. Ольдой вместе с сопровождающими их мелкими телами образуют полосу, следующую с крупным разломом, который служит южной границей Туку-рингской зоны глубинных разломов. На его продолжении (см. гл. "Тектоника") располагаются небольшие габбровые тела низовьев р. Джел-тулы.

Близ северной границы Тукурингской зоны расположен Гетанский массив основных пород. Пространственная приуроченность интрузий основных пород к указанной зоне глубинных разломов установлена также к востоку от территории листа М-51-Х (Головнева, 1961ф; Иванов, 1962ф).

Небольшие тела основных и ультраосновных пород располагаются и к югу от Тукурингской зоны глубинных разломов. Они связаны, вероятно, с менее мощными разломами, "залеченными" впоследствии молодыми гранитоидными интрузиями. Таковы габбро устья р. С.р. Амунакты и бассейна р. Сайзакан, принадлежащие, вероятно, к одному массиву; такова цепочка крупных ксенолитов габбро, протягивающаяся вдоль хр. Желтулинского Становика.

Приуроченность интрузивных тел к дизъюнктивным структурам обусловлены и их вытянутые в субширотном направлении контуры.

В наиболее крупном Лукиндинском массиве основных и ультраосновных пород установлено преимущественно субширотное расположение фациальных границ и такое же залегание первичных структур пород. Их залегание указывает на уплощенную, плитообразную форму массива.

Наиболее распространенным в составе комплекса типом пород являются амфибол-пироксеновые, пироксен-амфиболовые и амфиболовые габбро. Амфибол-пироксеновые габбро представляют собой среднезернистые темно-серые с зеленоватым оттенком породы, обладающие массивной или полосчатой текстурой. Они имеют габбровую структуру и состоят из плагиоклаза (среднего лабрадора) - 45-50%, моноклинового пироксена и роговой обманки, составляющих вместе 50-55% объема породы. Соотношение между двумя темнопигментными минералами колеблется в широких пределах. Роговая обманка окрашена в бурый или коричневатый цвет, что отличает ее от роговой обманки большинства других групп пород. Она образует реакционные каймы вокруг зерен пироксена. Кроме того, пироксен замещается более поздним уралитом, иногда до образования полных псевдоморфов.Accessoryные минералы - рудный (до 2-3%) и апатит. Вторичные процессы проявлены слабо, и породы обычно имеют свежий облик. Лишь изредка наблюдаются участки интенсивно сооскритизированного плагиоклаза.

В пироксеново-амфиболовых и амфиболовых габбро процесс магматического замещения пироксена роговой обманкой завершен или почти завершен. Количество последней достигает в них 50-55%. Плагиоклаз (40-50%) имеет несколько менее основной состав - основной андезит или лабрадор № 45-55. В некоторых случаях присутствуют также мелкие чешуйки буро-зеленого биотита. Accessoryные минералы - магнетит, апатит, редко - циркон; вторичные - актинолит,

эпидот, сосерит, серпент. Среди амфиболовых габбро встречаются иногда биотит-амфиболовые габбро, близкие к габбро-диоритам. В них присутствует до 15-20% зеленовато-бурого биотита. Встречаются кварцевые разновидности этих габбро. В числе accessoryных минералов в биотит-амфиболовых габбро присутствует сфен.

Наряду с описанными слабо измененными породами, встречаются разновидности, испытавшие интенсивные преобразования. Это уралитизированные габбро, в которых темнопигментные минералы почти полностью замещены актинолитовой роговой обманкой. Порода при этом приобретает метабазальтовую структуру. Актинолитовая роговая обманка окрашена в грязно-зеленый цвет, часто с голубоватым оттенком. Плагиоклаз в уралитизированных габбро изменен слабо - лишь небольшие участки зерен, расположенные близ трещин, интенсивно сооскритизированы. В отдельных неправильных зернах сравнительно крупного размера встречается эпидот.

Оливиновое габбро встречается только в массиве горы Лукинды, где они слагают его западную и южную части. Они представляют собой серые породы с зернами оливина, особенно хорошо выделяющимися на выветрелых поверхностях. Под микроскопом в оливиновых габбро видна габбровая, реже гипидоморфнозернистая, иногда друзитовая структура. Минералогический состав оливиновых габбро: плагиоклаз - 45-70%, моноклиновый пироксен - от 15-17 до 38-40%, оливин - 10-20%. Такие широкие колебания в составе объясняются присутствием оливиновых габбро с одной стороны к амфибол-пироксеновым габбро, а с другой - к троктолитам. Значительным колебанием подвержен и состав плагиоклаза - от лабрадора № 55 до битовнита № 80. Оливин по составу близок к форстериту. Кроме перечисленных главных породообразующих минералов, в оливиновом габбро наблюдаются в незначительном количестве бурая роговая обманка, образующая оторочки вокруг зерен пироксена, и ромбический пироксен, который вместе с моноклиновым входит в состав реакционных каймок вокруг кристаллов оливина. Accessoryные минералы представлены только рудными.

Вторичным изменениям подвержен в наибольшей степени оливин и моноклиновый пироксен. По трещинкам в первом из них развивается серпентин, реже хлорит и мусковит, второй замещается часто актинолитом, хлоритом и рудным минералом. Плагиоклаз почти всегда имеет свежий облик, даже если темнопигментные минералы рядом с ним подвергались интенсивному изменению.

Троктолиты, как и оливиновое габбро, присутствуют только в районе горы Лукинды, где слагают западную и юго-западную части массива, а также несколько мелких тел, расположенных к югу от

В мелких телах - сателлитах, сопровождающих массивы основных пород, изредка встречаются амфиболовые габбро-диориты. Они близки к амфиболовым габбро, иногда (в ксенолитах среди более молодых гранитоидов) в них встречается в небольшом количестве микроклин.

В виде исключения встречаются пироксениты, слогающие, по-видимому, маломощные (несколько метров) согласные линзы среди оливинового габбро и троктолитов (Сушков, 1961г). Они имеют мелко- или среднезернистую панидиоморфнозернистую структуру и состоят из ромбического и моноклинного пироксена, небольшого количества замещающей их обыкновенной роговой обманки и рудного минерала.

Имеющиеся химические анализы указывают, что габбро описываемого комплекса близки по своему составу к средним составам соответствующих пород по Р.Дэла, отличаются несколько повышенным содержанием железа. Пироксеносодержащий анортозит резко отличается от среднего состава анортозита своей основностью и пониженным содержанием щелочей. Это обстоятельство лишний раз указывает на генетическую связь анортозитов с габбро.

Дуниты (орз?). В массиве горы Лукинды дуниты составляют крупное тело изометричных очертаний и несколько небольших удлиненных тел. Кроме того, к востоку от этого тела дуниты и перидотиты встречаются в виде маломощных, согласно залегающих "слоев", мощностью в несколько метров, среди габброидов первой фазы. Дуниты на горе Лукинде прорывают вмещающие их габбро и троктолиты, на что указывают маломощные дайки и апофизы дунитов в этих породах, контакты, секущие полосчатость троктолитов и габбро, ксенолиты троктолита в дуните и тонкая зона закалки у контакта, сложенная более темным тонкозернистым дунитом.

Дуниты представляют собой мелкозернистые массивные, очень прочные породы черного цвета с зеленоватым оттенком. При выветривании они приобретают бурый цвет. В шлифах видна их панидиоморфнозернистая структура. Дуниты состоят из оливина с примесью хромита (2-3%). Иногда, чаще всего в приконтактовых частях, в них наблюдается богатая мелкая вкрапленность сульфидов-пирротина, пентландита и халькопирита. По оливину обычно развивается серпентин, выполняющий трещины в его кристаллах и образующий тонкие оторочки вокруг них. Степень серпентинизации пород, в целом небольшая, и лишь изредка встречаются небольшие участки и полосы, мощность в несколько сантиметров, сложенные преимущественно серпентинитом и магнетитом.

Фациальной разновидностью описанных дунитов являются дуниты, содержащие плагиоклаз, которые слогают кое-где приконтактовые

него. Троктолиты - серые, буровато- и зеленовато-серые среднезернистые породы, обычно с хорошо выраженной полосчатостью. Характерным их признаком служит пятнистая окраска, обусловленная разложением оливина при выветривании. В шлифах в них видна типично-диоморфнозернистая структура (заметный идиоморфизм оливина), реже наблюдается пойкилитовая. Минералогический состав: плагиоклаз (ситовинит № 85-90) - 30-80% и оливин - 20-70%. Плагиоклаз часто разбит трещинами, радиально расходящимися от оливиновых зерен. Кроме оливина и плагиоклаза, в троктолите часто присутствуют в очень незначительных количествах светло-бурная роговая обманка, которая образует тонкие реакционные каемки вокруг оливина и хромита. Акцессорные минералы: хромит, магнетит, изредка шпинель. Вторичные изменения развиты лишь в отдельных случаях и заключаются в серпентинизации оливина и сосеритизации, реже серпентинизации плагиоклаза.

Анортозиты изредка встречаются в массиве горы Лукинды в виде "прослоев" мощностью в несколько метров, залегающих среди габбро и троктолитов. В образцах - это серые, темно-серые, иногда почти черные среднезернистые или крупнозернистые породы. Они образуют панидиоморфнозернистой структурой и состоят на 90-100% из плагиоклаза. В некоторых случаях в них присутствуют оливин, пироксен или уралит. Плагиоклаз по составу принадлежит к битовнику. Акцессорный минерал - только рудный; вторичные изменения незначительны и породы всегда имеют свежий облик.

Габбро-нориты незначительно развиты в массиве горы Лукинды и в бассейне р.Сайвакан. Это темно-серые и мелко- и среднезернистые породы, в штифах трудно отличимые от габбро. Габбро-нориты массива горы Лукинды имеют габбровую структуру и состоят из плагиоклаза (лабрадора № 52-55), моноклинного и ромбического пироксена (до 45%) и бурого амфибола (до 5%). Габбро-нориты Сайваканского массива имеют призматически-зернистую структуру и более кислый состав, близкий к габбро-диоритам: плагиоклаз (андезин № 40-45) - 50-55%, моноклинный пироксен - 10%, ромбический пироксен - 15%, биотит - 15%. Плагиоклаз здесь обладает отчетливыми зональным строением в отличие от других пород описываемого комплекса, где зональность в плагиоклазе наблюдается редко и слабо выражена. В этих габбро-норитах присутствует в небольшом количестве (до 3%) калиевый полевой шпат (микроклин), что обусловлено, вероятно, воздействием близлежащей мезозойской гранитной интрузии. Акцессорные минералы: апатит и рудный. Вторичные изменения проявлены слабо. Габбро-нориты Сайваканского массива принадлежат, вероятно, к краевой фации интрузии.

Комплекс умеренно кислых гранитоидов

В состав этого комплекса входят породы двух интрузивных фаз: фазы биотитовых и амфибол-биотитовых гранодиоритов и фазы биотитовых гранитов.

Гранодиориты (70%) слагают тела площадью от нескольких квадратных километров до нескольких десятков квадратных метров, большинство которых отчетливо вытянуто в субширотном направлении. Таково же, как правило, залегание первичных структур течения в них. Крутые углы падения структур течения и сравнительно простые контуры массивов при пересеченном рельефе указывают на крутое залегание их контактов.

Гранодиориты представляют собой розоватые или желтоватые породы со среднезернистостью, большей частью порфировидной структурой. Они обладают гранитовой микроструктурой. Минералогический состав гранодиоритов: плагиоклаз (олигоклаз № 24-28) от 30 до 50%, кварц - 10-20%, биотит - 10-20%. Содержание роговой обманки изменяется от 0 до 10-15%. Содержание калиевого полевого шпата (обычно решетчатого микроклина) меньше от 10 до 40%. Он слегает в большинстве случаев порфировидные выделения. Акцессорные минералы: апатит, циркон, сфен, рудный минерал, иногда ортит. Порообразующие минералы претерпели незначительные вторичные изменения: плагиоклаз пелитизирован, иногда содержит также редкие, но крупные чешуйки серицита; пелитизирован также калиевый полевой шпат. Несколько более сильно изменен обычно биотит, замещающийся хлоритом.

Среднезернистые порфировидные биотитовые граниты второй фазы (10%) несколько менее распространены. Они сложены большей массой, протягивающейся от берегов р. Б. Ольдой через верховья р. Олонг в бассейне р. Джелтулы и массив, расположенный в бассейне р. Джалу. Массивы гранитов, как и гранодиоритов, вытянуты в субширотном направлении. Между породами двух фаз наблюдались интрузивные взаимоотношения.

Граниты - среднезернистые порфировидные породы, окрашенные в розовый цвет, внешне нередко близки к порфировидным гранодиоритам первой фазы. Они имеют гранитовую структуру. Порфировидные выделения состоят из калиевого полевого шпата, редко - из плагиоклаза. Минералогический состав гранитов: плагиоклаз (олигоклаз № 20-25) - от 25 до 40%, кварц - 25-35%, калиевый полевой

части дунитового тела, или образуют "прослой" в дунитах. Размеры таких участков и полос измеряются первыми метрами.

Эти породы отличаются от обычных дунитов присутствием небольшого количества битовнита, образующего порфировидные выделения в породе.

Перидотиты - мелкозернистые черные породы, состоящие из пироксена (50-80%), оливина (20-45%) и нескольких процентов плагиоклаза. Обычно они содержат рассеянную вкрапленность пиррогина и халькопирита (до 1%). В некоторых случаях перидотиты интенсивно амфиболизированы.

Ряд обстоятельств - незначительное развитие ультраосновных пород, расположение их внутри габбровых массивов, присутствие прослоев ультраосновных пород среди габбро, присутствие среди них плагиоклазосодержащих дунитов, - указывает на тесную связь между этими группами пород, на принадлежность их к одному интрузивному комплексу.

Жильные образования комплекса основных и ультраосновных пород представлены мелкозернистыми габбро (Cr_2Zr), габбро-пегматитами и в небольшом количестве горнбленидами. В габбро-пегматитах часто встречаются гнезда сульфидов, содержащих никель (Арефьева, 1962ф).

Породы описываемого комплекса прорывают метаморфические породы нижнего протерозоя и раннепротерозойские же гнейсовидные гранодиориты и диориты (жильный склон горы Лукинды). А. А. Головнева (1961ф), производившая геологическую съемку в смежном районе, указывает на прорывание габброидами условно синийских (по А. А. Головневой - палеозойских) отложений.

Верхняя возрастная граница комплекса на территории листа N-51-X определяется прорыванием основных пород различными юрскими гранитоидами: гранодиоритами (долина р. Олонг и хр. Джелтулинский Становик), лейкократовыми гранитами (северный склон горы Лукинды) и щелочными гранитоидами (хр. Джелтулинский Становик). А. А. Головневой (1961ф) установлено прорывание основных пород гранодиоритами, которые она без убедительных, впрочем, оснований относит к среднепалеозойскому возрасту. Породы описываемого комплекса лишь условно датируются палеозоем.

С породами описываемого комплекса связаны перспективные рудопрооявления никеля и рудопроявления титаномагнетита, хрома и платины.

шпат - 25-30%, биотит - 5-10%. Калиевый полевой шпат в гранитах имеет, по-видимому, двойное происхождение: магматическое - кристаллы с более или менее хорошо выраженными кристаллографическими очертаниями и метасоматическое - неправильные зерна, включающие обычно зерна плагиоклаза и кварца. Акцессорные минералы гранитов: апатит, рудный минерал, сфен и в редких случаях - ортит. Вторичные изменения незначительны и носят тот же характер, что и в гранодиоритах.

Жильные образования описываемого комплекса представлены аплитами, аплитовидными гранитами, мелкозернистыми гранитами и гранодиоритами и пегматитами. Они слоятся многочисленными дайками и жилами, мощность которых измеряется долями метра, редко первыми метрами.

Гранитоиды описываемого комплекса прорывают раннепротерозойские граниты и основные породы палеозойского (?) возраста и в свою очередь прорваны щелочными гранитоидами юрского возраста (Д.Г. Руденко, 1962). При определении абсолютного возраста пород для двух проб, отобранных из гранодиоритов первой фазы на территории листа N-51-X, были получены цифры в 150 и 185 млн. лет. На соседних листах (N-51-XVI, XVII) для пород этого же интрузивного комплекса были получены более однозначные результаты - 150-160 млн. лет^{x/} (Иванов, 1961ф; Самусин, 1961ф). Все перечисленные данные послужили основанием для отнесения комплекса умеренно кислых гранитоидов к юрскому возрасту.

Комплекс лейкократовых гранитов (1, 2)

К этому интрузивному комплексу принадлежат среднезернистые лейкократовые граниты, которые слоятся несколько небольших массивов в бассейнах рек Маршигири, Зимобичи, Б. и М. Илич, Джалу.

Лейкократовые граниты - среднезернистые, обычно равномерно-зернистые породы желтого, розового или белого цвета. Они обладают гранитовой структурой и состоят из кварца, плагиоклаза (олигоклаза или альбита) и калиевого полевого шпата примерно в равных количествах. Содержание биотита не превышает 3%, в аляскитовых разностях оно опускается до 0. Акцессорные минералы: рудный, сфен, циркон, апатит, иногда также гранат. Вторичные изменения заключаются лишь в слабой пелитизации полевых шпатов.

x/ Анализ абсолютного возраста в этом и последующих случаях производился калий-аргоновым методом в лаборатории РИАН.

Судя по имеющимся химическим анализам, описываемые граниты близки по содержанию к щелочному граниту, но имеют больше, чем в последнем, количество полевшпатовой извести. Характерна пересыщенность их глиноземом.

Жильные образования, связанные с описываемыми гранитами, представлены немногочисленными дайками аплитов мощностью не более 0,5 м, мелкозернистых биотитовых гранодиоритов и более часто тонкими (5-10 см) пегматитовыми жилами.

На территории листа N-51-X наблюдалось лишь прорывание описываемыми породами метаморфических и интрузивных образований раннего протерозоя. В соседних районах нижняя возрастная граница этого комплекса определяется прорыванием его породами юрских же гранодиоритов (Иванов, 1959ф), а верхняя - нахождением гальки лейкократовых гранитов в континентальных отложениях верхнеюрского (или верхнеюрского-нижнемелового) возраста (Иванов, 1961ф; Самусин, 1960ф) и в базальтных конгломератах и туфоконгломератах нижнемеловой вулканогенной толщи (Иванов, 1961ф). По наблюдениям С.А. Иванова (1961ф), Г.И. Станюкова (1960ф) и С.И. Романчука (устное сообщение), подобные лейкократовые граниты подвержены метасоматозу в контактах с юрскими щелочными гранитоидами следующего интрузивного комплекса. x/

Все изложенное указывает на юрский возраст пород описываемого комплекса. Ряд определений абсолютного возраста по пробам, отобранным на определенных территориях, дал цифры в 130-135 млн. лет, - несколько заниженные по сравнению с геологическими данными.

Комплекс сиенитов, граносиенитов, щелочных гранитов и близких к ним пород (3, 4)

В состав этого комплекса входят сиениты, кварцевые сиениты, граносиениты, щелочные граниты, граносиениты и гранит-порфиры, а также олигоклазиты. Д.Г. Руденко, проводивший геологическую съемку масштаба 1:50 000 наиболее крупного интрузива этого комплекса - массива хр. Джелтулинского Становика, выделил здесь три интрузивные фазы от меланократовых кварцевых сиенитов до щелочных гранитов.

x/ Имеются сведения об обратных взаимоотношениях между этими образованиями. Они изложены ниже при описании мелко- и среднезернистых лейкократовых гранитов.

Особенностью структурного положения интрузивов этого комплекса является приуроченность их к крупным дизъюнктивным структурам: Тукурингской зоне глубинных разломов и зоне разломов хр. Джелтулинского Становика. К Тукурингской зоне разломов приурочены массивы, лежащий на восточной рамке листа, небольшое тело севернее горы Лукинды и массив в бассейне р. Джелтулы. Труднее объяснить связь с определенными дизъюнктивными структурами массива, лежащего в междуречье Игара-Зимовичи. Однако параллельность его Тукурингской зоне разломов позволяет предположить, что его образование связано с одним из сопровождающих ее нарушений.

Контакты описываемых пород с вмещающими их образованиями в большинстве случаев неизвестны. Лишь для пород одной из интрузивных фаз в хр. Джелтулинский Становик установлено крутое падение северного и южного контактов в сторону массива. Такая форма тела, свойственная, можно думать, и другим фазам, объясняется, по-видимому, междоформационным характером интрузии. Роль верхнего структурного этапа играли, по всей вероятности, вроские континентальные отложения, существовавшие здесь до внедрения интрузии при разломного прогиба. Они сохранились в настоящее время в виде останцов кровли и ксенолитов на вершине хребта. Об этом же свидетельствует существование порфировой краевой (точнее, апикальной) фации, породы которой развиты на вершине хребта в его восточной части. В них и располагаются останцы осадочных пород.

Сиениты — это средне-, реже мелкозернистые серые, розовато- и желтовато-серые породы, равномернoзернистые или порфировидные. Среди них встречаются микроклиновые и олигоклазовые разновидности. Первые состоят из калиевого полевого шпата (большая часть решетчатого микроклина) — 70–90%, кварца (1–5%), плагиоклаза (олигоклаза № 20–24) — до 10–15%, обыкновенной роговой обманки (от 0 до 10%), биотита (3–5%) и в редких случаях пироксена. Крупные неправильно-таблитчатые кристаллы калиевого полевого шпата нередко включают в себя более мелкие кристаллы плагиоклаза и кварца. Роговая обманка окрашена в зеленый цвет. Биотит имеет как темнокоричневый, так и буровато-зеленый или зеленый цвет. Олигоклазовые сиениты и кварцевые сиениты содержат 40–60% микроклина и 30–40% олигоклаза № 18–24. Содержание кварца изменяется от отдельных зерен до 10–15% (граносиенит). Темноцветный минерал-биотит (от I до 5%). Микроклин образует как ксеноморфные зерна, так и неправильно-таблитчатые или даже призматические кристаллы. Плагиоклаз также встречается порой в виде изометричных ксеноморфных зерен. Структура всех этих пород — аллотриоморфнозернистая, гипидиоморфнозернистая, монцонитовая. С олигоклазовыми сиенитами

связаны олигоклазиты, которые состоят из олигоклаза № 18–22 (70–80, иногда до 98%), микроклина (10–15%), кварца (до 10–15%) и биотита (2–5%). Иногда присутствует в очень небольшом количестве обыкновенная роговая обманка. Структура олигоклазитов панидиоморфнозернистая, аллотриоморфнозернистая, реже монцонитовая.

Аксессорные минералы во всех перечисленных породах — рудный, апатит, сфен, циркон, реже ортит. Вторичные минералы представлены преимущественно хлоритом, реже мусковитом, эпидот-цинцитом, пелитовым веществом.

Меланократовые кварцевые сиениты, известные в восточной долине массива хр. Джелтулинский Становик, в его периферических частях, представляют собой темноокрашенные средне- и крупнозернистые породы с розовым калиевым полевым шпатом. Эти сиениты образуют гипидиоморфнозернистой структурой и состоят из микроклина (50–60%), плагиоклаза (андезина № 30–32) 10–15%, кварца (5–10%) и обыкновенной роговой обманки (20–25%). Плагиоклаз замещен микроклином и наблюдается нередко в виде реликтов в зернах последнего. Роговая обманка окрашена в буровато-зеленый или синеватозеленый цвет. Аксессорные минералы: магнетит, ильменит, апатит, циркон, иногда ортит. Вторичные изменения — серпентизация и эпидотизация плагиоклаза, часто интенсивно проявленные, замещение роговой обманки хлоритом и эпидотом.

Более широко распространенные кварцевые сиениты очень разнообразны по своей окраске: желтые, розовые, сиреневые, иногда фиолетовые или почти белые. Они состоят из альбизированного микроклина (60–80%), плагиоклаза (0–20%), кварца (5–15%) и темноцветных минералов — обыкновенной роговой обманки и биотита (10–15%). Структура их гипидиоморфнозернистая, причем микроклин идиоморфен по отношению к кварцу. В лейкократовых разновидностях их отсутствуют плагиоклаз и биотит, а количество роговой обманки составляет 3–8%. Содержание кварца — 10–15%. Микроклин в них не обладает такой степенью идиоморфизма, как в мезократовых сиенитах, и породам свойственным аллотриоморфнозернистая, гораздо реже гранулитовая структура. Аксессорные минералы — те же.

Порфировидные граносиениты развиты в восточной части массива Джелтулинского Становика. Постепенными переходами с ними связаны граносиенит- и гранит-порфиры, причем порфировая фация приурочена к осевой части массива целочных гранитоидов, совпадающей с вершиной хребта. Порфировые породы представляют собой апикальную фацию третьей интрузивной фазы, на что указывает преимущественная приуроченность к ним останцов и ксенолитов пород кров-

Порфиридные граносиениты — мелко- или среднезернистые желтоватые, розовато-серые породы с неотчетливой порфирированной или неравнозернистой структурой. Под микроскопом в них ус- танавливается гипидиоморфнозернистая или микропегматитовая структура основной массы. Минералогический состав: микроклин (55-70%), плагиоклаз (кислый андезит) (5-15%) и кварц (10-20%). Темноцвет- ные минералы (5-10%) представлены биотитом, в мелкозернистых раз- ностях также роговой обманкой. Магнетита много, и часто он игра- ет роль породообразующего минерала. Микроклин резорбирует пла- гиоклаз и образует графические сростания с кварцем — черта, ха- рактерная для лейкокразовых граносиенитов. Микроклин содержит многочисленные пертитовые вросстки.

Граносиенит- и гранит-порфиры — мелкозернистые, иногда тон- козернистые, серые с желтоватым или розоватым оттенком породы. Порфировые выделения в них сложены полевыми шпатами. Основная мас- са обладает разнообразными структурами: микрогранитовой, микро- плитовой, микрогранулитовой, микропиклитовой. Граносиенит-пор- фиры содержат около 50% микроклина, 10-15% плагиоклаза и 20-25% кварца. В гранит-порфрах микроклин и плагиоклаз присутствуют примерно в равных количествах, а содержание кварца составляет 30-35%. Наблюдается переходные различия между этими породами. Ко- личество темноцветных минералов (биотита и обыкновенной роговой обманки) составляет во всех случаях 10-15%. Плагиоклаз, как в граносиенит-, так и в гранит-порфрах, представлен кислым анде- зитом.

Аццессорные минералы всех этих пород представлены магнети- том, ильменитом, цирконом, реже апатитом, сфеном, ортитом. Ин- тенсивным вторичным изменением подвержен плагиоклаз, часто также амфибол. Калиевый полевой шпат имеет обычно свежий облик.

Щелочные граниты состоят из альбитизированного микроклина (55-70%), кварца (30-40%) и темноцветных минералов — обыкновен- ной роговой обманки (0-5%), редко биотита и эгирин-авгита. Почти всегда обыкновенная роговая обманка, окрашенная в зеленый цвет, замещается галубым или синим гастингситом. Аццессорные минералы — магнетит, ильменит и циркон, отдельные зерна ортита, изредка ана- тит и сфен, причем содержание магнетита иногда достигает 7-8%. В искусственных шлихах установлен фергисонит.

Ряд химических анализов пород описываемого комплекса свиде- тельствует, что характерными чертами их состава являются высокое содержание щелочей и в большинстве случаев пересыщенность крем- некислотой. Количество щелочей возрастает от ранних интрузивных фаз к поздним и щелочные граниты последней фазы пересыщены ими,

тогда как содержание СаО в них резко падает. Породы этой фазы принадлежат к апаитовому типу, в отличие от пород более ранних фаз, являющихся миваскитовыми.

Жильные образования комплекса крайне немногочисленны. Это отдельные малоомощные (сантиметры и десятки сантиметров) жилки сиенит-, граносиенит- и гранит-порфиров, мелкозернистых мелано- кразовых сиенитов и олигоклазитов. Порфиры отличаются от подоб- ных пород массива очень тонкозернистой структурой, а иногда так- же сферолитовой или крустификационной микроструктурами основной массы.

В породах описываемого комплекса проявлен натриевый метасо- матов, наиболее интенсивный в кварцевых сиенитах и особенно в щелочных гранитах последней фазы. Полевые шпаты в них замещаются на 60-80% альбитом. Вместе с альбитизацией происходит замещение обыкновенной роговой обманки гастингситом. Таково же, по всей вероятности, происхождение эгирин-авгита (Руденко, 1962ф). В грав- носиенитах и щелочных гранитах часто наблюдается вкрапленность флюорита.

С породами комплекса связаны, по-видимому, диопсид-тремоли- товые, диопсид-кальцитовые и другие, близкие к ним породы, в со- став которых входят также волластонит, светлые слюды и кварц. Эти породы залегает в граносиенитах, граносиенит- и гранит-пор- фирах (хр. Желтулинский Становик), в древних гнейсо-гранитах (до- лина р. Зимовичи) и отсутствуют лишь в щелочных гранитах. Они об- разуют живообразные тела, притурченные к тектоническим нарушениям. Тела эти во многих случаях вновь рассеяны нарушениями, параллель- ными их простиранию, прорваны молодыми (меловыми) дайками и име- ют обычно тектонические контакты с вмещающими породами. Протя- женность тел достигает 500-800 м и даже 1200 м, мощность измеря- ется метрами и десятками метров (максимальная известная мощность — 170 м).

Количественный минералогический состав этих пород изменяет- ся в очень широких пределах. По составу преобладающих минералов выделяются следующие основные типы этих пород (по степени их рас- пространенности): кварц-диопсид-слюдистые, диопсидовые, tremolit- диопсидовые и диопсид-тремолитовые, tremolitовые, диопсид-каль- цитовые и кальцитовые. Нередко в них присутствует, кроме того, флюорит, а иногда молибденит. Породы отличаются сложными струк- турными соотношениями слагающих их минералов — бластическими, симплектитовыми и реакционными.

Присутствующие в большинстве пород слюды представлены лепи- долитом и, возможно, другими литиевыми разновидностями. Диопсид и тре-

может также часто содержать литий (десять доли процента). Все минералы этих пород, за исключением флюорита, имеют необычную белую окраску.

Признаки замещения диопсида тремолитом, случаи развития слюды по трещинам силикатов, прожилки ее среди диопсидовых и тремолитовых пород, замещение диопсида и тремолита карбонатом и кварцем - эти, и другие наблюдения говорят о сложном, многоэтапном образовании описываемых пород. В контактах этих пород наблюдались изредка кварц-диопсид-плаггиоклазовые, кварц-тремолит-плаггиоклазовые и кварц-диопсид-микроклиновые породы с гранобластовой структурой; близ существованию карбонатных тел наблюдалась карбонатизация вмещающих пород. Образование этих пород связано, по всей вероятности, с внедрением пород последней фазы описываемого комплекса. Наличие указанных переходных разновидностей и взаимоотношения отдельных минералов указывают на большую роль метасоматических процессов в образовании этих пород.

Щелочные гранитоиды описываемого комплекса прорывают граниты и гранодиориты юрского возраста; а граносиениты метаморфизуют юрские (?) осадочные породы (Руденко, 1962ф). Г.И. Степановым на площади листа N-51-XV установлено прорывание аналогичными породами осадочной толщи, в которой была найдена пыльца верхнеюрского возраста (Степанов, 1961ф).

С другой стороны, щелочные гранитоиды перекрыты эффузивными породами нижнего мела и прорваны связанными с ними субвулканическими дайками кварцевых порфиров и дайками раннемелового интрузивного комплекса (Руденко, 1962ф). Это позволяет считать, что внедрение щелочных гранитоидов происходило в конце юрского или на границе юрского и мелового периодов.

Абсолютный возраст пород описываемого комплекса определен следующими цифрами: 131 млн. лет (Руденко, 1962ф; кварцевый сиенит); 142 млн. лет (Руденко, 1962ф; щелочной гранит); 145 млн. лет (Милай, 1960ф; олигоклазовый сиенит); 150 млн. лет (Милай, 1960ф; кварцевый сиенит). Эти определения указывают на позднелитийский возраст интрузий и не противоречат геологическим данным о их возрасте.

С комплексом щелочных гранитоидов связан целый ряд полезных ископаемых: литий, ниобий, редкие земли иттриевой группы, торий, уран и молибден.

Комплекс мелко- и среднелитийных лейкократовых гранитов (I₃J)

Этот комплекс включает мелко- и среднелитийные лейкократовые, реже мезократовые граниты. Они слагают небольшие удлиненные тела на водоразделах рек Маршигири и Игама, Игама и Геткан, в бассейне р. В. Амунакты, к северу от горы Лукинды, на горе Олонгро и на склонах хр. Джелтулинского Становика. В отличие от массивов описанного выше комплекса лейкократовых гранитов эти интрузивы обнаруживают приуроченность к крупным зонам разломов - Тукурингской зоне и зоне Джелтулинского Становика.

Описываемые граниты представляют собой желтые, розовые или розовато-серые породы с массивной текстурой. Они имеют гранитовую структуру; в состав их входят плаггиоклаз (олигоклаз) - 20-40%, калиевый полевой шпат до 40%; а в плаггиогранитных разновидностях - 5-10%, кварц - около 30% и биотит (от 2-3 до 5, редко 8%). Акцессорные минералы: циркон, сфен, апатит и рудный. Вторичные изменения - пелитизация полевых шпатов, реже также серитизация плаггиоклаза - выражены в незначительной степени.

По своему химизму, судя по немногим имеющимся анализам, эти граниты отличаются от лейкократовых гранитов более древнего интрузивного комплекса лишь повышенной железистостью феррических составных частей, а от гранитов поздней фазы комплекса щелочных гранитоидов - пересыщенностью глиноземом и меньшим содержанием щелочей.

Жильные образования комплекса представлены многочисленными маломощными (доли метра) дайками и жилами аплитов, аплитовидных и пегматитовых гранитов и пегматитов (р₃J). Пегматиты имеют кварцево-полевовшпатовый состав, реже в них присутствует мусковит. По всей вероятности, к этому комплексу принадлежит часть пегматитовых жил, содержащих минералы редких земель (Махинин, 1961ф; Печинский, 1962ф).

А.И. Исаковой в бассейне р. Игама описаны прожилки олигоклазовых сиенитов в среднелитийных лейкократовых гранитах, но здесь же наблюдались и обратные взаимоотношения - секущий контакт мелководных лейкократовых гранитов с этими сиенитами и жили пегматита в последних в экзоконтакте этих гранитов (Исакова, 1961ф). Д.Г. Руденко (1962ф) склоняется к выводу о более молодом возрасте лейкократовых гранитов, указывая на широкое распространение прожилков и жил этих гранитов и пегматитов в щелочных гранитоидах и незначительную степень дробления лейкократовых гранитов при

интенсивном катаклазе и милонитизации щелочных гранитоидов в тектоническом контакте этих пород.

Совокупность наблюдений над взаимоотношениями интрузий, которые различия в структурах и вещественном составе двух групп преимущественно лейкократовых гранитов и их различное структурное положение побуждает рассматривать эти группы как самостоятельные интрузивные комплексы, разделенные во времени интрузией щелочных гранитоидов.

Верхняя возрастная граница описываемого комплекса определяется нахождением гальки лейкократовых гранитов в туфоаккумуляторах нижнемеловой вулканогенной толщи (Иванов, 1960ф; Руденко, 1962ф) и прорыванием их раннемеловыми гранитоидами. Эти данные позволяют относить рассматриваемые породы к позднеюрским образованиям. Имеющиеся определения абсолютного возраста указывают на несколько более поздний возраст — начало мелового периода: 138 млн. лет (Исакова, 1961ф) и 123 млн. лет (Руденко, 1962ф).

РАННЕМЕЛОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Комплекс близповерхностных интрузий различного состава. В состав комплекса входят разнообразные породы основного, среднего и умеренно кислого состава, принадлежащие к четырем интрузивным фазам. Основными чертами этого комплекса являются близкповерхностный характер интрузии и часто высокое содержание щелочей.

Габбро, габбро-диориты и диориты ($\gamma\delta\text{Cr}_1$). Породы этой фазы известны лишь в юго-западной части района, где они слатают два небольших тела, вытянутые в субширотном направлении параллельно зоне разломов Желтулинского Становика.

Внешне это мелко- или среднезернистые породы темной окраски, часто с необычными розовым, сиреневым или лиловым оттенком. Они состоят из зонального плагиоклаза (от лабрадора до андезита) — 45-60%, моноклинового пироксена (титан-авгита), количество которых достигает 25% в габбро и уменьшается до отдельных зерен в диоритах, обыкновенной роговой обманки, замещающей пироксен, (15-25%) и биотита (5-25%). Часто присутствует кварц (до 10%), иногда также калиевый полевой шпат (первые %). Акцессорные минералы: магнетит и апатит, иногда также сфен и циркон. Среди габбро и диоритов встречаются более лейкократовые породы, содержащие калиевый полевой шпат и отвечающие по своему составу сиенит-диориту. Они представляют собой, предположительно, фациальную разновид-

ность. Жильная серия представлена дайками тех же габбро и диоритов.

Биотит-роговообманковые гранодиориты ($\gamma_1\text{Cr}_1$) и граниты ($\gamma\delta_1\text{Cr}_1$). Гранодиориты и в подчиненном количестве граниты этой фазы встречаются в верховьях рек Итама и Джалу и в долине р. Джелтулы, а граниты — в верховьях этой реки^{х/}. Массивы их слабо вытянуты в восток-северо-восточном направлении или имеют изометричные очертания (р. Джалу). Первичные структуры течения (ориентировка шпиров, реке трахитоидность) в массиве р. Итама имеют выдержанное северо-восточное простирание и крутое — северо-западное падение, несколько выполаживающееся у южной границы массива. Северный контакт массива имеет такое же крутое залегание.

Гранодиориты обладают равнозернистой структурой, граниты обычно слабо порфировидны. Микроструктура их гранитовая, иногда призматически-зернистая в гранодиоритах или аллотриоморфно-зернистая в гранитах. Минералогический состав гранодиоритов: плагиоклаз (олигоклаз или олигоклаз-андезин) — 30-60%, калиевый полевой шпат — от 5 до 30%, кварц (10-20%), биотит (10-20%) и обыкновенная роговая обманка (5-10%). В гранитах плагиоклаз также большей частью преобладает над калиевым полевым шпатом. Количество темноцветных минералов в них составляет около 5%. Плагиоклаз нередко зонален, но зональность выражена гораздо слабее, чем в породах предшествующей фазы. В массиве верховьев р. Джелтулы вместе с гранитами встречаются граносиениты, содержащие до 50-55% калиевого полевого шпата и около 15% кварца. Темноцветные минералы представлены биотитом и в незначительном количестве амфиболом.

Акцессорные минералы во всех этих породах представлены сфером и рудными минералами. Реже встречаются апатит, циркон и ортит. Плагиоклаз порой интенсивно, но очень неравномерно серицитизирован, в меньшей мере сосеритизирован. Калиевый полевой шпат не литизирован в различной степени. Темноцветные минералы почти не претерпели вторичных изменений. Жильные породы этой фазы представлены аплитами, аплитовидными гранитами и граносиенитами.

Гранодиорит-порфирит ($\gamma\delta\text{Cr}_1$), порфировидные гранодиориты ($\gamma\delta_2\text{Cr}_1$) и гранит-порфирит ($\gamma\delta\text{Cr}_1$). Породы этой фазы слатают

^{х/} Эти породы впервые были закартированы Т.А. Милаем (1959ф, 1960ф) как юрские. Основанием для отнесения их к раннему мелу служили данные, полученные позднее на площади листа М-51-ХУ1 (Пелемский, 1961ф).

несколько небольших удлиненных массивов в южной части территории листа. В верховьях рек Б. и М. Ольдой эти массивы, как и интрузивы ранних фаз, вытянуты в субширотном направлении, а на левобережье р. Б. Ольдой имеет северо-восточное простирание. Порфировидные породы слагают красные части массивов, а также мелкие тела и дайки.

Порфировидная и порфировая структуры служат характерными чертами этих пород. Нередки гранодиорит-порфиры с очень крупными (до 6-8 см) фенокристами полевого шпата. Основная масса этих пород имеет гипидиоморфнозернистую, аллотриоморфнозернистую или призматически-зернистую микроструктуру; иногда наблюдаются микропегматитовые участки.

Гранодиориты и гранодиорит-порфиры состоят из плагиоклаза (олигоклаза или олигоклаз-андезина) (35-50%), калиевого полевого шпата (от 10 до 30%), кварца (15-20%), обыкновенной роговой обманки (10-20%) и биотита (5-10%). В гранодиоритах иногда встречаются авгит в количестве нескольких процентов.

Гранит-порфиры содержат 40-55% калиевого полевого шпата, 15-25% плагиоклаза (олигоклаза или олигоклаз-альбита), 30-35% кварца и 2-5% биотита. Диоритовые порфиры сложены кислым андезитом, авгитом, обыкновенной роговой обманкой, биотитом и в небольшом количестве - кварцем. Содержание темноцветных минералов составляет около 20%. Плагиоклаз всех пород характеризуется отчетливой зональной структурой. В гранит-порфирах наблюдаются оплавленные фенокристаллы кварца.

Аццессорные минералы описанных пород представлены рудными минералами, апатитом, сфеном, цирконом, реже ортитом. Вторичные изменения носят обычный характер, но проявлены очень неравномерно. В интрузиве р. Амунакит наблюдается также карбонатизация.

Жильные образования представлены порфировыми породами такого же состава, как и породы массивов.

Дейкообразные, иногда перматитовидные граниты (13 ст_1). Наибольшие тела этих гранитов образуют две цепочки субширотного простирания, одна из которых протягивается вдоль северного края зоны разломов хр. Джелтулинского Становика, а вторая лежит в бассейнах рек Олонго и Джелтулы. Отдельные массивы этих гранитов встречаются в других местах.

Характерной чертой внешнего облика этих пород является их неравномерное сложение, наблюдающееся часто в одном штуде. Граниты обладают неравномернотекстурированной или порфировидной аplitовой, гранулитовой, микропегматитовой, редко гранитовой микроструктурой.

рой. Минералогический состав их (в %): плагиоклаз (олигоклаз-альбит) - 30-35, калиевый полевой шпат - 30-40, кварц - около 30, биотит - 1-2. Иногда граниты переходят в гранит-порфиры (гора Сабигит). Аццессорные минералы: апатит, ортит и рудный минерал. Вторичные изменения незначительны.

Жильные образования представлены этими же породами и кварцевыми жилами.

С лейкократовыми гранитами связаны рудопроявления молибдена.

Внутри описываемого комплекса установлены интрузивные взаимоотношения между породами первой и третьей фаз и между гранитоидами второй и четвертой фаз (Руденко, 1962ф).

Породы второй, третьей и четвертой фаз этого комплекса проявляют нижнемеловую вулканогенную толщу (Руденко, 1962ф; Пежемский, 1962ф). Для габброидов установлен лишь более молодой возраст по отношению к щелочным гранитоидам. Верхняя возрастная граница комплекса неизвестна из-за отсутствия более молодых образований.

Абсолютный возраст гранодиорит-порфира, определенный калий-аргоновым методом, колеблется от 109-115 до 140 млн. лет, что указывает на раннемеловой возраст комплекса.

К этому же интрузивному комплексу принадлежат многочисленные дайки сплессартитов (8 ст_1), диоритовых порфиров (8 ст_1), диабазов (9 ст_1), гранодиорит-порфиров (13 ст_1) и гранит-порфиров (1 ст_1), которые образуют дайковые пояса, приуроченные к разрывным структурам. Наиболее крупный дайковый пояс протягивается в северо-западном направлении вдоль зоны разломов, расположенной в долине кл. Топазовского и в верховьях р. Амунакита. Дайки ориентированы здесь под углом к зоне разломов, будучи связаны, вероятно, с оперяющими ее трещинами. Еще один дайковый пояс расположен в западной части хр. Джелтулинского Становика, а поле даек такого же состава - на левобережье р. Геткан в ее верховьях.

Регрессивно метаморфизованные породы

На территории листа N-51-X широко проявлены процессы регрессивного метаморфизма, затрагивающие породы различных возрастных групп. Наиболее древний регрессивный метаморфизм амфиболовой фации проявлен в архейских породах тектонических глыб в связи с раннепротерозойской складчатостью и внедрением древнеэпидеидных гранитоидов. При этом архейские пироксеновые и амфибол-

пироксеновые гнейсы превращены в амфиболиты и биотитовые гнейсы. Эти породы обладают апогранобластовыми структурами, в меланократовых зонах, преимущественно амфиболитах, наблюдаются пойкилобластовая или ситовидная структуры — зерна плагиоклаза, включенные в крупные кристаллы роговой обманки. В некоторых случаях, особенно в биотитовых гнейсах, наблюдаются микрогранобластовые структуры, являющиеся, вероятно, бластокластическими.

Диафторированные гнейсы состоят из первичных минералов или их реликтов и новообразованных: роговой обманки, биотита, эпидота, кварца, а также рудного минерала. Плагиоклаз в этих породах представлен андезин-олигоклазом, олигоклазом и даже альбит-олигоклазом. Изменение состава сопровождается интенсивным развитием по плагиоклазу серицита и эпидота, а в породах с наиболее основным плагиоклазом — только последнего. Наблюдающиеся иногда микрографические соотношения эпидота и плагиоклаза по краям крупных зерен последнего свидетельствуют о частичной перекристаллизации плагиоклаза, происшедшей одновременно с его деаортитизацией. Новообразованная роговая обманка диафторированных пород окрашена в зеленый, синевато- или голубовато-зеленый цвет. В первом случае она походит на зеленую роговую обманку неизмененных амфиболитовых гнейсов, но в отличие от последней, обнаруживает отчетливо выраженные реакционные взаимоотношения с пироксенами. Что касается синевато-зеленой роговой обманки, то она прекрасно отличается своей окраской и свойственным ей часто шестоватым обликом зерен. Биотит окрашен в зеленовато-бурый цвет. Иногда он развивается по зеленой роговой обманке.

Гранулиты в результате процессов диафтореза превращаются в гранато-биотитовые и далее в биотитовые или мусковит-биотитовые гнейсы. Эти породы в отличие от биотитовых гнейсов, возникших за счет пород нижней подспины, характеризуются такситовой текстурой, обусловленнойglomerобластовыми псевдоморфозами биотита по гранату.

Структура этих пород гранобластовая и лепидогранобластовая, нередко также с признаками бластокластической, причем наиболее чувствительными к дроблению оказываются кристаллы граната. Новообразованными минералами этих пород являются зеленовато-бурый биотит (по гранату и коричневому биотиту), мусковит, иногда также синевато-зеленая роговая обманка, замещающая гиперстен.

Минеральные ассоциации вмещающих пород характеризуют амфиболитовую фацию метаморфизма, свойственную породам протерозойских метаморфических толщ.

В Тукурингской зоне глубинных разломов очень широко развиты процессы диафтореза эпидот-амфиболитовой фации и фации зеленых сланцев. Диафториты эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма наблюдались близ разлома, который ограничивает с юга Уркиминскую тектоническую глыбу, на левобережье р. Геттан, в верхнем течении р. Б. Одолго и других местах. Эти породы обладают бластокластической или апогранобластовой структурой и сланцевой текстурой. Минеральные преобразования в них заключаются в замещении обыкновенной роговой обманки актинолитом, биотитом и эпидотом, биотитомусковитом или эпидотом, часто вместе с магнетитом, деаортитизацией плагиоклаза с образованием по нему эпидота и серицита. Минеральные ассоциации, свойственные этим породам: плагиоклаз-актинолит-эпидот-кварц, плагиоклаз-биотит-эпидот, калиевый полевой шпат — кварц, плагиоклаз-биотит-мусковит-эпидот-кварц. Вместе с тем, наблюдаются ассоциации, общие для эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций: плагиоклаз-биотит-эпидот-кварц, плагиоклаз-биотит-мусковит (калиевый полевой шпат) — кварц и т.п.

Для диафторированных пород фации зеленых сланцев также весьма характерна сланцеватость, которая часто подчеркивается параллельными полосками зерен новообразованного кварца. Это породы с бластокластической или бластомилонитовой структурами, namного реже встречаются апогранобластовые структуры. В состав их, наряду с актинолитом, эпидотом, мусковитом и кварцем, входят серицит, хлорит, альбит и нередко карбонат. Характерными минеральными ассоциациями их являются следующие: актинолит-эпидот-хлорит-альбит (кварц), эпидот-хлорит-серицит-альбит-кварц, эпидот-серицит-альбит — кварц, хлорит-серицит — (альбит) — кварц.

С процессами диафтореза, вероятно, связаны явления мусковитизации и окварцевания пород. Они не обнаруживают связи с какими-либо интрузивными образованиями, но отчетливо приурочены к дизъюнктивным структурам. Наиболее интенсивно мусковитизация проявлена в бассейнах рек Одолго, Амунакан и Глубокий, где среди диафторированных метаморфических пород развиты кварцево-мусковитовые сланцы, иногда золотоносные. Здесь невозможно разграничить образование мусковита в результате регрессивного метаморфизма и гидротермальную мусковитизацию, но развитие мусковита по пересекшимся трещинкам в гнейсах, интенсивная мусковитизация гранитов, обогащенность мусковитовых пород кварцем и существование кварцевых жил с крупными (1-2 см в поперечнике) чешуйками мусковита указывают на проявление последнего процесса (гидротермальной

мусковитизации). В других местах наблюдалась мусковитизация, как в рассланцованных (кп. Горелый), так и в массивных гранитах (р. Амунакит). Этот процесс заключается в замещении мусковитом плагиоклаза породы и проявлении вторичного кварца.

Приуроченность мусковитизированных пород к тем же тектоническим нарушениям, с которыми связаны низкотемпературный (мезозойский) диафторез и внедрение меловых интрузивных пород, указывает на молодость, мезозойский возраст процессов мусковитизации. Об этом же говорят определения абсолютного возраста мусковитизированного гранита — 125 млн. лет (р. Амунакит) и кварцево-мусковитового сланца — 135 млн. лет (р. Одолго).

ТЕКТОНИКА

Территория листа N-51-X расположена в пределах раннепротерозойской складчатой области хр. Станового. Северная половина закартированной территории сложена главным образом архейскими и раннепротерозойскими метаморфическими и интрузивными породами. В южной половине ее нижнепротерозойские метаморфические породы отсутствуют. Южнее, на площади листа N-51-XVI, они представлены гнейсами иной, усть-гилейской серии, которая отличается от илканской серии по составу пород, характеру складчатости и, вероятно, по своему возрасту (Рассказов, 1961). Н. Г. Судовиков и А. Н. Неелов, изучавшие нижнепротерозойские (по их представлениям — верхнеархейские) метаморфические толщи прилегающей территории, разделяют их на те же две серии, которые они именуют становой и урканской. Эти серии принадлежат к различным формационным типам и развиты в различных — внешнем и внутреннем — поясах зоны раннепротерозойской складчатости (Судовиков и Неелов, 1960). Еще одним важным отличием южной половины площади листа служит широкое развитие палеозойских и особенно мезозойских интрузий, почти полностью отсутствующих на севере.

Все это позволяет утверждать, что северная и южная части территории листа N-51-X принадлежат к различным структурно-формационным зонам. Гранитной между ними служит Тукурингская зона глубинных разломов (Тукурингский глубинный разлом, по Л. И. Кранскому, 1959).

Складчатые структуры района сколько-нибудь определенно устанавливаются только в докембрийских толщах. Архейские породы на территории листа N-51-X слагают три тектонические глыбы среди протерозойских метаморфических и интрузивных пород — Верхне-Дар-

бинскую, большая часть которой находится за рамками листа, Уркиминскую и Гетканскую. С нижнепротерозойскими метаморфическими толщами глыбы контактируют по тектоническим нарушениям, а с древне-неостановыми интрузивными имеет тектонические или интрузивные контакты.

Архейские метаморфические породы, слагающие глыбы, собраны в крупные простые складки. В Верхне-Дарбинской глыбе они образуют широкую синклиналь, имеющую северо-западное простирание и много погружается в том же направлении (Кислякова, 1961б). В пределах описываемого листа располагается лишь юго-западное крыло этой синклинали. Углы падения в крыле изменяются от 35 до 90°, что указывает, вероятно, на осложняющие эту структуру складки более высоких порядков.

Гетканская глыба расположена к югу от Верхне-Дарбинской и отделена от нее крупным массивом древнеостановых гранитоидов. Можно предположить, что она представляла собой часть Верхне-Дарбинской глыбы; об этом говорит остаток архейских пород в бассейне р. Амунакит между этими глыбами. Строение Гетканской глыбы неизвестно.

В Уркиминской глыбе архейские породы имеют моноклинальное залегание с меридиональным простиранием и восточным падением slopes под углами от 40 до 80°. Таким образом, структуры архей Уркиминской глыбы располагаются почти под прямым углом к структурам нижнепротерозойских толщ.

Нижнепротерозойские метаморфические толщи рассеяны многочисленными тектоническими нарушениями Тукурингской зоны глубинных разломов, но в отдельных блоках можно все же установить части сложной ими крупной простой синклинали. Она простирается в запад-северо-западном направлении и лишь у западной границы листа, на хр. Чернышева намечается поворот ее осевой линии к западу-юго-западу. Ширина синклинали, насколько можно судить по отдельным блокам, составляет около 20 км. Шарнир ее испытывает погружение в центральной части территории листа и вздымается к востоку и западу. Северное крыло синклинали и частично ее ядро прорваны крупным массивом раннепротерозойских древнеостановых гранитоидов, причем в ядре синклинали гранитоиды слагают ее наиболее погруженную часть. Гнейсовидность древнеостановых гранитоидов повторяет в общих чертах синклинальную структуру метаморфических толщ. Углы падения слоев на крыльях синклинали составляют обычно 40-70°. В ядре синклинали залегает породы унахинской и урканской свит, в южном крыле — гнейсы чимчанской и джигдалинской свит.

К югу от этой синклинали располагается сопряженная с ней

антиклиналь, лишь небольшая часть которой сохранилась. Ее осевая линия проходит по западной части хр. Чернышева (водораздел р. Б.Одолго и кл. Нижинского) и долине р. Б.Ольдой в его истоках. К югу от этой линии наблюдаются южные падения слоев под углами 50-70°.

В южном крыле описанной синклинали, в бассейне р. Одолго располагается складка второго порядка шириной около 4 км. Она также погружается к восток-юго-востоку. Углы падения слоев на ее крыльях - 20-40°.

Колебания величины углов падения слоев в описанных структурах говорят о наличии складок более высоких порядков. Отдельные, нередко асимметричные мелкие складки шириной в несколько метров наблюдаются в обнажениях в долине р. Одолго.

Раннепротерозойским диастрофизмом обусловлен региональный метаморфизм амфиболитовой фации, присущий нижепротерозойским гнейсам и кристаллическим сланцам, и регрессивный метаморфизм той же амфиболитовой фации, проявленный в архейских породах. Метаморфизм этого типа проявлен регионально, хотя и неравномерно. В наиболее крупной Верхне-Дарьинской глыбе он проявлен наименее интенсивно; в Гетманской и Уркиминской глыбах, которые имеют наибольшие размеры, диафторез проявлен более сильно - диафторизованные породы здесь преобладают над неизмененными. В последней из этих глыб наиболее полно преобразованные участки располагаются в северо-восточной части, близ контакта с внутренними частями массива древнестановых гранитоидов.

Пироксеновые и амфибол-пироксеновые гнейсы нижней подсвиты зверевской свиты в результате процессов диафтореза превращены в амфиболовые и биотитовые гнейсы, иногда лишь с реликтами первичных минералов, а гранулиты - в гранато-биотитовые и далее в биотитовые или мусковит-биотитовые гнейсы. Эти породы, в отличие от биотитовых гнейсов, возникших за счет пород нижней подсвиты, характеризуются такситовой структурой, обусловленной гломеробластозными псевдоморфозами биотита по гранату.

Таким образом, диафторизованным породам свойственны иные минеральные ассоциации: плагиоклаз (андезит-олигоклаз и олигоклаз) - синевато-зеленая роговая обманка - биотит (кварц), плагиоклаз-биотит-мусковит - (кальциевый полевой шпат) - кварц. Эти ассоциации характеризуют амфиболитовую фацию метаморфизма, свойственную породам протерозойских метаморфических толщ. Зависимость интенсивности регрессивного метаморфизма этой фации от размеров глыб и близости крупных массивов протерозойских гранитоидов, диафторез ксенолитов архейских пород в этих гранитоидах, наложенная слан-

цеватость, особенно отчетливая в Уркиминской глыбе, где она состоит из полосчатости архейских толщ и параллельна структурам нижепротерозой - все это указывает на связь диафтореза архейских пород в тектонических глыбах со складчатостью протерозойских толщ.

Синийские (?) отложения смиты в крутые складки субширотного простирания с углами падения слоев от 40 до 90°. В более крупном из двух сложенных ими узких тектонических блоков сохранилось крыло такой складки, падающее к северу; в маленьком блоке в истоках р. Гетман наблюдаются как северные, так и южные падения.

Сведения о структуре юрских отложений, слогающих останец кровли массива субщелочных пород на вершине хребта Желтулинско-го Становика отсутствуют. Нижнеловая вулканогенная толща пологая (с углами не более 20°) залегает на подстилающих геологических образованиях. Пологие (15°) падения слоев наблюдались в обнажениях этих пород несколько южнее, на территории листа N-51-XVI (Иванов, 1961б).

Дизъюнктивные структуры представляют собой чрезвычайно важный элемент тектонического строения территории листа N-51-X. Основным типом их являются крупные зоны разломов, которые имеют субширотное простирание, совпадающее в целом с генеральным простиранием структур региона. Наиболее крупная из этих зон - Тукуринская зона глубинных разломов, проходящая в запад-северо-западном направлении вдоль хр. Чернышева. Она служит западным продолжением Тукурингского глубинного разлома (Л.И. Красный, 1959г.). Судя по имеющимся геофизическим данным (Сусленников и др., 1959), эта зона продолжается и далее к западу, в Восточное Забайкалье, меняя свое простирание на запад-юго-западное. Таким образом, Тукурингская зона разломов представляет собой региональную дизъюнктивную структуру, протяженность которой измеряется сотнями километров.

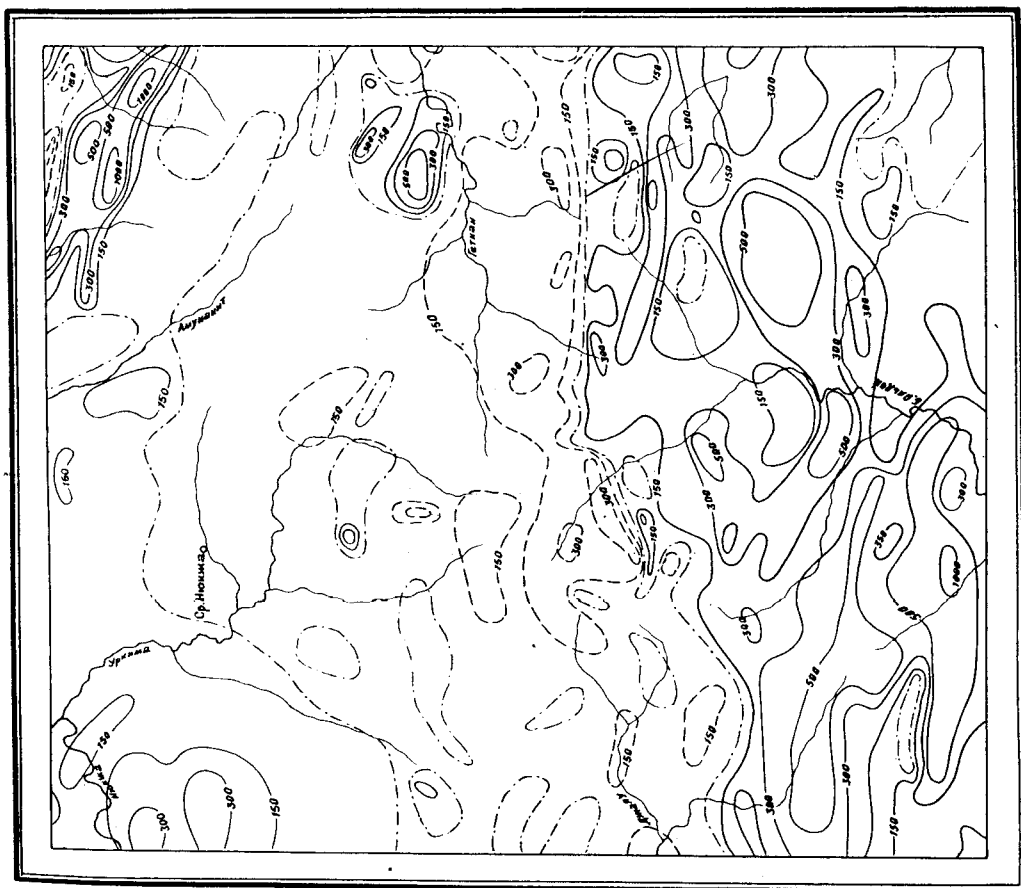
Как уже было указано, Тукурингская зона глубинных разломов разделяет территории с существенно различным геологическим строением, что хорошо видно на геологической карте. Это различие поля лучше свое выражение в характере аномального магнитного поля (см. рисунок): для южной половины листа N-51-X характерно неоднородное положительное магнитное поле, а для северной - более однородное поле с отрицательными значениями ΔT . Такое различие в знаке и характере магнитного поля обусловлено, можно думать, различием в возрасте геологических образований, слогающих эти участки (Мастюлин и др., 1960). Граница между этими магнитными полями на восточной части листа соответствует южной границе зоны разло-

мов. В западной его части, в бассейне р. Джелтулы она отклоняется к югу от видимой полосы катаклазированных и диафторированных пород, отмечая положение "скрытого" разлома. К Тукурингской зоне разломов, в том числе и к "скрытой" его ветви приурочены интрузии основного, кислого и субщелочного состава.

Значительная протяженность этой зоны, ее шовный характер, длительная — от протерозойской эры до четвертичного периода — история развития и приуроченность к ней интрузий основных и ультраосновных пород свидетельствуют о том, что она относится к глубинным, неоднократно подновлявшимся разломам.

Тукурингская зона разломов состоит из нескольких (четыре-шесть) крупных разломов, которые сопровождаются зонами расщепления и диафтореза. Интенсивное проявление этих процессов часто маскирует основные линии разломов, если они залегают в односторонних геологических образованиях. Поверхности разломов имеют крутое залегание, на что указывает их прямолинейность или слабое перегибы в плане и крутые ($65-80^\circ$) углы падения сланцеватости диафторитов (верховья р. Б. Ольдой, истоки р. Б. Одолго и др.). Лишь на левобережье р. Б. Одолго и в истоках р. Амунакана кварцево-мусковитовые сланцы тектонического происхождения залегают под углами $25-30^\circ$. Вертикальные смещения по разломам измеряются сотнями метров и, возможно, километрами. Амплитуда смещения по разлому, который ограничивает с юга Уркиминскую тектоническую глыбу, составляет не менее 2,5 км. Амплитуды горизонтальных смещений в большинстве случаев невелики. Мощности зон диафтореза изменяются от 200-300 м до 4 и даже 5 км (верховья р. Б. Ольдой и некоторые другие участки). Процессы регрессивного дислокационного метаморфизма (диафтореза) тесно связаны с катаклазом, милонитизацией и расщеплением пород и проявлены в равной мере как в гнейсах, так и изверженных породах. Различие заключается лишь в меньшей степени расщепления последних. На связь с катаклазом указывают пересечение первичной полосчатости сланцеватости в диафторированных породах (левый берег р. Б. Ольдой близ устья р. В. Амунакты) и многочисленные реликты катакластических структур в диафторитах.

Диафторированные породы принадлежат к различным фациям метаморфизма. Наиболее высокотемпературными образованиями являются встреченные только в долинах кучей Медвежьего и Берикана (бассейн р. Одолго) кварц-мусковитовые сланцы с графитом, гранатом, дистеном и ставролитом. Такая ассоциация минералов позволяет предположить, что эти породы образовались в условиях регрессивного метаморфизма (Скатынский, 1961б). Более широко распространены диафторированные породы эпидот-амфиболитовой фации и фации зеле-



Карта аномального магнитного поля территории листа М-51-Х

По В. В. Сусленикову и др., 1959г.

Изолинии значений ΔT : 1 - положительных; 2 - отрицательных; 3 - нулевых

ские осадочные породы, отлагавшиеся, по всей вероятности, в приразломной депрессии и нижнемеловые вулканогенные образования.

Отдельные субширотные разломы, входящие в состав зоны, имеют круговое залегание, на что указывают круглые (65-80°) углы падения сланцеватости бластокатаклазитов (правый берег р.Зимовичи) и катаклазитов (р.Б.Ольдой близ устья р.Олонгро, бассейна р.Орольдян и др.). При этом преобладают северные азимуты падения сланцеватости. По характеру смещений эти разломы являются, по-видимому, сбросами или взбросами. Амплитуда смещений не определена, но измеряется, безусловно, сотнями метров: по разломам соприкасаются на значительном протяжении различные геологические образования.

Ширина зон бластокатаклазитов от 300-400 м до 2 км (правый берег р.Б.Ольдой). Бластокатаклазиты образовались за счет протерозойских гранитоидов и, возможно, палеозойских габбро-диоритов (Руденко, 1962ff). Бластокатаклазиты (и бастомилониты) имеют состав, близкий к составу исходных пород, неравномерно-зернистую пластическую структуру, сланцеватую, полосчатую, часто очковую, иногда свилеватую текстуру. Одни из них не испытывают каких-либо минеральных превращений, в других развивается серицит.

Зоны катаклаза и милонитизации имеют различный возраст: одни из них секут протерозойские и юрские гранитоиды, породы ранних фаз комплекса сменитов и граносиенитов и прорваны породами его последней фазы, другие рассекают также раннемеловые геологические образования. Ширина этих зон колеблется от первых десятков до сотен метров, достигая иногда 1,5 км (верховья рек Орольдян и Ларга).

Северо-западные нарушения описываемой зоны пересекают субширотные разломы. Они имеют круговое падение и сопровождаются зонами катаклаза, ширина которых не превышает первых десятков метров. Горизонтальная составляющая смещений по этим нарушениям достигает 1-1,5 км, вертикальная составляющая неизвестна. К этим нарушениям приурочены большинство существенно кальциевые постмагматических пород комплекса щелочных гранитоидов, несущих литическое оруделение.

В нижнем течении р.Зимовичи от зоны разломов хр.Джелтулинского Становика отделяется сравнительно крупный разлом, который прослеживается в северо-западном и западном направлении в нижнее (в пределах территории листа N-51-X) течение р.Джелтулы. Параллельно ему располагается несколько второстепенных нарушений. Разлом сопровождается зоной катаклазитов неустановленной мощности, а в одном случае (долина р.Олонгро) также кварцево-серицитовыми сланцами. К этому разлому приурочен ряд мелких тел меловых лей-

ных сланцев.

Среди основных пород массива горы Дукинды процессы дислокационного метаморфизма приводят к образованию рассланцованных тальк-хлоритовых пород, слагающих узкие зоны вдоль тектонических нарушений. С процессами диафтореза связано, вероятно, и образование некоторых кварцево-мусковитовых сланцев, известных в верховьях рек Глубокий и Амунакан, в среднем течении р.Одолто, на водоразделе рек Онон и Тупкус и в некоторых других местах. О вторичном характере этих пород свидетельствуют непосредственно наблюдаемое во многих случаях развитие мусковита по биотитовым гнейсам и образование этих сланцев за счет гранитоидов в узких зонах катаклаза и рассланцевания. Однако эти породы несут также признаки гидротермального происхождения (см.гл. "Интрузивные образования").

Можно думать, что породы различных фаций метаморфизма имеют и различный возраст (Другова и Неелов, 1961). На территории листа N-51-X может быть определен более или менее убедительно лишь возраст диафтореза фации зеленых сланцев. Минеральные преобразования этой фации установлены в рассланцованных порфировидных гранитоидах, для которых наиболее вероятно юрский возраст (верховья р.Леткан и западная часть хр.Чернышева). С другой стороны, в юрских же мелочных гранитоидах наблюдается катаклаз, не сопровождающийся образованием низкотемпературных метаморфических минералов, а мелкозернистые лейкократовые граниты, также имеющие юрский возраст, прорывают диафторированные породы (устье р.В.Амунакан). Диафторез фации зеленых сланцев имеет, таким образом, юрский, точнее, позднеюрский возраст. Мусковитовые сланцы из устья р.М.Одолто (руднопроявление Одолто) имеют абсолютный возраст в 135 млн.лет, что соответствует геологическим данным.

Кроме описанной Тукурингской зоны, на территории листа N-51-X располагаются еще две крупные зоны разломов - Онон-Амунакитская зона на севере и зона Желтулинского Становика - на юге. Они являются ответвлениями Тукурингской зоны разломов, структурами второго порядка по отношению к ней.

Зона Желтулинского Становика проходит в широтном направлении вдоль хребта, носящего это название, по долине р.Зимовичи и верховьям р.Маршигири. Эта зона представляет собой совокупность субширотных разломов значительной протяженности и рассекающих их коротких диагональных и поперечных нарушений. Разломы сопровождаются зонами бластокатаклазитов и катаклазитов. Ширина зоны разломов - 4-6 км. К зоне разломов хр.Джелтулинского Становика приурочены интрузивные образования различного состава и возраста, пр-

рии листа. Прямолинейность их говорит о кругом залегании: амплитуды смещения по этим разломам незначительны и геологическое значение невелико.

История геологического развития района

Начало геологической истории территории листа N-51-X восходит к накоплению вулканогенно-осадочных и осадочных толщ эврейской свиты и архейскому тектогенезу, обусловившему их складчатость и метаморфизм. В раннепротерозойское время здесь возникла новая геосинклиналь, при заложении которой и произошло, по всей вероятности, раздробление архейских структур на отдельные глыбы. Упомянутое выше различие в типах формаций и характере складчатости между различными раннепротерозойскими сериями (Судзилов и Неелов, 1961 г.; Рассказов, 1961) позволяет предположить, что разграничивающая их Тукурингская зона глубинных разломов была заложена еще в раннепротерозойское время.

С раннепротерозойской складчатостью связаны метаморфизм и магматизация отложений иликанской серии и образование синоргенных древнестановых гранитоидов. Архейские породы в тектонических глыбах испытали при этом регрессивный метаморфизм той же амфиболитовой фации. Образование будинам - структур в раннепротерозойских гнейсах относится, по всей вероятности, к заключительным этапам раннепротерозойской складчатости (М.Д. Крылова, 1960г.). Можно предположить, что интенсивное проявление их на значительной площади связано с повышенной подвижностью той же Тукурингской зоны разломов: будинизированные породы распространены в ее пределах.

В послепротерозойское время дивергентные нарушения играли ведущую роль в геологическом развитии описываемой территории. С происходившими в синийское (?) время опусканиями Тукурингской зоны разломов связано формирование отложений этого возраста. Более поздние, палеозойские (?) интенсивные тектонические движения обусловили интрузии основных и ультраосновных пород. В это время, вероятно, оформилась граница между двумя тектоническими зонами в ее настоящем виде. Интрузией основных пород отмечены также первые из известных тектонических движений, которые привели к образованию Джелтулинский Становик. Последующие движения привели к образованию областей таклазитов по различным породам, в том числе и по палеозойским (?) габбро (Руденко, 1962г.). Вполне вероятно, однако, что формирование высокотемпературных диафторитов и бла-

кократовых гранитов и связанных с ними молибденовых рудопроявлений.

Онон-Амунakitская зона разломов проходит в северо-западном направлении по долине кл. Толзавского и верховьях р. Амунakit в верховьях р. Онон, где, в свою очередь, разделяется на две ветви. Несколько разрывных нарушений происходит близ юго-западной границы Гетканской губы, соединяя эту зону с Тукурингской зоной разломов. В пределах Онон-Амунakitской зоны разломов внутри массива древнестановых гранитоидов расположен необычный, длинный и узкий тектонический блок гнейсов. Вдоль разломов этой зоны также наблюдаются расщепление, регрессивный дислокационный метаморфизм гнейсов и гранитоидов и мусковитизации. Последняя особенно широко развита в долине р. Амунакты (Дарбинской) и на водоразделе рек Амунакты и Амунакита. С этой зоной разломов связано внедрение пологопадающего тела раннемеловых гранодиорит-порфиров на левобережье р. Амунакита и мощный пояс даек диоритовых порфиров и лампрофиров того же возраста. Обращает на себя внимание выдержанная ориентировка даек, расположенных под углом к зоне разломов.

Помимо описанных дивергентных структур субширотного простирания, на территории листа известны разрывные нарушения меридионального и северо-западного направлений, не обнаруживающие определенной связи с крупными зонами разломов. Меридиональные нарушения установлены на левобережье кл. Горелого, притока р. Амунакит на водоразделе кл. Горелого и р. Уркима, на правобережье р. Амунакит и Уркиминской тектонической глыбе и в долине р. Одолго. Эти зоны нарушения сопровождаются узкими (несколько метров) зонами катаклаза, расщепления и мусковитизации. Лишь в долине р. Одолго ширина полосы мусковитизированных пород достигает 500 м. В нарушениях кл. Горелого установлено пологое (25-30°) восточное падение сланцеватости кварцево-мусковитовых сланцев, что позволяет предположить надвиговый характер этих нарушений. В районе рудопоявления Одолго наземной магнитной съемкой установлена меридиональная положительная аномалия с интенсивностью до 1000 гам, совпадающая с рассматриваемым нарушением. Она прослеживается и в месте пересечения его с субширотным разломом, где кварцево-мусковитовые сланцы имеют широтное простирание. Несмотря на такое простирание сланцев, золотосодержащие участки в них совпадают с указанной меридиональной магнитной аномалией (Спицын, 1961г.). Возможно, меридиональные разломы играли важную роль в локализации золотого оруденения.

Несколько северо-западных сбросов, не входящих в состав крупных зон разломов, расположены близ северной границы террито-

стокактазмитов в различных зонах разломов происходило и в более раннее время: возраст их не установлен.

Условия формирования ранних юрских интрузий неясны. Можно лишь предположить, что они были связаны с субширотными дизъюнктивными структурами, в последствии "залеченными" и не обновлявшимися.

К юрскому периоду, вероятнее всего к его концу, относится начало следующего этапа интенсивных тектонических движений. Эти движения обусловили широкое проявление катаклаза, милонитизации и диафтореза фации зеленых сланцев в разных зонах разломов. Тогда же, можно думать, в зоне хр. Джелтулинский Становик и, вероятно, в Тукурингской зоне, возникли приразломные депрессии, где происходило отложение континентальных толщ. За этим последовало внедрение субэлювиальных пород и лейкократовых гранитов, причем в Тукурингской зоне разломов этими интрузиями была вновь использована южная ее "ветвь", хотя перед тем тектонические напряжения разрешились по другой, северной "ветви", отмеченной зоной катаклаза и диафтореза.

Имеется предположение о проявлении сдвиговых тектонических напряжений, обусловивших "приоткрывание" зон разломов при внедрении щелочных гранитоидов (Т.А. Милай, 1962г.). Возможно, этим напряжениям обязаны своим образованием короткие северо-западные нарушения в пределах зоны разломов хр. Джелтулинский Становик, которые возникли в конце периода становления этой интрузии и представляли собой трещины скалывания при сдвиге. С этими же напряжениями, можно предположить, стоит в связи и образование небольших надвигов (ил. Горелый, р. Одолго), имеющих восточное падение и образовавшихся в конце юрского или, возможно, в начале мелового времени.

В начале мелового периода в зоне Джелтулинского Становика и в Тукурингской зоне разломов произошло изменение эффузивов преимущественно кислого состава. Во второй из указанных зон сохранился только дайковый пояс кварцевых порфиров и фелъзит-порфиров на южном склоне горы Лукинды и на водоразделе рек Ср. Амгуны и Игама.

В раннем же мелу, после изгибания эффузивов, в верхнем Приамурье произошло изменение плана деформаций: проявились крупные тектонические нарушения северо-западного, значительно реже - северо-восточного простирания, диагональные по отношению к генеральному направлению структур региона. Эти нарушения во многих случаях не сопровождались сколько-нибудь заметными смещениями или катаклазом, но тем не менее играли ведущую роль в размещении

интрузий раннемелового комплекса. Этим объясняется существование массивов раннемеловых гранитоидов, вытянутых в северо-западном (левый берег р. Джелтулы) и северо-восточном (левобережье р. Б. Олдой) направлениях. Вместе с тем оставались активными и субширотные разломы и зоны разломов, о чем свидетельствуют полонитовые и очертания массивов раннемеловых интрузивных пород на их склонах хр. Джелтулинского Становика и приуроченность целого ряда мелких тел раннемеловых гранитоидов и связанных с ними рудопроизведений молибдена к субширотному разлому, проходящему от низовьев р. Зимовичи в долину р. Джелтулы.

Наиболее поздние тектонические движения проявились в кайнозойе и сыграли важную роль в формировании современного рельефа. Это поднятие по южной границе Тукурингской зоны разломов, создавшее хр. Чернышева, поднятие горста хр. Джелтулинского Становика и некоторые другие.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

На территории листа М-51-X выделяются две генетических категорий рельефа: эрозионно-тектонический и эрозийно-аккумулятивный.

Эрозионно-тектонический рельеф

В состав этой категории входят следующие типы рельефа.

Среднегорный рельеф (абс. выс. 900-1572 м, относительные превышения до 500, иногда до 800 м). Этот тип рельефа развит на главных водоразделах территории и в прилегающих к ним верховьях рек. К нему относятся хр. Чернышева, водораздел рек Б. Олдой и Джалу и хр. Джелтулинский Становик, разделяющие системы рек Амгура и Никжи, междуречье Уркима-Амунакит-Геткан (Гилее-Нижинский водораздел) и некоторые другие участки. Для них характерны плоские и слабо выпуклые возвышенности и вершины, имеющие часто гольцовый характер. На более пониженных участках наблюдаются сравнительно узкие изрезанные, зигзагообразные в плане водоразделы. Крутые склоны вершин и водоразделов интенсивно расчленены, часто покрыты незакрепленными глыбовыми осыпями. В некоторых местах встречаются многочисленные денудационные останцы. На гольцах нередки нагорные террасы. Долины рек во мно-

чениях других крупных рек — Геткан и Желтула. Рельефу этого типа на свойственны водоразделы с плоскими вершинами и очень пологими слабо расчлененными склонами. Долины рек отличаются неглубоким врезом и даже в верховьях обладают широкими днищами и пологими склонами. Руслу многих рек проложены в торфяниках. Очень часто долины заболочены; болота развиты во многих случаях и на водоразделах.

В рельефе различных типов широко развиты мерзлотные микроформы. Кроме упомянутых уже нагорных террас, наблюдаются каменные многоугольники и солифлюкционные уступы; изредка встречаются гидролакколиты (р. Б. Салакит).

Эрозионно-аккумулятивный рельеф

К категории эрозионно-аккумулятивного рельефа относятся поймы и надпойменные террасы речных долин. Поймы развиты во всех реках и кликах описываемой территории почти на всем их протяжении. В крупных речных долинах ширина их достигает 1–3 км. Низкая пойма имеет высоту от долей метра до 2 м, высокая — до 4 м. Поверхность их ровная, часто слегка наклоненная в сторону русла, иногда она изрыта старцами и протоками. Террасы высотой 4–8 м развиты по многим речным долинам. Почти всегда они наклонены к руслу, и тиловой шов их выражен неясно. Среди этих террас встречаются аккумулятивные, скульптурные и скульптурно-аккумулятивные. Террасы высотой 8–15 м и 15–20 м встречаются лишь в виде небольших обрывков в крупных речных долинах (Б. Ольдой, Няжа, Желтула). Они являются скульптурными или скульптурно-аккумулятивными. Мощность аллювия террас различной высоты измеряется обычно от 1,5 до 2 м, и лишь изредка достигает 4–6 м (р. Амунакит).

Б. А. Рухин (1941ф), детально изучавший речную сеть северной части территории листа, описывает 30-метровую наклонную скульптурно-аккумулятивную террасу р. Уркимы, мощность аллювия на которой достигает 10 м. Он упоминает также о 50-метровых террасах рек Уркима и Амунакит, на поверхности которых была обнаружена галька. Некоторые террасы рек Уркима и Агин являются эрозионными.

В формировании среднегорного расчлененного рельефа ведущую роль сыграли относительные перемещения по тектоническим нарушениям. Признаками этого служат линейное расположение большинства участков такого рельефа и пространственная связь их с зонами разломов, приуроченность к отдельным нарушениям их границ (гора Лу-

гих случаях имеют V — образный поперечный профиль, но части, особенно в более низких участках, и довольно широкие ящикообразные и пологосклонные долины. Речные террасы почти всегда отсутствуют.

Несколько отличен рельеф района горы Лукинды — самой высокой точки описываемой территории. Это удлиненный асимметричный гора, на большей части своей площади массивный, с крутыми склонами, покрытыми многочисленными глыбовыми осипями. Лишь северный, необычайно крутой склон гольца резко расчленен врезавшимися в него кликами, в истоках которых долины имеют форму цирков. Благодаря интенсивному развитию осыпей подножия гольца, особенно на его южном склоне, формируются обширные дельтавалы, шлейфы, в которых преобладает глыбовый материал. Асимметричный профиль хр. Чернышева отчетливо выражен и к западу от горы Лукинды, где северный склон хребта также является более крутым. Асимметричный профиль с более крутыми южными склонами имеет хр. Желтулинский Становик.

Среднегорный слабо расчлененный рельеф (абс. выс. 900–1400 м, относительные превышения 300–500 м). Рельеф этого типа широко развит в южной половине территории листа N-51-X и в полосе, примыкающей к хр. Чернышева с севера. Ему свойственна массивность положительных форм, плоские или куполообразные вершины, часто имеющие гольцовый характер, слабо расчлененные склоны равномерной крутизны и широкие речные долины с плоскими, обычно заболоченными днищами и пологими бортами. На гольцах нередки нагорные террасы; на отдельных участках встречаются денудационные останцы.

В рельефе обоих описанных типов наблюдаются поверхности выравнивания небольшой площади, расположенные на высотах от 900 до 1500 м. Наиболее часты поверхности с высотой 1200–1300 и 1400 м. Реликтами древнего, слабо расчлененного, рельефа являются и широкие заболоченные участки долин с очень пологими склонами, встречающиеся в верхнем течении некоторых кличей и небольших рек. Ничего по течению они сменяются участками интенсивной глыбовой эрозии. Высоты таких участков — 700–750 м (кл. Сайвакан, левая ветвь р. Зимовичи) и 900–950 м (кл. Гранатный).

Низкогорный слабо расчлененный рельеф (абс. выс. 700–900 м, относительные превышения 150–300 м). Этот тип рельефа распространен в северной части листа N-51-X, близ долины р. Няжи, в низовьях р. Уркимы и по кликам притокам р. В. Ларбы. В меньшей степени он развит у южной границы территории листа, близ долины р. Б. Ольдой. Рельефом этого типа обладал и небольшие участки в южных (в пределах площади листа) те-

кинда, хр. Джелтулинский Становик) и перегибов склонов (гора Ян-катан), наконец, асимметрия водоразделов, в частности, отмеченная выше естественная асимметрия хр. Чернышева. (Возможно здесь сыграло известную роль положение местных базисов эрозии: долины р. Нюжи или низовьев р. Уркины расположены примерно на 100 м ниже, чем находящиеся на таком же расстоянии от водораздела устье р. Джамлу). От водораздела рек Уркина и Б. Олздой узкая полоса, характеризующаяся рельефом этого типа, протягивается в долину р. Геткан и далее к востоку в среднем течении клвчей Аймичи и Чек-Чикана. Она хорошо выделяется своей расчлененностью на фоне слабо расчлененного среднегорного рельефа и своими абсолютными высотами, почти равными высотам хр. Чернышева, расположенного в 5 км к югу. Эта полоса в своей восточной части совпадает с тектоническим блоком, сложенным синийскими (?) отложениями. В других случаях рельеф этого типа развивается на интрузивных образованиях, значительно реже — на гнейсах и диафторированных породах. Такое расположение этого участка, подчеркнутое крутыми поворотами речных долин, и его антецедентный характер является ярким доказательством связи описываемого типа рельефа с молодыми движениями по тектоническим нарушениям.

Таким же в большинстве случаев происхождение низкогорного сильно расчлененного рельефа: полоса с таким рельефом в бассейнах рек Зимовичи и Маршгири служит продолжением полос среднегорного резко расчлененного рельефа хр. Джелтулинского Становика и приурочена к той же зоне разломов. Подобная полоса в бассейнах рек Анамзак, Одолго и Агинкан приурочена к северной границе Тукурингской зоны глубинных разломов.

Другие типы рельефа были созданы менее дифференцированными движениями больших участков территории и интенсивной денудацией их. Общий характер рельефа указывает на поднятие района в целом, а преимущественное развитие скульптурных и скульптурно-аккумулятивных террас говорит об интенсивном характере этого поднятия с короткими периодами стабильности.

Реликтами древнего рельефа являются поверхности выравнивания и участки речных долин, имеющие "дряхлый" облик. Они принадлежат, вероятно, к трем или четырем денудационным уровням — определять это затруднительно, так как участки смещены движениями по разломам.

Типом рельефа определяется в значительной мере размещение золотоносных россыпей: все крупные промышленные россыпи располагаются в тех речных долинах или их отрезках, которые лежат в участках развития низкогорного слабо расчлененного рельефа, хотя

золотоносность аллювиальных отложений установлена и в других частях долины этих же рек. Так, в верхнем течении р. Уркины, где развит среднегорный рельеф, известны лишь мелкие короткие россыпи; небольшие россыпи известны в приустьевых частях притоков р. Агин, но в ее долине представляющие интерес концентрации золота отсутствуют. То же, хотя менее отчетливо, наблюдается и в долинах р. Агунакит, кл. Кутынан и других. Такое размещение россыпей легко объясняется условиями накопления шлама, в частности, сохранением или вымыванием глинистой примазки в золотоносном "пласте" (Рухин, 1941б).

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Территория листа N-51-X представляет собой часть одного из старых золотоносных районов Верхнего Приамурья. Открытые здесь в 1911 г. золотые россыпи разрабатывались в течение нескольких десятилетий и несмотря на это, значительные промышленные запасы золота имеются и в настоящее время. Золото — важнейшее полезное ископаемое этой территории. Кроме него, на территории листа имеется ряд заслуживающих внимания месторождений и рудопроявлений цветных и редких металлов.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Черные металлы

Магнетитовые и титаномагнетитовые руды

Рудопроявление кл. Хорогочи 2-го (33) представлено оруденелыми пироксен-амфиболовыми гнейсами нижней подсистемы зверевской свиты. Протяженность полос, в которой развиты магнетитосодержащие породы, достигает, по данным магнитной разведки, более чем 20 км, ширина ее — 1,5–2,0 км. Отдельные рудные залежи имеют мощность от 0,3 до 18 м, скопленные пачки их достигают мощности 90 м. Рудные минералы представлены магнетитом, титаномагнетитом, ильменитом, гематитом и редкой вкрапленностью сульфидов — пирротина, халькопирита, пентландита и пирита. Содержание железа в рудах — от 5 до 34%, титана — от 0,3 до 1,8%. При этом рудные пласты с содержанием железа свыше 30% имеют мощность не более 5 м. Из-за небольших размеров рудных тел и недостаточно высоких содержания металла, а также ограниченной площади развития рудонос-

ной толщии рудопроявления не заслуживает постановки разведочных работ.

Рудопроявления восточного (79) и южного (84) склонов горы Лукинды представлены вкрапленностью магнетита и титаномagnetита, редко сульфидов железа и меди в роговообманково-пироксеновых габбро. Мощность отдельных рудных тел - 5-10 м, содержание в них титана - 5%, железа - до 15%, никеля - до 0,06%, меди - 0,01% и кобальта - 0,001%. По данным магниторазведки, площадь первого проявления - 300x600 м, второго - 800x500 м.

На рудопроявлении правого берега р.Геткан (53) вкрапленность магнетита, титаномagnetита и ильменита обнаружена в свалах роговообманковых габбро. Содержание этих минералов доходит до 5% объема породы. Спектральным анализом штучных проб установлены содержания титана (до 2 %) и низкие содержания никеля, кобальта, меди и хрома. Все три рудопроявления не представляют практического интереса.

Титан

Рудопроявление рутила находится в среднем течении р.Уркимы (39). Рудные тела этого рудопроявления, по мнению открывшего его П.А.Сущкова, представляют собой зоны окварцованных пород, но более вероятно, что они являются горизонтами рутилосодержащих кварцитов ингресской серии. Мощность тел - 1-2 м, протяженность их достигает 600 м. Протоочкой установлено содержание рутила 92кг/т, а спектральный анализ этой же пробы показал содержание титана 5%. В остальных пробах, взятых на смежных точках, спектральным анализом установлено до 0,5-1% титана. Хотя перспектив рудопроявления неясны, однако оно представляет некоторый интерес для дальнейших поисков.

Хром

Рудопроявления горы Лукинды расположены на ее западном склоне в пределах дунитового массива (64, 70), где хромит образует прожилки мощностью от 2 до 50 мм и протяженностью до 10-20 м. Пржилки распространены на площади 100x100 м и находятся на расстоянии десятков метров друг от друга. Содержание хромита в них достигает 25%. Установлены также в небольшом количестве пирротин, пентландит и халькопирит.

Рудопроявление северного склона горы Лукинды (62) представ-

ляет собой габбро с содержанием хрома от 1 до 3%, по данным спектрального анализа.

Все эти рудопроявления не представляют практического интереса.

Цветные металлы

Свинец

Рудопроявления р.Олонгро (95) и левого берега р.Б.Ольдой, против устья р.Олонгро (108), представляют собой глыбовые свалы жильного кварца с галенитом, количество которого, по визуальной оценке, достигает 5-6%. Галенит обнаружен в некоторых молибденоносных кварцевых жилах месторождения Веселый (104). Все эти проявления представляют только минералогический интерес.

Медь и цинк

Ольдойский ореол рассеяния меди и цинка (109) расположен на левобережье р.Б.Ольдой у южной границы территории листа. В трех металлометрических пробах с этого участка содержится цинк в количестве 0,01-0,03%, в одной пробе - 0,06-0,1% и в двух - 0,1-0,3%. Содержание меди в трех пробах составляет 0,01-0,3%, в одной 0,06-0,1%, в двух - 0,1-0,3%. Возможные источники металла не известны.

Никель

Все рудопроявления никеля расположены в пределах массива основных пород горы Лукинды. Рудопроявление, расположенное в западной части массива (74), представлено вкрапленностью сульфидов в согласных пластовых залежах среди пироксеновых габбро. Мощность залежей до 8 м, длина 160 м; они падают на северо-восток под углом 35°. Сульфиды неравномерно распределены в породе и состоят из 2 до 10% ее объема. Они представлены пирротин, халькопиритом, пентландитом и пиритом. Химическим анализом установлено содержание никеля 0,37-0,69%. По данным спектрального анализа, содержание по пласу составляет никеля - 0,3-0,7%, кобальта - 0,008-0,03%, меди - 0,2-0,4%, хрома - 0,1-0,3% и титана - 0,03-

0,2%. Такие содержания и размеры рудных тел позволяют ожидать открытия здесь промышленного месторождения. На рудопроявлении ведутся поисковые работы с применением бурения, не законченные к настоящему времени.

Сульфидные рудопроявления иного типа установлены на западном (66) и восточном (76) склонах горы Лукинды. Здесь расположены зоны тектонических нарушений широтного простирания, падающие на пл под углом 70-85°. Мощность зон дробления 0,6-0,8 м, по простиранию они прослежены на 300-400 м. В раздробленных габбро и в боковых породах зоны наблюдается вкрапленность сульфидов, составляющая до 2-5% породы. Рудные минералы представлены пирротин, халькопиритом, пентландитом, пиритом, марказитом, магнетитом и титаномagnetитом. Спектральным анализом бороздовых проб по зоне установлено содержание никеля - 0,03-0,1%, кобальта - 0,003%, меди - 0,02-0,1%, хрома - 0,02-0,2% и титана - 0,1-0,5%. (Эти содержания являются заниженными ввиду окисления сульфидов).

Близ вершины горы Лукинды (рудопроявление 68) и на ее восточном склоне (73) в габбро (рудопроявление 68) и на ее восточных здесь в свалах, спектроталометрическим анализом обнаружены никель (0,1-0,7%), кобальт (0,01-0,06%) и медь (0,1-0,7%). Коренные выходы оруденелых пород не обнаружены.

Б л а г о р о д н ы е м е т а л л ы

Золото

Рудопроявление Одолго (8) расположено на правом берегу р. Одолго, в устье кл. Берикана. Золотоносными здесь являются кварцево-мусковитовые сланцы, возникшие в результате диафореза и гидротермальной мусковитизации нижнепротерозойских гнейсов и кристаллических сланцев. Кварц-мусковитовые сланцы на рудопроявлении Одолго имеют субширотное простирание, согласно с простиранием нижнепротерозойских толщ, и падают к северу и плу под углами 20-50°. Рудные тела располагаются лишь в пределах меридиональной, перпендикулярной их простиранию полос, которая совпадает с линейной положительной магнитной аномалией. Последняя указывает, по-видимому, на скрытое тектоническое нарушение.

На рудопроявлении известно более 15 рудных тел. Они имеют линзовидную форму, мощность их изменяется от 0,5 до 10-12 м, протяженность - от 10 до 90 м. Кварц-мусковитовые сланцы содержат многочисленные мелкие прожилки, линзы и желваки кварца; час-

то в сланцах наблюдается вкрапленность титаномagnetита, ильменита или пирита. Золото находится непосредственно в сланце или в кварцевых прожилках и желваках. В первом случае золотины имеют характерную пластинчатую форму, нередко с "отпечатками" кристаллов мусковита. Встречаются сростания этих минералов. Содержание золота - до 10 г/т, и только в 12 пробах оно составляет от 11 до 51,6 г/т. В некоторых прогноточках из кварцевых линз содержание золота достигает 40-90 г/т. Рассекающая сланцы зона дробления мощностью 1-2 м, вскрытая на протяжении 300 м, содержит от 0,4 до 192,6 г/т золота.

Небольшой объем рудных тел, невысокие содержания золота в рудах и крайне неравномерное его распределение делают рудопроявление неперспективным. К западу от рудопроявления Одолго, в бассейнах рек Глубокий и Амунакан незначительные содержания золота (от 1,0 до 4,2 г/т) были обнаружены в кварц-мусковитовых сланцах (3), в кварц-биогит-мусковитовых сланцах с вкрапленностью magnetита (5,6) и в сильно окварцованном ожелезненном гнейсе (4). Эти рудопроявления не имеют практического значения.

Рудопроявления золота, находящиеся на правом берегу р. Онон севернее пос. Ср. Нюкжа (11) и на водоразделе рек Онон и Уркума (16), представлены отдельными кварцевыми жилками небольшой мощности (от 0,1 до 1,2 м). Содержание золота в них составляет соответственно 0,4-1,4 г/т и 1,0-2,2 г/т. На первом из этих рудопроявлений золото было обнаружено также в пегматитовых жилах и амфиболитах (0,6 г/т), а на втором - во вмещающих гнейсах (0,6-1,4 г/т).

На рудопроявлениях, расположенных на правобережье р. Онон в ее верховье (24-26), золото установлено спектроталометрическим анализом эллипсально-двувальных отложений в количестве от 1 до 10 г/т (25) и выше 10 г/т (24). На рудопроявлении 26 амфиболитовые гнейсы с вкрапленностью пирита и халцедоновидным кварцем обнаружены содержания золота 0,4-0,5 г/т. Все эти рудопроявления не представляют практического интереса и из-за крайне незначительного объема не могут рассматриваться как источники россыпей долины р. Онон и ее притоков.

Такое же рудопроявление хр. Хорогочи I-II (29), где в архейских пироксено-амфиболитовых гнейсах пробирным анализом штуфной пробы установлено содержание золота 0,4 г/т.

Рудопроявление золота горы Лукинды (60) расположено на ее северном склоне. Здесь в шлиховых пробах деления установлены редкие знаки золота (совместно с киноварья).

На территории листа имеются многочисленные россыпные место-

лота - 290 мг/м³, максимальное - 141 г/м³. Проба золота - 872. Россыпь отработывалась с 1930 по 1952 г., причем было добыто 5160 кг золота. Оставшиеся запасы - 1431 кг по категории В+С₁ при объеме горной массы 5 млн.м³. Золото крупное, неправильной формы, комковатое, слабо окатанное.

Эти россыпи пригодны для дражной эксплуатации.

Россыпи рек Глубокий (3), Хоргочи - 2-го (28), Кутыкана (32, 35) и ее левого притока - кл.Маристого (30), эксплуатировавшиеся в прежние годы преимущественно подземным способом, также имеют значительную протяженность, но узки и обладают небольшими запасами. Разработка их возможна лишь гидравлическим способом. Характеристика этих россыпей приведена в таблице.

Россыпи рек Амунакан (7), Амунакит (23), Амуначи, притока р.Кутыкан (31) и безымянного левого притока р.Кутыкан (34), также имеют значительную длину (от 1,5 до 6 км), но невелики по запасам. Все они непромышленные, за исключением последней россыпи, нижняя часть которой разрабатывалась.

Россыпь кл.Берикан (8) - первое россыпное месторождение золота, открытое на территории листа, - полностью выработанная золотопромышленниками и старателями. В дореволюционное время разрабатывались также небольшие россыпи кл.Тайного, притока р.Уркана (15) и левых притоков р.Алига - кл.Чей Толазовского (40), Китайского (42) и М.Салакит (43). По рассказам старателей, в россыпи кл.Толазовского было исключительно крупное, крайне неравномерно распределенное золото, содержание которого доходило до 15-16г/м³. Такие же высокие содержания и совершенно неокатанное золото были обнаружены в маленькой россыпи соседнего кл.Хильного (38). В долине кл.Китайского, производившейся позднее (1924-1930 гг.), разведкой была установлена промышленная россыпь со средним содержанием золота 0,738 г/м³.

Россыпь кл.Динамитного, правого притока р.Онон (13), частично отработана в 1930-1950 гг. Содержание золота в разрезе составило в среднем 4-5 г/м³ песков при выемочной мощности 1,2 м. В дальнейшем в долине кл.Чая была установлена невыработанная россыпь с содержаниями, достигавшими в отдельных скважинах 9,6 г/м³ при мощности пласта 0,6 м. Золото в россыпи характеризуется сложными формами в сростании с кварцем. Встречались самородки весом в несколько граммов. Несмотря на короткую длину, сравнительно высокие содержания, большие запасы и отмеченные особенности золота, коренные источники россыпи не обнаружены (известные на водоразделе рек Онон и Уркана кварцевые жилы не могут рассматриваться как таковые из-за ничтожного количества золота и его рас-

рождения и рудопроявления золота аллювиального типа, часть которых являются промышленными.

Россыпь р.Уркана (17) протягивается более чем на 20 км - от кл.Зачьего до кл.Граждан. Ширина россыпи - от 165 до 360 м. Мощность аллювиальных отложений здесь колеблется от 0,5-6 до 12 м, редко достигает 15 м. Золотоносный пласт приурочен к нижней части слоя галечников и верхней части разрушенных коренных пород. Средняя мощность его 1,0 м. Распределение золота в россыпи крайне неравномерное. Наибольшее содержание его - около 20 г/м³, средняя содержание химически чистого золота - 212 мг/м³. Средняя проба золота - 883. С 1930 по 1951 г. из россыпи добыто 617 кг золота.

Подсчитанные при повторной разведке запасы золота составляют по категории С₁ - 3015 кг (при объеме горной массы 13,8 млн.м³) и по категории С₂ - 1696 кг (при объеме массы 8 млн.м³). Кроме того, имеются прогнозные запасы золота, определенные в 600-650 кг при объеме горной массы 3 млн.м³. Таким образом, общие запасы россыпного золота по р.Уркана составляют 5,5 тонн (при объеме горной массы 45 млн.м³). Россыпь представляет собой промышленный объект. Золото в россыпи мелкое и средней крупности, хорошо окатанное, пластинчатой формы, ярко-желтого цвета. В россыпи обнаружены также ильменит (до 2 кг/м³), рутил (до 10 кг/м³), циркон (до 0,5 кг/м³).

Россыпь р.Одолго (36) имеет длину - 13,6 км, ширину - от 50 до 350 м. Мощность аллювиальных отложений составляет 6-8, в верхнем течении - 3-5 м. У бортов долины аллювиальные отложения перекрыты слоем торфа мощностью 3-5 м. Золотоносный пласт приурочен к нижней части аллювиальных отложений; россыпь сравнительно выдержана как по ширине, так и по содержанию золота.

Средняя мощность выемочной массы в нижнем течении составляет 6,2-6,9 м, в верхнем - 3,1-4,1 м. Среднее содержание химически чистого золота в россыпи - 278 мг/м³ массы. Средняя проба золота - 902. С 1931 по 1951 г. из этой россыпи добыто 120 кг золота. Запасы золота, подсчитанные при повторной разведке россыпи - 2958 кг по категории С₁. Для нижнего течения р.Одолго характерно пластинчатое золото (золото кварц-мусковитовых сланцев), выше появляется также комковатое. Выше устья кл.Берикан в россыпи присутствует только комковатое золото.

Россыпь р.Онон (27) имеет длину 16,5 км, среднюю ширину - 65 м; золотоносный пласт приурочен к слою галечников с песком, мощность которого равна 2-3 м. Распределение золота в россыпи крайне неравномерное. Среднее содержание химически чистого зо-

Местополо- жение рос- сыпей	№ на карте	Длина, км	Ширина, м	Мощ- ность отложе- ний, м	Средняя мощ- ность золото- носного пласта, м	Сред- няя мощ- ность золото- носного пласта, г/м ³	Про- цент золото- носного пласта	Коли- чествен- ность золото- носного пласта, кг	Балансо- вые за- пасы зо- лота, кг	Категор- ия за- пасов	Объем горной массы, т
р. Пудокский	3	6	30- 180	3,6-7,2	0,8	0,312	929	511	669	B+C ₁	2240
р. Хоргопочи 2-й	28	9х/	40	Около 5,0	0,8	0,358	724	136	387хх/	B+C ₁	1081
р. Кутыкан	32 35	20ххх/	35	1,0-5,5	1,4	0,292	860	802	303хх/	C ₁	1017
кл. Маристый	30	6	10- 80	2,6-6,0	0,8	0,274	770	36	118	C ₁	431

х/ Из них на территории листа N-51-X - 2 км.
хх/ Запасы предназначены для россыпей в целом.
ххх/ Из них на территории листа N-51-X - 8 км.

пыленности).

Остальные месторождения золота представляют собой короткие россыпи, расположенные в долинах мелких ключей. Ширина пласта колеблется от 0,2 до 0,8, изредка она достигает 1,0 м. Средние содержания золота в этих россыпях составляют 120-300 мг/м³, хотя да поднимаются несколько выше (максимальные содержания достигают 4 г/м³). Запасы золота незначительны. Таковы россыпи верхних притоков р. Онон - ключей Разведки (14), Шамана (12) и Забавного (10), верхнего течения р. Уркима (19-21, 48, 49) и ее притока - кл. Заячьего (17), россыпи верховьев р. Агин (45) и впадающих в нее ключей Агинкан (41) и Б. Салакит (44). Такой же характер имеют россыпи рек Амурского бассейна - россыпи кл. Амуначи (Гетанского) (51), кл. Сивачи, притока кл. Чек-Чикана (55), р. Б. Амунакты (59), р. Зимовичи (107, III) и кл. Тоназовского, притока р. Маршиги (112).

Многие как коренные, так и россыпные месторождения и рудопроявления золота на территории листа N-51-X и в соседних районах пространственно приурочены к зонам разрывных тектонических нарушений, а некоторые (рудопроявление Одолго) обнаруживает прямую генетическую связь с ним.

В ореоле рассеяния золота в верховьях рек Б. и Ср. Илчи (93) в 29 штихах установлены единичные знаки золота в ассоциации с шеелитом и базобисмутитом. Ореол связан, по-видимому, с интрузивом раннемоловых гранодиоритов и гранодиорит-порфиров, которые на других территориях являются золотоносными (Нежемский, 1961ф).

Единичные знаки золота присутствуют в аллювии большинства рек на территории листа. В трех местах по долинам рек Уркима и Агин установлена золотоносность террас различной высоты. Содержание золота в террасовых отложениях достигает в единичных пробах промышленных значений (Рухин, 1941ф). К сожалению, этот исследователь не указывает местонахождения золотоносных террас.

Платина

В рудопроявлениях, расположенных на берегах р. Геткан (52, 54) и на северном склоне горы Лукинды (63) платина обнаружена в габбро в форме вкрапленности сперрилита. Содержание ее 0,04-0,07 г/г. На юго-западном склоне горы Лукинды (71) во вкрапленых сульфидных рудах самородная платина установлена в количестве 3 г/г. Это рудопроявление заслуживает постановки дальнейших поисковых работ.

Молибден

Месторождение Веселое (104) расположено в долине кл. Веселого, притока р. Олонгто. Рудные тела представлены кварцевыми жилами и прожилками и зонами дробления с молибденитом, а также вкрапленностью молибденита во вмещающих гранитоидах. Жилы (их известно 17) имеют преимущественно северо-восточное простирание и крутое юго-восточное падение. Мощность жил невыдержанная. Кроме молибденита и пирита, в рудах присутствуют в незначительных количествах халькопирит, галенит, сфалерит и блеклая руда. Руды интенсивно окислены до глубины 10 м. Практический интерес представляют лишь две наиболее крупные и богатые жилы. Протяженность их соответственно 720 и 750 м, средняя мощность — 0,7 и 10 м, среднее содержание металла — 0,30 и 0,19%. По месторождению подсчитаны запасы по категориям C_1 и C_2 в 870 т, являющиеся непромышленными.

Месторождение генетически связано, как и большинство других месторождений и рудопроявлений молибдена, с мелкими телами лейкократовых гранитов раннемелового возраста.

Месторождение Оборонное (103) находится на правом берегу р. Б. Ольдой, в 6 км к востоку от месторождения Веселого. Оно представляет собой зону дробления в гранитоидах, имеющую северо-западное простирание. Зона пересечена сетью мелких кварцевых прожилков с молибденитом. В пределах зон развиты вкрапленные руды, а также обнаружена линза богатых брекчиевых руд мощностью в 1 м и длиной около 2 м. Содержание молибдена в кварцевых прожилках — 0,1-0,2%, во вкрапленных рудах — 0,001-0,01%. Лишь единичные разобщенные пробы дают содержания 0,2-0,3%. Брекчиевые руды представляют собой интенсивно раздробленные породы, обломки которых сцементированы мелкой развальной массой этих же пород и молибденита. Только в этих рудах установлено богатое содержание молибдена — от 0,034 до 0,7%, а иногда и 1-2%. Промышленного значения месторождение не имеет из-за незначительного размера рудных тел и низких содержаний металла.

Другие рудопроявления молибдена на территории листа М-51-Х представлены залегающими в гранитоидах зонами дробления с вкрапленными рудами — рудопроявления Снежное (110) и Джалу (56), по добными же зонами, сопровождающимися сложными жилами и прожилками с молибденитом и другими сульфидными минералами (94) и Глубокий

(86), или одними кварцевыми жилами, залегающими в гнейсах (Хребтовка, 46). Наиболее крупная зона вкрапленных руд, обнаруженная на рудопроявлении Снежное, прослеживается на расстоянии 200 м и имеет мощность 40 м. В других случаях мощность таких зон не превышает 5-7 м. Мощность кварцевых жил измеряется доли-ми метра и лишь в исключительных случаях превышает 1,0 м. Молибден в рудах обоих типов имеет неравномерное, гнездовое распределение. Средние содержания его составляют 0,02-0,05% и лишь в отдельных рудных телах или их участках поднимается до 0,1-0,3 (рудопроявление Хребтовка). Степень окисленности руд — 30-50%, и в выходах их в значительном количестве присутствует молибденит. В Нижинском рудопроявлении (1) молибденит присутствует в виде вкрапленности в маломощных кварцевых линзах и их боковых породах, где содержание его колеблется от 0,02 до 0,3%, а также установлен в пегматитовых жилах (0,63%). Площадь оруденения незначительна.

Рудопроявление высоты 1165 в бассейне р. Джалу (57) представлено убогой вкрапленностью молибденита в ассоциации с флюоритом в лейкократовых гранитах, а на рудопроявлении кл. Березитового (83, 85) такая же вкрапленность установлена в древних гнейсовидных гранодиоритах.

Все перечисленные рудопроявления не имеют практического значения. Большинство из них отчетливо приурочены к небольшим штокам и дайкам лейкократовых гранитов и гранит-порфиров раннемелового возраста.

На рудопроявлении Зимовичи (105) известны несколько обильных зон флюорит-молибденового оруденения, имеющих широтное простирание и очень крутое падение. Зоны приурочены к маломощным жилам лейкократовых кварцевых сменитов. Мощность зон — от нескольких см до 1,2 м; протяженность — до 18 м. Содержание молибдена в отдельных штучных пробах высокое, по сравнению с другими рудными проявлениями, — 0,5-0,9%. Однако из-за небольшого объема рудных тел рудопроявление не имеет практического значения.

Рудопроявление Зимовичи, в отличие от других проявлений молибдена, генетически связано с комплексом щелочных гранитоидов. Об этом говорят его структурное положение, пространственная приуроченность к жилным и постмагматическим (диопсид-карбонатные породы) образованиям этого комплекса и обогащенность флюоритом, количество которого достигает 1-2%.

Литий

Месторождение Восточное (102) расположено на южном склоне хр. Желтулинский Становик, в верховьях кл. Двойного, притока р. Б. Ольдой. Здесь среди граносенигов и граносенигит-порфиров залегают два живообразных тела кварц-диопсид-тремолит-карбонатных пород, связанных с интрузивным комплексом субщелочных пород. Рудные тела в этих породах приурочены к зоне катаклаза; они имеют северо-западное простирание и падают в различные стороны под углами 60-80°. Контакты их тектонические. Мощность одного из рудных тел изменяется от нескольких м до 170 м, мощность второго составляет 60-90 м; протяженность их 400 и 500 м. Основным минералом руд является лепидолит, возможно также циннвальдит. Литий установлен, кроме того, в диопсиде и тремолите. Содержание окиси лития в руде - 0,1-0,3%, среднее содержание 0,13-0,15% (данные химического анализа).

По месторождению подсчитаны геологические запасы, составляющие 33 тыс. т. окиси лития при 23,5 млн. т руды. Из-за низких содержания полезного ископаемого месторождение не является промышленным, хотя обладает достаточными запасами.

Близ этого месторождения, в восточной части хр. Желтулинского Становика, расположено еще несколько рудопроявлений лития (96-100). Они принадлежат к тому же типу и представлены жилородными телами кварц-диопсид-тремолит-карбонатных пород. Рудные тела имеют северо-западное простирание (310-350°), мощность их - 10-40 м, протяженность, установленная главным образом по свалам - от 150 - до 1200 м (рудопроявление 98). Содержание полезного ископаемого такие же, как и в рудах месторождения Восточного.

Ниобий и тантал

Рудопроявления ниобия и тантала, приуроченные к Тукурингской зоне глубинных разломов, представляют собой поля гранитных пегматитов среди метаморфических толщ нижнего протерозоя или синийских (?) отложений.

Чек-Чиканское пегматитовое поле (рудопроявления 87 и 88) занимает полосу шириной около 1 км и длиной (в пределах листа М-51-X) 7 км. Концентрация пегматитовых жил здесь достигает 10 на 1 км², а мощность их - нескольких метров. Рудоносными являются альбитизированные мусковитовые пегматиты, тогда как не альби-

тизированные или слабо альбитизированные микроклиновые пегматиты с биотитом не содержат полезных минералов. Рудные минералы - танталит-колумбит, в меньшем количестве поликраз-эвксенит и микролит. В пегматитах присутствуют также метамиктный циркон, монацит, ксенотим. Содержание танталита-колумбита в одной из проб достигло 324 г/т, содержания пятиокисей тантала и ниобия, определенные спектральным анализом, составили соответственно 0,01% и 0,03% (рудопроявление 87). В других случаях установлены содержания танталита-колумбита 5-7 г/т, пятиокиси тантала - 0,001-0,005, пятиокиси ниобия - 0,005-0,009%. Чек-Чиканское пегматитовое поле представляет собой перспективный объект для дальнейших поисков тантала и ниобия.

В Хорогочинском пегматитовом поле (58) также развиты замечательные пегматиты, местами грейзенизированные. Содержание танталита-колумбита здесь не превышает 22 г/т, содержания пятиокисей тантала и ниобия - 0,0008 и 0,004%. Невысокие содержания полезных минералов и небольшая площадь поля делают его неперспективным.

Цапканжойское (50) и Уркиминское (47) рудопроявления состоят из маломощных (от 2 до 50 см), быстро выклинивающихся жил и линз пегматита, образующих сплошное поле. Пегматиты здесь мусковитовые, двуслюдяные, в Уркиминском поле также биотитовые. Альбитизация и грейзенизация развиты слабо. Содержание танталита-колумбита в жилах Цапканжойского пегматитового поля составляет не более 12 г/т; в пегматитах Уркиминского поля он встречается в единичных знаках. Оба поля также не перспективны.

Пегматитовые поля горы Лукинды состоят из мощных (до 10 м) жил биотитовых, двуслюдяных и мусковитовых пегматитов, в различной степени альбитизированных. В некоторых пегматитовых жилах установлены в редких знаках колумбит, фергусонит и блонстрандит (65, 69, 78, 82). Спектральным анализом в колумбите установлено до 0,03% тантала.

Рудопроявления ниобия и тантала в западной части хр. Желтулинского Становика (90-92) представлены фергусонитом, установленным в искусственных шлихах из альбитизированных щелочных гранитов последней фазы комплекса субщелочных пород. Содержание его изменяется от редких знаков до 40 г/т (рудопроявление 90). Спектральным анализом в фергусоните установлено присутствие ниобия (более 1% и тантала 0,1-0,3%). Спутниками фергусонита являются флюорит и молибденит. ореол рассеяния фергусонита в истоках рек Желтулы и Тогаминки (89) связан с этим же участком. Фергусонит присутствует во всех отобранных здесь шлихах (более 100) в единичных или редких (до 40) знаках. Он установлен также в альби-

ви истоков р. Ср. Иличи, которые размывают этот участок.

Спектральный анализом установлено распространение ниобия и иттрия в щелочных и кварцевых сиенитах, а также в порфировидных граносиенитах третьей фазы, развитых в истоках р. Орольдин. Общая площадь периферических ореолов рассеяния этих элементов составляет около 50 км². Содержание ниобия — около 0,01%, изредка — 0,03%.

Редкие земли обнаружены в пегматитовых жилах горы Лукинда совместно с ниобием и танталом или без них (65, 67, 69, 82). Анализом штучных пегматитов в них обнаружены иттрий и иттербий (до 0,1%). Эти же элементы установлены в некоторых пегматитовых жилах, где не были найдены редкоземельные минералы (75, 77, 80). Содержание иттрия здесь составляет 0,01%, иттербия — 0,002–0,006%. Тантал–ниобиевые и редкоземельные рудопрооявления горы Лукинда имеют лишь минералогический интерес, но это объясняется прежде всего слабой изученностью пегматитовых полей этого участка. Целесообразной является постановка здесь специальных поисковых работ.

Редкие земли обнаружены также в западной части хр. Джелгулинского Становика. В фергусоните рудопрооявлений 89–92 установлен иттрий (более 1%). В расположенном здесь первичном ореоле рассеяния ниобия и иттрия содержание последнего равно 0,01–0,3%, иногда оно поднимается до 0,1%. Кроме того, в субмелочных породах спорадически присутствуют лантан и церий (0,01–0,1%).

Западная часть хр. Джелгулинского Становика безусловно перспективна на редкоземельные элементы, ниобий и, возможно, тантал и заслуживает постановки детальных поисковых работ.

Ртуть

На рудопрооявлении киновари, расположенном на левом берегу р. Б. Олдой, у подножья горы Лукинды (81) известно несколько зон дробления среди гнейсовидных гранодиоритов и лейкократовых гранитов. Зоны имеют преимущественно северо-восточное простирание и круто падают на северо-запад под углом 80°. Одна из них прослежена по простиранию на 460 м, мощность ее — от 0,2 до 2,0 м. В зоне залегают согласные с ней маломощные дайки раннемеловых порфировидных гранитов и диоритовых порфиров. Породы зон дробления, включая и порфировидные диориты, подверглись окварцеванию и несут вкрапленность киновари. Содержание ртути колеблется от следов до 0,1–0,3% на мощность рудного тела в 1 м. Другие зоны имеют такой же характер, но несколько меньшую мощность и не про-

слежены по простиранию. Рудопрооявление в настоящее время не представляет практического интереса.

На рудопрооявлениях северного (60, 61) и западного (72) склонов горы Лукинды редкие знаки киновари обнаружены в делювиальных отложениях.

Единичные знаки киновари установлены в аллювии некоторых рек (главным образом, размывающих геологические образования Тукурингской зоны разломов) — рек Аймичи, Б. Амнунакты, Итама и др.

Вольфрам

Единичные знаки швелита присутствуют в аллювии почти всех рек территории листа, но нигде он не образует ореолов рассеяния. В золотоносной россыпи р. Б. Амнунакты (59) содержится вольфрамит (до 78 мг/м³).

Висмут

Базобисмутит встречается в единичных знаках в ореоле рассеяния золота в верховьях рек Б. и Ср. Иличи.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Химическое сырье

Флюорит

Флюорит присутствует в молбоденовых рудопрооявлениях Зимовичи (105), Салакит (94) и на высоте с отметкой 1165 (57), в рудопрооявлениях лития (92, 100), а также в диоксид-карбонатных телах р. Зимовичи (106). Он встречается в виде убогой вкрапленности в щелочных гранитах и граносиенитах хр. Джелгулинского Становика совместно с фергусонитом (90–92) и без него (101), а также в отдельных зонах катаклаза, входящих в состав крупных тектонических зон (истоки р. Б. Олдога — 37, бассейн р. Маршигири — 113). Флюорит в этих рудопрооявлениях не имеет практического значения и может представлять интерес лишь как показатель проявления гидротермальных процессов.

К е р а м и ч е с к о е с ы р ь е

Керамическим сырьем являются кварц-диопсидовые, тремолит-диопсидовые, диопсид-карбонатные и т.п. породы, содержащие литий. Из этих пород петрургическим путем (белое каменное литье) могут быть получены высококачественные и даже уникальные диэлектрики (Четвериков и Батанова, 1960). Химический состав этих пород, по двум анализам с месторождения Восточного, близок к требуемому составу шахты. Месторождением керамического сырья является описанное выше литиевое месторождение Восточное (102), где запасы указанных выше пород составляют 23,5 млн. т (Руденко, 1962ф); они имеются и на других рудопрооявлениях этого металла (96-100). Диопсид-карбонатные породы известны в долине р. Зимовичи (106). Здесь они образуют два живообразных тела крупнокристаллических существенно кальцитовых пород, окаймленные зонами мелкозернистых пород того же состава. Кроме кальцита, в этих породах присутствуют в количестве 10-30% диопсид, волластонит, тремолит, кварц, светлая слюда, а также флюорит. Мощность тел - около 10 м, протяженность их, судя по свалам, достигает 300 м.

ПЕРСПЕКТИВЫ РАЙОНА И РЕКОМЕНДАЦИИ

Территория листа М-51-Х расположена на протяжении широко известного Нерча-Оленкинского золото-молибденового пояса Восточного Забайкалья. Молибденовые проявления здесь довольно многочисленны, но не имеют промышленных масштабов. Что касается золота, то в районе известен ряд россыпных месторождений, имеющих промышленное значение. В связи с этим с начала XX века, когда здесь были открыты первые россыпи, в районе неоднократно ставились поисковые и разведочные работы на россыпное золото, последние из которых велись в 1959-1962 гг. (повторная разведка эксплуатированных ранее россыпей).

Поисковая изученность района на коренные месторождения золота и на другие виды полезных ископаемых далеко не достаточна для того, чтобы дать однозначную и надежную оценку полезных ископаемых района.

В настоящее время Уркиминской партией ДВГУ закончена эффективная повторная разведка известных ранее россыпей, золота в результате которой будут переданы в эксплуатацию крупные россыпи рек Урима и Одолго, а также россыпь р. Онон. Другие имеющиеся в

районе россыпи, включая и те, по которым числятся балансовые запасы, по своим геологическим особенностям пригодны лишь для гидравлической разработки, и в настоящее время эксплуатация их нецелесообразна. Что касается выявления новых сколько-нибудь крупных россыпных рудопрооявлений золота, то можно указать лишь на долину р. Манахта, где есть некоторые основания ожидать открытия глубоко залегающей россыпи: аллювий этой реки недостаточен изучен, в ее бассейне расположены тектонические нарушения, с которыми могут быть связаны коренные источники золота, а геоморфологические особенности долин благоприятны для образования россыпи.

В отличие от россыпей известные коренные рудопрооявления золота далеки от промышленных. Вполне вероятно открытие новых коренных рудопрооявлений на территории листа (например, в бассейне кл. Топазовского, притока р. Агин: этот участок прилегает к зоне разломов, с которой связано рудопрооявление Одолго, а в аллювии этого и соседнего кличей было встречено крупное неокатанное золото). Однако результаты поисков, которые проводились как ранее, так и в последние годы на наиболее перспективных площадях, дают маловероятным обнаружение месторождений промышленного значения.

Необходима, впрочем, оговорка. До сих пор неизвестны коренные источники золота многих крупных россыпей района. Безрезультатность поисков коренных месторождений в верхнем течении р. Онон и в истоках маленького кл. Динамитного, содержащего богатую и короткую россыпь с крупным золотом, а также связь многих рудопрооявлений золота на территории листа М-51-Х и соседних с ним листов с дизъюнктивными структурами приводят к предположению о существовании рудопрооявлений под руслами этих водотоков, совпадающих с тектоническими нарушениями. Поиски в долинах р. Онон и кл. Динамитного, а также других подобных им местах окажутся, вероятно, рано или поздно целесообразными.

Безусловно перспективными являются медно-никелевые месторождения горы Лукинды, на которых ведутся разведочные работы. Вполне реально также перспективы обнаружения здесь богатых руд на глубине, в нижних частях массива основных пород. Открытие промышленных месторождений никеля сделает целесообразными дальнейшие поиски и разведку известных здесь титаномагнетитовых руд богатых титаном (79, 84), рудопрооявлений платины (71) и ртути (81).

Перспективы территории листа М-51-Х на редкоземельные элементы и тантал гораздо менее определенны - можно говорить лишь о необходимости их поисков. Одним из участков поисков является

западная часть хр. Джелтулинского Становика. Широко развита здесь альбитизация щелочных гранитов и большая площадь, на которой проявлена редкоземельная (главным образом иттриевая) и ниобиевая минерализация, позволяют надеяться на обнаружение здесь промышленных концентраций полезных ископаемых.

Вторым участком, заслуживающим постановки поисковых работ, является гора Лукинда, где известны обширные и мало изученные поля пегматитов, содержащих редкоземельные минералы.

Сведения о танталовой минерализации слишком скудны, чтобы можно было давать какие-либо рекомендации. Присутствие тантала установлено в обоих указанных участках, и его поиски должны быть одной из главных целей будущих работ. Поиски, о которых идет речь, должны носить специальный характер и включать геологическое изучение рудоносных гранитоидов и пегматитов.

О перспективности на тантал Чек-Чиканского пегматитового поля говорилось при его описании. Однако это будет решаться, по-видимому, в его более перспективной восточной части, лежащей за пределами листа N-51-X.

Месторождения и рудопроявления лития, целая группа которых расположена в восточной части Джелтулинского Становика, могут оказывать интересными в будущем, при увеличении потребности народного хозяйства в этом металле. Геологические запасы, подсчитанные лишь по одному месторождению, достаточно велики, хотя содержания полезного ископаемого не удовлетворяют существующим кондициям. Повлиять на оценку этих рудопроявлений может также не изученная еще возможность использования жильных пород как высококачественного электрокерамического сырья. Последнее обстоятельство может получить реальное значение в связи с начавшимся строительством Зейской ГЭС.

Открытие новых рудопроявлений молибдена можно ожидать не в полосе известных уже месторождений и рудопроявлений, неоднократно опосредованной в прежние годы, а на самом юге или юго-западе территории листа. Основанием для такого предположения служат присутствие здесь молибденоносных интрузий раннемеловых гранитоидов умеренно кислого состава и открытие на соседних территориях, близ границ листа, рудопроявлений кварц-молибденит-серпичитовой формации.

Известного внимания заслуживает рудопроявление титана в среднем течении р. Уркима (39). Это рудопроявление слабо изучено и нуждается в постановке поисковых работ, которые выиснят его природу и практическое значение.

Проявления свинца и цинка на территории листа промышленных перспектив не имеют.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

На территории листа N-51-X развита почти повсеместно многолетняя мерзлота, и подземные воды этой территории подразделяются прежде всего на надмерзлотные и подмерзлотные.

Надмерзлотные воды коренных пород, пластово-поровые или поровые воды рыхлых отложений и почвенные воды. Трещинные воды коренных пород отличаются неравномерной водообильностью и непостоянным режимом, зависящими от степени трещиноватости пород, условий питания и дренажа местности. Наиболее обводнены зоны дробления и повышенной трещиноватости. Питание трещинных вод происходит за счет атмосферных осадков и вод рыхлых отложений. Нередко встречаются выходы трещинных вод на поверхности, хотя в большинстве случаев они скрыты под рыхлыми отложениями. Источники низкодающие, дебит даже самых мощных из них незначителен. Вода источников пресная (общая минерализация редко превышает 0,1 г/л), прозрачная, без запаха. Сведений о химическом составе вод на территории листа не имеется. На определенных территориях в сходной геологической и гидрогеологической обстановке трещинные воды имеют гидрокарбонатно-натриево-кальциевый, гидрокарбонатно-кальциево-натриевый или гидрокарбонатно-натриевый состав (Иванов, 1960ф; Самусин, 1960ф).

Воды рыхлых отложений представлены водами элювиально-делювиальных образований и водами аллювиальных отложений. Первые из них распространены почти повсеместно, даже на вершинах сопок и хребтов, включая и высшую точку описываемой территории горы Лукинда. Сильно обводнены ложбины и перегибы склонов, что подчеркивается иным характером растительности на этих участках. Глубина залегания вод в элювиально-делювиальных отложениях не превышает обычно 1,0 м. Основным источником питания их являются атмосферные осадки. Многочисленные выходы этих пород встречаются в нижних частях склонов. Воды их также прозрачны, не имеют вкуса и запаха, но иногда несколько загрязнены органическим веществом. На площади соседнего листа N-51-XI А.А. Головневой (1961ф) установлено, что воды элювиально-делювиальных отложений имеют гидрокарбонатно-хлоридно-кальциево-натриевый состав. Они содержат также небольшое количество NH_4 , что объясняется присутствием органического вещества. Интенсивная обводненность элювиально-делювиальных отложений служит серьезным препятствием прокладке горных выработок.

Воды аллювиальных отложений развиты в поймах на террасах речных долин. Для них характерна высокая водообильность и сравни-

тельно постоянный режим. Питание вод аллювиальных отложений осуществляется за счет атмосферных осадков, вод элювиально-делювиальных отложений и трещинных вод. Выходы этих вод немногочисленны из-за их тесной связи с водами рек и ключей.

По своим свойствам они подобны водам описанных выше типов, но в них чаще проявляется загрязнение органическим веществом, наиболее интенсивное на участках низкоротного, слабо расчлененного рельефа. Состав их, по данным А.А.Головневой, гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатно-кальциево-натриевый; присутствует ион аммония. В большинстве случаев воды аллювиальных отложений вполне пригодны для технических и бытовых целей.

Почвенные воды также пользуются широким распространением. На пологих склонах, плоских водоразделах и в широких речных долинах они вызывают заболачивание. Источником питания их служат атмосферные осадки и воды элювиально-делювиальных отложений. Почвенные воды часто сильно загрязнены органическим веществом и окислами железа и имеют желтую или желто-бурую окраску.

Мощность донного слоя, в пределах которого функционируют надмерзлотные воды, невелика: на открытой местности она колеблется от 1,5-2,0 до 3,0-4,0 м, на залесенных и заболоченных участках не превышает 0,2-0,5 м. Иногда многолетнемерзлые породы лежат непосредственно под мощным теплоизолирующим слоем торфяников. Максимальная глубина протаивания - 7 м - была установлена В.П.Мининым в 1916 г. на безлесом юго-западном склоне горы Лукинды (Минин, 1926). Мощность слоя многолетнемерзлотных пород, установленная при бурении на месторождении Веселом, составляет 70-100 м (Кадеш, 1955б).

Подмерзлотные воды почти недоступны наблюдению при геологической съемке. О их существовании говорят восходящие источники, действующие и в зимнее время и образующие наледи в долинах ключей и верховьях рек. Мощность наледей достигает 4-5 м, протяженность - 1-2 км. Такие наледи наблюдались в верховьях р.Б.Омдой, в долинах рек Джалу, В.Амунакты, ключей Снежного, Веселого, Топазовского и др. В большинстве случаев выходы подмерзлотных вод приурочены к тектоническим нарушениям. Напорные подмерзлотные воды были вскрыты разведочными скважинами на месторождении Веселом, причем в некоторых из этих скважин наблюдалось самозлияние вод. Дебит источников достигал 10 м³/час, качество воды хорошее (Кадеш, 1955б). Источником питания подмерзлотных вод служат, по-видимому, надмерзлотные и поверхностные воды, проникающие под слой многолетней мерзлоты благодаря островным таликам. Такие талики наблюдались при разведке одной из жил

того же месторождения Веселый, где были встречены необходимые трещины, поглощающие воду даже на больших глубинах. Наличием островных таликов объясняется, вероятно, отсутствие воды в горных выработках на некоторых плоских участках водоразделов и их отрогов, хотя на соседних участках она присутствует на незначительной глубине (окрестности высоты 1346 на левобережье р.В.Амунакты).

Источником водоснабжения, кроме воды рек, могут служить воды аллювиальных отложений. Мощность этих отложений, измеряемая обычно несколькими метрами, и их высокая пористость говорят о значительных запасах вод этого типа. При большей потребности можно использовать подмерзлотных вод, которое требует необходимого технического оснащения.

ЛИТЕРАТУРА О п у б л и к о в а н и я

Дзеванский Ю.К. Тектоника Джугджуро-Становой складчатой области. Геологическое строение СССР, т.Ш, 1958.

Другова Г.М. и Нелов А.Н. Полиметаморфизм докембрийских образований южной части Алданского щита и Станового хребта. Тр.Лаб.геол. докембрия АН СССР, вып.11, 1961.

Коржинский Д.С. Пересечение Станового хребта по Амуро-Якутской магистрали и его геологические комплексы. Тр.ЦНИГИ, вып. 41, 1935.

Кориковский С.П. О возрасте метаморфических пород западной части Станового хребта. Тр.ВСТИ СО АН СССР, вып. 5 сер. геол., 1962.

Крылов М.Д. К вопросу о происхождении древнестановых гранитоидов. Геология и геофизика, № 8, 1962.

Лебедев А.П. Петрографический очерк Олекмо-Тындинского района (бассейн рек Нюкжа и Геткан). Тр.СОПС АН СССР. Мат.по геол.Северо-Байкальского нагорья и Олекминского Становика, вып.2, сер.сиб., 1935.

Мастюгин Л.А., Барабашев Е.В., Фомин И.Н. Об опыте применения аэромагнитных карт для целей структурно-геологического картирования. Мат.сообщ. по расчленению гранитоидов

Забайкалья. Улан-Удэ, 1960.

Меняйлов А.А. Габбро-дунито-анортозитовый комплекс и его металлогения на Дальнем Востоке (на примере Амунтактинского массива). ДАН СССР, т.Ш, № 3, 1946.

Мишин В.П. Отчет о поисковых работах на платину в окрестностях гольца Амунтакт (Дукинды), расположенного в верховьях р.Б.Ольдой по левую его сторону в западной части Амурской области. Изв.Геол.Комитета, 1917г., т.36, Изд.Геол.Ком., 1926.

Мошкин В.Н. Нижнепротерозойские образования хребтов Станового и Джугджура. Тр.ВСЕГЕИ, нов.сер. т.59, 1961.

Петрусьевич М.Н. и Казик Л.И. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000. Лист N-51 (Сювордино), 1957.

Рассказов Ю.П. Стратиграфия докембрия хребта Тукурингы. Совет. по разработке стратиграфических схем Забайкалья. Тез. докл., 1961.

Соболев В.С. Геологические исследования в бассейне рек Ср. и В.Лары (Ямная Якутия). Мат.ЦНИГРИ, сб.2,сер.регион., геол. и гидрогеол., 1933.

Судовиков Н.Г. и Нелов А.Н. О возрасте Станового комплекса. Тр.Лаб.геол.докембрия АН СССР, вып.12, 1960.

Четвериков С.Д. и Батанова А.М. О возможности практического использования некоторых метаморфических пород Южного Прибайкалья. Вестн. МГУ, № 3, 1960.

ф о н д о в а я

Арефьев В.И. и др. Отчет о результатах поисковых и поисково-разведочных работ, проведенных Ольдойской партией в 1961 г. на Амунтактинском габбро-дунитовом массиве и в его окрестностях, 1962.

Барковскии П.М. и Шилин Д.М. Выявление структурных металлогенических особенностей западной части ДВК. 1937.

Головнев А.А. и др. Отчет о геологосъемочных и поисковых работах масштаба 1:200 000, проведенных Тындинской партией в северо-западной части листа N-51-XI в 1960 г. 1961.

Горжевскии Д.И. и Шапкин К.С. Сводный отчет по работам Амазарской и Утесинской геологосъемочных партий за 1958-1959 гг. 1960.

Долгих Т.С. Геологический отчет Уруминской партии Сквороднинской экспедиции, 1950.

Иванов С.А. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р.М.Ольдой. (Отчет о геологической съемке и поисках масштаба 1:200 000, произведенных летом 1953 г. на территории восточной части листа N-51-XVI). 1959.

Иванов С.А. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения р.Б.Ольдой. (Отчет о геологической съемке и поисках масштаба 1:200 000, произведенных летом 1959 г. на территории западной части листа N-51-XVI). 1960.

Иванов С.А. и др. Отчет о геологической съемке и поисках масштаба 1:200 000, произведенных летом 1960 г. на территории северо-западной части листа N-51-XVI, 1961.

Иванов С.А. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Б.Джелтулака и Тынды. (Отчет о редакционно-уязочных маршрутах и поисках масштаба 1:200 000, произведенных Тындинской партией летом 1961 г. на территории южной части листа N-51-XI). 1962.

Исакова А.И. и др. Отчет о геологосъемочных, поисковых и ревизионно-уязочных работах масштаба 1:200 000, проведенных Нехжинской партией в северо-западной и северо-восточной частях листа N-51-X в 1960 г. 1961.

Кадаш В.Т. Геологическое строение бассейна верховьев р.Б.Ольдой, 1954.

Кадаш В.Т. Окончательный отчет о геологических исследованиях в бассейне верховьев р.Б.Ольдой. (Результаты работ Ольдойской ГРП, произведенных в 1949-1954 гг.). 1955.

Кац А.Г. и Бондарева Т.А. Геологический отчет Средне-Нехжинской партии № I Сквороднинской экспедиции, 1951.

Кирилов Е.А. О нижнепротерозойских конгломератах зоны Станового хребта. 1962.

Кислякова Н.Г. Геологическое строение и полезные ископаемые нижнего течения рек В. и Ср.Лары. (Отчет о работе партии № I за 1960 г.). 1961.

Махнин В.А. и др. Отчет Бурладинской партии о результатах поисковых работ за 1960 г. 1961.

Милай Т.А. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые юго-восточной части листа N-51-X. 1959.

Милай Т.А. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые северной и юго-западной частей листа N-51-X. (Отчет о геологосъемочных и поисковых работах масштаба 1:200 000, произведенных Нехжинской партией в 1949 г.). 1960.

Пежемский Г.Г. и др. Отчет о результатах геологосъемочных и поисковых работ масштаба 1:50 000, произведенных в бас-

сейне рек Сергачи и Хайкты. 1961.

П е ж е м с к и й Г.Г. и др. Отчет о геологосъемочных и поисковых работах масштаба 1:50 000, проведенных в бассейне среднего течения р.Б.Ольдыя. 1962.

П е ч е н с к и й Р.Д. и др. Отчет о результатах поисковых работ на редкие металлы, проведенных в Желтуланском районе Амурской области в 1961 г. (Бурналинская партия). 1962.

Р у д е н к о Д.Г. и др. Отчет о геологосъемочных и поисковых работах масштаба 1:50 000 в восточной части хр.Желтулинский Становик, 1962.

Р у х и н Б.А. и А н д р у щ е н к о П.Ф. Отчет Никиминской геологопоисковой партии за 1940 г. 1941.

С а м у с и н А.И. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые северной и восточной частей листа N-51-XV. (Отчет о поисково-съемочных работах масштаба 1:200 000 и ревизионно-уязвочных маршрутах Соловьевской партии за 1949 г.). 1960.

С а м у с и н А.И. и С а м у с и н а С.Н. Геологические исследования в пределах листа N-51-XV. (Отчет о ревизионно-уязвочных маршрутах масштаба 1:200 000, поисковых и тематических работах Соловьевской партии за 1960 г.). 1961.

С к а т ы н с к и й М.П. Геологическое строение и полезные ископаемые северо-восточной части листа N-52-XIII. (Отчет о работах Золотогорской партии в 1960 г.). 1961.

С п и ц ы н Л.П. Результаты поисковых и разведочных работ на золото и другие полезные ископаемые, проведенных в бассейне среднего и верхнего течения р.Нижки. (Отчет о работе Уркиминской партии за 1960 г.). 1961.

С п и ц ы н Л.П. и др. Результаты поисковых и разведочных работ на золото, проведенных в бассейне среднего течения р.Нижки и в среднем течении р.Олены. (Отчет о работах Уркиминской партии за 1961 г.). 1962.

С т е п а н о в Г.И. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые восточной части листа N-51-XV. (Отчет о геологосъемочных и поисковых работах масштаба 1:200 000 Верхне-Уруштинской партии ЛЭ ДВУ). 1960.

С т е п а н о в Г.И. и др. Отчет о результатах геологосъемочных работ масштаба 1:200 000, проведенных в западной части листа N-51-XV. 1961.

С у с л е н н и к о в Б.В., Б е л о г л а з о в А.С., Б е л я е в В.М. Отчет Забайкальской аэромагнитной партии и ЗГТ за 1958 г. 1959.

С у ш к о в П.А. Промежуточный отчет о поисках платино-

кель-кобальт-хромовых рудопроявлений на Амунахтинском массиве основных и ультраосновных пород. 1959.

С у ш к о в П.А. Отчет о результатах поисково-разведочных работ на никель, кобальт, хром и другие полезные ископаемые на Амунахтинском, Гетканском и Верхне-Дарбинском массивах основных и ультраосновных пород. (Результаты работ Ольдойской партии за 1958-1960 гг.). 1961.

Приложение I
СПИСОК МАТЕРИАЛОВ, ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ДЛЯ СОСТАВЛЕНИЯ КАРТЫ
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

№ п/п	Фамилия и инициа- лы автора	Название работы	Год состав- ления или изда- ния	Местона- хождение материала, его фондо- вый номер или место издания
I	2	3	4	5
I	Арефьева В.И., Бородин В.С., Иванчиков В.Л.	Отчет о результатах поисковых и поисково- разведочных работ, проведенных Ольдой- ской партией в 1961г. на Амунахтинском гаоборо-дунитовом мас- сиве и его окрестно- стях	1962	Фонды Амурской комплекс- ной экспе- диции ДВТУХ/
2	Барковский П.М., Шилин Д.М.	Выявление структурных и металлогенических особенностей западной части ДБК	1937	Фонды ВСЕГЕИ
3	Долгих Т.С.	Геологический отчет Урушинской партии Сковородинской экспе- диции за 1949 г.	1950	ВГФ
4	Инешин А.А.	Объяснительная записка к проекту разведочных работ на 1941 г. по прииску Нюкжа	1941	Фонды треста „Амурзолото“

х/ Здесь и далее - ДВТУ Дальневосточное территориальное
геологическое управление.

I	2	3	4	5
5	Исакова А.И.	Отчет о геологосъемочных, поисковых и ревизионно- уязочных работах масшта- ба 1:200 000, проведенных Нюкжинской партией в се- веро-западной и северо- восточной частях листа N-51-X за 1960 г.	1961	Фонды ДВТУ
6	Кадеш В.Т.	Окончательный отчет о геологических исследова- ниях в бассейне верховьев р. Б.Ольды. (Результаты работ Ольдойской ГРП, про- веденных с 1949 по 1954гг., лист N-51)	1955	Фонды ЧГТУ
7		Каталог прииска Соловь- евского	1962	Фонды трес- та „Амурзо- лото“
8	Кац А.Г., Бондарева Т.А.	Геологический отчет Средне-Нюкжинской партии № I Сковородинской экс- педиции	1951	ВГФ
9	Курсенко А.А.	Отчет о поисково-разве- дочных работах, прове- денных на участке Нюкже в 1951 г.	1952	Фонды Амур- ской комп- лексной экспедиции ДВТУ, г.Свободный
10	Левкин Н.Ф., Родионов В.Н.	Отчет о поисково-разве- дочных работах на рудное и россыпное золото, про- изведенных Урянской экспедицией в 1955 г.	1956	Фонды ЧГТУ
11	Махнин В.А., Печинский Р.Д., Печинская Г.А.	Отчет Бурпалинской пар- тии о результатах поис- ковых работ за 1960 г.	1961	Фонды ДВТУ

1	2	3	4	5
12	Милай Т.А., Здорищенко В.П., Мицкевич К.В.	Геологическое строение и полезные ископаемые вго- восточной части листа N-51-X	1959	Фонды ДВТУ
13	Милай Т.А., Здорищенко В.П., Исакова А.И., Мицкевич К.В.	Геологическое строение и полезные ископаемые се- верной и вго-западной частей листа N-51-X	1960	Там же
14	Петрусович М.Н., Казик Л.И.	Государственная геоло- гическая карта СССР масштаба 1:1 000 000. Лист N-51 (Сковоро- дино). Полезные ископае- мые	1957	Госгеолтех- издат
15	Печинский Р.Д.	Отчет о результатах поисковых работ на редкие металлы, прове- денных в Желтулакском районе Амурской области в 1961 г. (Бурлачинская партия)	1962	Фонды ДВТУ
16		Протокол заседания ко- миссии по запасам при- иска Соловьевский треста "Амурзолото"	1962	Фонды трес- та "Амурзо- лото"
17	Руденко А.Г., Руденко Г.В., Шатов В.Ф., Допатинский Г.С.	Отчет о результатах гео- логосъемочных и поиско- вых работ масштаба 1:50 000 в восточной части хр. Желтулинский Становик (части листов N-51-43-B, Г и N-51-44-B)	1962	Фонды ДВТУ
18	Рухин В.А., Андрущенко П.Ф., Спицын Л.П.	Отчет Никитинской геолого- поисковой партии за 1940 г.	1941	ВГФ

1	2	3	4	5
19	Спицын Л.П.	Результаты поисковых и разведочных работ на зо- лото и другие полезные ископаемые, проведенных в бассейне среднего теч- чения р. Нюкжи. (Отчет о работе Уркиминской пар- тии за 1959 г.)	1960	Фонды Амур- ской комп- лексной экспедиции ДВТУ
20	Спицын Л.П.	Результаты поисковых и разведочных работ на золото и другие полез- ные ископаемые, прове- денные в бассейне сред- него течения р. Нюкжи. (Отчет о работе Урки- минской партии за 1960 г.)	1961	Фонды ДВТУ
21	Спицын А.П. и др.	Результаты поисковых и разведочных работ на золото, проведенных в бассейне среднего те- чения р. Нюкжи и в сред- нем течении р. Олекмы. (Отчет о работах Ур- киминской партии за 1961 г.)	1962	"
22	Сущков П.А., Титаев В.Д., Иванчиков В.Л.	Отчет о результатах поисково-разведочных работ на никель, ко- бальт, хром и другие полезные ископаемые на Амунтинском, Гет- канском, Уркиминском и Верхне-Даринском массивах основных и ультраосновных пород. (Результаты работ Оль- дойской партии за 1958-1960 гг.)	1961	Фонды Амур- ской комп- лексной экспедиции ДВТУ

СПИСОК ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ,
ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ N-51-X КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ
МАСШТАБ 1:200 000

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения (К - ко-ренное, Р - рос-сыльное)	№ использо-ваемого материала по списку (прилож. I)
I	2	3	4	5	6

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Благородные металлы
Золото

9	I-1	Кл. Берикан	Отработано	Р	4,9,16,23
3	I-1	Кл. Глубокий	Не эксплуатируется, частично отработано	Р	4,9,16,23
13	I-2	Кл. Динамичный	То же	Р	4,9,23
42	II-2	Кл. Китайский	"	Р	4,9,18,23
32	I-4	Р. Кутыкан	"	Р	4,9,16,23
35	I-4	Р. Кутыкан	"	Р	4,9,16,23
34	I-4	Левый приток р. Кутыкана	"	Р	4,9,16,23
43	II-2	Кл. М. Салакит	"	Р	4,9,18,23
30	I-4	Кл. Маристий	"	Р	4,9,16,23
36	II-1	Р. Одолго	Не эксплуатируется, переразведано	Р	4,9,16,19-21
27	I-3	Р. Онон	То же	Р	4,9,16,19-21
15	I-2	Кл. Тайный	Не эксплуатируется, частично отработано	Р	4,9,18,19,23

I	2	3	4	5
23	Фролов В.В.	Состояние сырьевой базы прииска Нюкжа Нюкжинского приискового управления треста "Амурзолото"	1950	Фонды треста "Амурзолото"

СПИСОК НЕПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ,
ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ N-51-X КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ
МАСШТАБА 1:200 000

№ по карте	Индекс на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения (К - ко-ренное, Р - рос-сыльное)	№ используемого материала по списку (прилож. I)
I	2	3	4	5	6

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Б л а г о р о д н ы е м е т а л л ы

Золото

45	П-2	Верховья р. Агин	Не эксплуатируется	Р	4, 9, 18, 23
41	П-1	Кл. Агинкан	То же	Р	4, 9, 18, 23
7	I-1	Р. Амунанкан	"	Р	4, 9, 19, 23
23	I-3	Р. Амунанкит	"	Р	4, 9, 23
31	I-4	Р. Амуначи (приток р. Кутыкана)	"	Р	4, 9, 16, 23
51	П-4	Кл. Амуначи (приток р. Гет-кана)	"	Р	4, 9, 18, 23
44	П-2	Кл. Б. Салакит	"	Р	4, 9, 18, 23
59	Ш-3	Р. В. Амунакта	"	Р	22
38	П-2	Кл. Жильный	"	Р	4, 9, 18, 23
10	I-2	Кл. Забавный	"	Р	4, 9, 18, 20
17	I-2	Кл. Зячий	"	Р	4, 9, 18, 23
107	IV-3	Р. Зимовичи	"	Р	10
111	IV-4	Там же	"	Р	10
14	I-2	Кл. Разведка	"	Р	4, 9, 18, 23
55	П-4	Кл. Сивачи	"	Р	4, 9, 10, 18, 23
112	IV-4	Кл. Топазовский (приток р. Мар-шигири)	"	Р	10

I	2	3	4	5	6
40	П-2	Кл. Топазовский (приток р. Агин)	Не эксплуатируется, частично отработано	Р	4, 9, 18, 23
18	I-2	Р. Уркима	Не эксплуатируется, переработано	Р	4, 9, 16, 19-21
28	I-4	Кл. Хорогочи 2-й	Не эксплуатируется, частично отработано	Р	4, 9, 16, 23

СПИСОК ПРОЯВЛЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ
НА ЛИСТЕ N-51-X КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ
МАСШТАБ 1:200 000

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (месторождения) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ используемого материала по списку (прилож. I)
I	2	3	4	5

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Черные металлы

Магнетитовые и титаномагнетитовые руды

53	П-4	Правый берег р. Геткан	Редкая вкрапленность магнетита, титаномагнетита и ильменита в габбро (свалы)	22
79	Ш-Ш	Гора Лукинда, восточный склон	Вкрапленность магнетита, титаномагнетита, редко - сульфидов в габбро. Мощность рудных тел по 10 м, площадь (по данным магниторазведки) 300 x 600 м. Содержание железа - до 15%, титана - до 5%, никеля - до 0,06%	22
84	Ш-3	Гора Лукинда, южный склон	Характер проявления и его параметры те же. Площадь (по данным магниторазведки) 500x800 м	22

I	2	3	4	5	6
19	I-2	Верхнее течение р. Уркин	Не эксплуатировалось	Р	4,9,18,23
19	I-2	Верхнее течение р. Уркин	То же	Р	4,9,18,23
20	I-2	Там же	"	Р	4,9,19,23
21	I-2	"	"	Р	4,9,18,23
22	I-2	"	"	Р	4,9,18,23
48	II-3	"	"	Р	4,9,18,23
49	II-3	"	"	Р	4,9,18,23
12	I-2	Кл. Шаман	"	Р	4,9,18,23

Молибден

104	IY-3	Веселое	"	К	6
103	IY-3	Оборонное	"	К	6
		Литий			
102	IY-2	Восточное	"	К	17

I	2	3	4	5
33	I-4	Кл.Хорогочи 2-й	Горизонты магнетит-содержащих гнейсов. Мощность от 0,3 до 18 м, протяженность до нескольких километров. Содержание железа от 5 до 34%, титана от 0,3 до 1,8%. Общая протяженность полос развития магнетит-содержащих пород (по данным магнитной съемки) - 20 км при ширине 1,5-2,0 км	
Титан				
39	II-2	Среднее течение р.Уркимы	Около 15 горизонтов рудилсодержащих кварцитов в зверевской свите архея. Мощность 1-2 м, протяженность 200-600 м. Содержание титана от 0,1 до 1,0 в одной пробе - 5% (по данным спектрального анализа)	22, 21
Хром				
64	III-3	Гора Лукинда	Редкие хромитовые прожилки в луните. Мощность до 5 см, протяженность до 10-20 м	22
70	III-3	Гора Лукинда	То же	22
62	III-3	Гора Лукинда, северный склон	Хромитсодержащие габбро (в свалах). Содержание хрома 1-3%	22

I	2	3	4	5
Цветные металлы				
Свинец				
108	IV-3	Левый берег р.Б.Ольдой близ устья р.Олонгро	Жильный кварц с галени-том (в свалах)	3,14
95	VI-2	Р.Олонгро	То же	3,14
Медь и цинк				
109	IV-3	Левобережье р.Ольдой	Ореол рассеяния металлов в делянии. Содержание в спектральных пробах: меди - 0,3%, цинка - 0,3%	12
Никель				
68	III-3	Гора Лукинда, вершина	Вкрапленность сульфидов в габбро (в свалах). Содержание никеля - 0,1-0,7%	22,1
76	III-3	Гора Лукинда, восточный склон	Сульфидная вкрапленность в зоне дробления в габбро. Мощность 0,6-0,8м. Содержание никеля - 0,03, меди - 0,2, титана - 0,5	22
66	III-3	То же, западный склон	Сульфидная вкрапленность в зоне дробления и в габбропегматите. Мощность 0,8 м, содержание никеля - 0,1%, меди - 0,1%	22,1
73	III-3	Гора Лукинда, восточный склон	Вкрапленность сульфидов в габбро (в свалах). Содержание никеля 0,1-0,7, кобальта - 0,01-0,06, меди - 0,1-0,7%	22,1

I	2	3	4	5
74	Ш-3	Гора Лукинда, юго-восточный склон	Вкрепленные сульфидные руды в габбро. Мощность до 8 м, длина - 160 м. Содержание никеля - 0,37-0,69%	22,1
Б л а г о р о д н ы е м е т а л л ы				
З о л о т о				
4	I-1	Правобережье р. Амунакан	Окварцованный и ожелезненный гнейс (в свалах). Содержание золота 3,3 г/д	5
93	У1-1	Верховья рек Б. и Ср. Иличи	Шлиховой ореол рассеяния золота (с шеелитом и базобисмутином). Единичные знаки в 29 из 100 шлихов	17
5	I-1	Истоки ручья Глубокого	Золотосодержащие кварц-мусковитовые сланцы (в свалах). Содержание золота 0,4 г/т	5
6	I-1	Там же	То же. Содержание золота 4,2 г/т	5
2	I-1	Правый берег ручья Глубокого	То же. Содержание золота 1,0 г/т	5
60	Ш-3	Район гор Лукинды	Ореол рассеяния в делювии. Содержание золота - редкие знаки; площадь ореола не установлена	22
8	I-1	р. Одолго	Золотосодержащие кварц-мусковитовые сланцы, более 15 рудных тел мощностью от 0,5 до 10-12м и протяженность от 10 до 75 м. Содержание	19-21

I	2	3	4	5
24	I-3	Правобережье р. Онон в ее верховьях	Золота в большинстве проб колеблется от 0 до 10 г/т, в 12 пробах составляет от II до 51,6 г/т. Распределение крайне неравномерное	20,21
25	I-3	Там же	То же. Содержание золота от I до 10 г/т	20,21
26	I-3	"	Золотосодержащие гнейсы с халцедоновидным кварцем и вкрапленностью пирита. Содержание золота 0,4-0,5 г/т	20,21
16	I-2	Водораздел рек Онон и Уркима	Отдельные кварцевые жилы мощностью от 0,1 до 1,2 м. Содержание золота 1,0-1,2 г/т	9,19
11	I-2	Район пос. Ср. Нукжа	То же. Содержание золота 0,4-1,4 г/т	9,19
29	I-4	Кл. Хорогочи I-II	Окварцованный гнейс (в свалах). Содержание золота - 0,4 г/т	22
52	II-4	Долина р. Геткан	Отдельные штучные пробы из пиритизированных габбро, содержащие сперилит. Содержание платины 0,04-0,07 г/т	14
П л а т и н а				

I	2	3	4	5
54	П-4	Долина р. Геткан	Отдельные штупные пробы из пиритизированных габбро, содержащие сперрит. Содержание платины 0,04-0,07 г/т	I4
63	Ш-3	Гора Лукинда, северный склон	Отдельные штупные пробы из пиритизированных габбро, содержащие сперрит. Содержание платины 0,04-0,07 г/т	I4
71	Ш-3	Гора Лукинда, юго-западный склон	Вкрашенность самородной платины в сульфидизированном габбро. Содержание - 3 г/т	I
Молибден				
83	Ш-3	Кл. Березовый	Редкая вкрашенность молибдена в гнейсовидных диоритах (в свалах)	22
85	Ш-3	Там же	То же	22
86	Ш-3	Кл. Глубокий	Четыре зоны дробления, мощностью от 1 до 5 м, содержащие молибденит; по простиранию не прослежены. Содержание молибдена не более 0,05%. Свалы кварца и апфита с вкрашенностью молибдена	6
56	Ш-1	Джалу	Зона вкрапленных руд с максимальной мощностью 7 м и протяженностью 120 м. Содержание молибдена от 0,01 до 0,4%; среднее содержание - 0,06%	6

I	2	3	4	5
57	Ш-1	Бассейн р. Джелтулы	Редкая вкрашенность молибдена в гранитах	I3
105	IV-3	Зимовичи	Шесть зон вкрапленных руд в сластомилонитах, инфильтрованных кварцевыми сиенитами. Мощность зон - от первых сантиметров до 1,2 м, содержание молибдена 0,55-0,90%. Общая протяженность рудоносной зоны (по отдельным выработкам) - 300 м	6, I2
I	I-1	Нюкинское	Вкрашенность молибдена в малоомощных кварцевых линзах и вмещающих их гнейсах. Содержание молибдена от 0,02 до 0,3%. Вкрашенность молибдена в пегматитовой жиле. Площадь проявления незначительна	8
110	IV-4	Снежное	Зона вкрапленных руд со средней мощностью 40 м и протяженностью 200 м. Среднее содержание молибдена - 0,04%. Распределение молибдена очень неравномерное. Несколько мелких зон вкрапленных руд мощностью от 0,05 до 5,0 м с содержанием от 0,01 до 0,3%	6

I	2	3	4	5
94	IV-2	Солокит	Более 15 кварцевых жил мощностью от 0,1 до 0,5м, образующих две рудонесные полосы. Протяженность их 320 и 450 м. Средние содержания молибдена 0,02 и 0,05%	6
46	П-2	Хребтовка	Около 20 крутопадающих кварцевых жил мощностью от 0,1 до 0,6 м и множество прожилок. Содержание молибдена от 0,001 до 0,3, в трех жилах от 0,1 до 0,3%. По простиранию жилы не прослежены	
Литий				
96	IV-2	Восточная часть хр. Желтулинского Становика	Существенно кальциевые постримагматические породы, содержащие литиевые слюды. Жильное тело мощностью первые десятки метров и протяженностью 800 м. Содержание полезного ископаемого не установлено	17
97	IV-2	Восточная часть хр. Желтулинского Становика	То же. Мощность рудного тела около 40 м (по свалам), предполагаемая протяженность около 120м. Содержание окиси лития от 0,08 до 0,26% (по данным химического анализа)	17

х/ Средние содержания не определены.

I	2	3	4	5
98	IV-2	Восточная часть хр. Желтулинского Становика	Те же породы в развалах. Протяженность полос развалов 350 м, ширина - от 10 до 25 м. Содержание не установлено	17
99	IV-2	Там же	То же. Предполагаемая мощность рудного тела около 10 м, протяженность - 150 м. Содержание не установлено	17
100	IV-2	"	Те же породы в развалах. Содержание слюды более низкое по сравнению с другими проявлениями. Протяженность полос развалов - 300 м, ширина 25-30 м. Содержание полезного ископаемого не установлено	17
Ниобий и тантал				
90	IV-2	Хребет Желтулинский Становик	Альбитизированные щелочные граниты, содержащие фергисонит. (Площадь участков альбитизации измеряется несколькими квадратными километрами). Содержание фергисонита 40 г/т	17
91	IV-1	Хребет Желтулинский Становик	То же. Содержание фергисонита I г/т	17
92	IV-1	Там же	То же. Содержание фергисонита - 20 г/т	17
89	IV-I	Истоки рек Желтулы и Тогаминки	Шлиховой ореол рассеяния фергисонита (единичные, иногда редкие, знаки в 92 шлихах из 105)	17

I	2	3	4	5
65	Ш-3	Район горы Лукин- ды	Единичные зерна колумби- та в пегматите	22
69	Ш-3	Там же	То же	22
78	Ш-3	"	"	22
82	Ш-3	"	"	12
47	П-2	Уркиминское	Маломощные (от 2 до 5 см) пегматитовые жилы с еди- ничными знаками танталита- колумбита	15
58	Ш-3	Хорогочиканское пегматитовое поле	Пегматитовые жилы. Содер- жание танталита-колумбита до 22 г/т, содержания пя- титокисей тантала и ниобия 0,0008 и 0,004%	11,15
50	П-3	Цыпканжойское пегматитовое поле	Маломощные (до 50 см) пегматитовые жилы. Содер- жание танталита-колумбита не превышает 12 г/т	15
87	Ш-4	Чек-Чиканское пегматитовое поле	Пегматитовые жилы, мощ- ность от долей метра до нескольких метров. Протяженность пегматитово- го поля (в пределах тер- ритории листа N-51-X) - 7 км, ширина около 1 км. Максимальное содержание танталита-колумбита - 324 г/т, содержания пятиокиси тантала и ниобия - 0,01 и 0,03%	11,15
88	Ш-4	Там же	То же. Содержание танта- лита-колумбита - 5-7г/т, пятиокисей тантала и ниобия соответственно 0,001-0,005 и 0,005-0,009%	11,15

I	2	3	4	5
Редкие земли				
90	IY-1	Джелтулинский Становик	Альбитизированные щелоч- ные граниты, содержащие фергусонит	I7
91	IY-1	Там же	То же	I7
92	IY-1	"	"	I7
89	IY-1	Истоки рек Жел- тулы и Тогаминки	Шлиховой ореол рассея- ния фергусонита	I7
65	Ш-3	Район горы Лукин- ды	Колумбитсодержащий пег- матит. В металлометри- ческих пробах 0,01% иттрия. Площадь ореола 100 x 100 м	22
67	Ш-3	Район горы Лукин- ды	Фергусонит в пегматите (до 0,003 весового процента). В металлометрических про- бах 0,02% Y и 0,002- 0,003% Yb	22
69	Ш-3	Там же	Колумбитсодержащий пегма- тит. В металлометрических пробах 0,03% Y и 0,006% Yb	22
75	Ш-3	"	В металлометрических про- бах 0,01% Y и 0,03% Yb	22
77	Ш-3	"	В металлометрических про- бах 0,01-0,02% Y и 0,006% Yb	22
80	Ш-3	"	В металлометрических про- бах 0,01% Y и 0,002% Yb	22
82	Ш-3	"	Колумбитсодержащий пегма- тит. В металлометрических пробах 0,03 Y и 0,001- 0,002% Yb	22

1	2	3	4	5
Ртуль				
82	Ш-3	Западный склон горы Лукинды	Несколько зон дробления с вкрапленностью киновари. Мощность наиболее крупной зоны от 0,2 до 2,0 м, протяженность (не полная) - 460 м. Содержание до 0,3% на мощность рудного тела I м	22
72	Ш-3	Западный склон горы Лукинды	Ореол рассеяния киновари в делянии (редкие знаки)	22
60	Ш-3	Северный склон горы Лукинды	Ореол рассеяния киновари в делянии (редкие знаки)	22
61	Ш-3	Там же	То же	22
ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ				
Флюорит				
57	Ш-1	Бассейн р. Джел-тулы	Редкая вкрапленность в гранитах вместе с молибденом (свалы)	12
92	IV-2	Хр. Джелтулинский Становик	Редкая вкрапленность в литиевых рудах	17
100	IV-2	Там же	То же	17
90	IV-1	"	Редкая вкрапленность в щелочных гранитоидах (свалы)	17
91	IV-1	"	То же	17
92	IV-1	"	"	17
101	IV-2	"	"	17
105	IV-3	Зимовичи	Екрапленность в молибденитовых рудах	12

1	2	3	4	5
106	IV-3	Долина р. Зимовичи	Редкая вкрапленность в диопсид-кальцитовых пост-магматических образованиях	12
113	IV-4	Бассейн р. Марши-гири	Редкая вкрапленность в катаклазитах	12
94	IV-2	Солокит	Редкая вкрапленность в молибденовых рудах	6
37	IV-4	Хребет Чернышева, истоки р. Одолго	Редкая вкрапленность в катаклазитах	13
Керамическое сырье				
102	IV-2	Восточное	Два жлообразных тела кальцит-диопсидовых и т.п. пород. Мощность до 90 и 170 м и протяженность 400 и 500 м	
106	IV-3	Зимовичи	Два жлообразных тела диопсид-кальцитовых пород мощностью 10 м и протяженностью до 300 м	12

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Введение	3
Стратиграфия	7
Интрузивные образования	22
Тектоника	50
Геоморфология	61
Полезные ископаемые	65
Подземные воды	83
Литература	85
Приложения	90

Редактор М.В.Федорова
Технический редактор Ц.С.Левитан
Корректор Г.И.Халтурина

Сдано в печать 21/X 1969 г. Подписано к печати 7/IV 1970г.
Тираж 100 экз. Формат 60x90/16 Печ.л. 7,0 Заказ 110с

Копировально-картографическое предприятие
Всесоюзного геологического фонда