

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР  
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР  
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ПРОИЗВОДСТВЕННОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОБЪЕДИНЕНИЕ

Уч. № 041

ГОСУДАРСТВЕННАЯ  
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ  
КАРТА СССР

МАСШТАБ 1:200 000

СЕРИЯ СИХОТЭ-АЛИНСКАЯ

Лист М-53-XXX

Объяснительная записка

Составитель *В.А.Дымович*

Редактор *В.И.Сухов*

Утверждено Научно-редакционным советом Мингео СССР при ВСЕГЕИ  
15 мая 1981 г., протокол № 13

МОСКВА 1987

## О Г Л А В Л Е Н И Е

	Стр.
Введение . . . . .	5
Геологическая изученность . . . . .	7
Стратиграфия . . . . .	10
Интрузивные образования . . . . .	47
Тектоника . . . . .	67
Геоморфология . . . . .	81
Полезные ископаемые . . . . .	84
Подземные воды . . . . .	94
Оценка перспектив района . . . . .	96
Литература . . . . .	99
Приложения . . . . .	104

## ВВЕДЕНИЕ

Территория листа М-53-XXX входит в Нанайский и им.Лазо районы Хабаровского края РСФСР и расположена в северо-западных отрогах хр.Сихотэ-Алинь между  $48^{\circ}40'$ - $49^{\circ}00'$  с.ш. и  $137^{\circ}00'$ - $138^{\circ}00'$  в.д. Это типичная горнотаежная местность с интенсивно расчлененным рельефом и абсолютными высотами от 200-500 м на северо-западе до 1200-1400 м на юго-востоке района, где отдельные гольцовые вершины достигают 1600 и более метров (г.Набоскреб в высокогорном массиве Тардоки-Яни - 1723 м). На большей части территории водораздельные хребты имеют пилообразный продольный профиль, узкие (5-50 м) гребни с остроконечными вершинами и глубокими седловинами. Крутизна склонов составляет  $20-35^{\circ}$ , относительные превышения достигают 600-700 м. Перевалы через водоразделы для вьючных лошадей часто недоступны. Лишь на западе районе распространены широкие плоские водоразделы, незаметно сливающиеся с протяженными пологими ( $5-15^{\circ}$ ) склонами. Относительные превышения составляют здесь не более 200-300 м.

Речная сеть представлена р.Анхой с ее левыми притоками - реками Тормасу, Поди, Мани, Моади, Бира и верхним течением р.Хор с притоками - р.Сооли и р.Кадади. На крайнем западе берут начало реки Картанга, Бурга, Ута, впадающие в р.Амур. Все реки типично горные со значительными (от 3-6 до 12-20 м/км) продольными уклонами, обилием порогов, глыб в русле и лесных заломов. Ширина рек составляет 20-30 м (р.Анхой - до 100 м), средняя глубина - 1-1,5 м (до 3 м), скорость течения от 1 м/с на плесах до 3-4 м/с на порогах. В период затяжных дождей уровень рек поднимается на 2-3 м и даже мелкие ручьи превращаются в бурные потоки. По р.Анхой возможно передвижение на моторных лодках.

Климат муссонный с частыми дождями в летнее время и с преобладанием солнечной погоды поздней осенью и зимой. Среднегодовое количество осадков составляет 700-900 мм с максимумом (до

400 мм) в июле-августе. Максимальные температуры отмечаются в июле (до +35°C), минимальные - в январе (до -35°...-40°C). Отрицательная среднегодовая температура (-3°...-4°C) обуславливает наличие островной многолетней мерзлоты. Глубина промерзания грунтов превышает 2 м. Оттаивание их к августу составляет 1-2 м. Реки вскрываются к началу мая. Снег в долинах стаяет к середине мая, а в высокогорье сохраняется до конца июня. Заморозки и первые снегопады отмечаются в середине сентября. Постоянный снежный покров ложится в конце октября - начале ноября. Глубина его в среднем составляет 0,5-1 м. Реки замерзают в декабре. Проведение маршрутных исследований возможно с середины мая по сентябрь включительно.

Весь район, за исключением гольцовых вершин высокогорного массива Тардоки-Яни, покрыт труднопроходимой тайгой. Преобладают представители охотской флоры: ель, пихта, режа лиственница, произрастающие на склонах гор. Реже наблюдаются реликты манчжурской флоры: тополь, ильм, береза, клен, ясень, осина и др., распространенные преимущественно по долинам рек. Хорошо прогреваемые склоны залесены корейским кедром. В долине р.Ануй встречаются амурский бархат, липа, манчжурский орех, дуб. В нижнем течении р.Тормасу произрастает тис. На высотах с абсолютными отметками выше 1200-1300 м часты заросли кедрового стланика. Леса имеют густой подлесок из орешника, клена, рододендрона, крушины, жостера. В бассейне нижнего течения р.Ануй, кроме того, произрастают аралия, элеутерококк, часто перевитые лимонником, виноградом, актинидией. Почвы в хвойных лесах покрыты мхами, а в лиственных и смешанных пойменных - травой. Лесные массивы района могут полностью удовлетворить потребности горной промышленности в крепящем лесе, строительном материале и топливе. В тайге водятся лоси, изюбри, медведи, кабаны, соболи, белки и др. Много рябчиков. Реки богаты ленком, хариусом. В р.Ануй нерестится кета. Обилие кровососущих насекомых затрудняет полевые работы. Имеются случаи заболевания клещевым энцефалитом.

Сильная залесенность и лесные завалы обуславливают очень плохую проходимость. С залесенностью связана и плохая обнаженность. Коренные породы встречаются преимущественно на вершинах остроконечных гряд и у оснований склонов. Крупноглыбовый делювий, а на западе района интенсивная обводненность грунтов затрудняют проходку поверхностных горных выработок.

Экономически район освоен крайне слабо, особенно центральная и восточная его части, где находится лишь около полутора

десятков охотничьих заимок. В северо-западной части территории на базе лесоразработок возникли поселки Арсеньевое и Верх.Манома. В каждом поселке проживают 100-150 семей русских, украинцев и нанайцев. Лесоразработки проведены или ведутся в бассейнах рек Манома, Моади, Картанга, Бира, Тормасу, в связи с чем здесь проложены временные грунтовые дороги. В северо-западную часть района, используя дороги из г.Хабаровска (230-260 км), можно попасть автомобильным транспортом повышенной проходимости, а в поселки Арсеньевое и Верх.Манома, кроме того, рейсовыми самолетами АН-2. В остальную же часть района транспортировка возможна только вертолетами. Для транспортировки внутри района можно использовать вьючных лошадей. При работе в горах требуются подносчики. В настоящее время на всех рудопроявлениях и месторождениях проведены лишь поисковые работы.

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Первые сведения о геологии района были получены при проведении геологических маршрутов по р.Ануй Д.В.Ивановым в 1895 г., Я.С.Эдельштейном в 1899 г. и Г.П.Воларовичем в 1931 г. Результаты маршрутных наблюдений были обобщены Г.П.Воларовичем /20/, составившим в 1934 г. первую геологическую карту Северного Сихотэ-Алиня масштаба 1:1 500 000. В 1941 г. в бассейнах рек Хор и Тормасу проводил геологическую съемку масштаба 1:500 000 С.Ф.Допиро /27/. Им в отложениях верхнего мела обнаружена ископаемая флора, на основании которой эти отложения параллелизуются со свитой Кандахе, выделенной по р.Ануй /20/.

В период с 1949 по 1953 г. А.П.Глушковым /21, 22/, В.К.Елисеевой /31/, А.И.Поповым /47/ почти вся территория листа была охвачена геологической съемкой масштаба 1:200 000. Несмотря на крайне слабую обоснованность стратиграфической схемы района и схемы магматизма, в результате проведения съемки были получены представления об основных чертах геологического строения района и определены перспективы его рудоносности. По результатам шлихового опробования выделено несколько ореолов касситерита, в пределах которых были рекомендованы для детальных поисков участки Совинный, Березовый, Томчи, Кадади, Перспективный.

Вслед за среднemaштабной съемкой проводились специализированные поисковые работы. В бассейнах верхних течений рек Сооли и Томчи в 1954 г. под руководством В.Е.Проскурникова /48/ произведено шлиховое опробование аллювия в масштабе 1:25 000 и про-

ведены детальные поиски на участках Томчи, Перспективный, Кадади, которые рекомендовались для дальнейшего изучения на олово. Был выявлен также новый перспективный участок Верховья Сооли. В этом же году О.Н.Кабаковым /34/ проведены детальные поиски на участке Совиний, где им было обнаружено рудопоявление бериллия и выявлен шлиховой ореол касситерита в долине руч.Куптурку. На участках Томчи и Куптурку в 1955 г. А.Н.Широкой /54/ были продолжены детальные поиски. Эти участки рекомендованы ей для дальнейших детальных работ. В 1956 г. С.Я.Липидусом /38/ проведены поисковые работы масштаба 1:50 000 (поисковые маршруты с металлометрическим опробованием) в бассейнах рек Сооли, Кадади, Томчи и детальные поиски на участках Перспективный, Верховья Сооли и Кадади. На участке Перспективный им рекомендовано детализировать ореолы олова, а участкам Кадади и Верховья Сооли дана отрицательная оценка. В 1957 г. в бассейнах рек Яро и Томчи Л.И.Конченко /36/ были продолжены поисковые работы масштаба 1:50 000 (металлометрическая съемка и шлиховое опробование аллювия) и детальные поиски на участке Томчи, перспективы которого не уточнялись. Нижнее течение р.Поды в этом же 1957 г. было охвачено комплексными геолого-геофизическими работами масштаба 1:100 000 (площадная металлометрическая съемка и опробование донных осадков) под руководством А.И.Мотора /42/. Эти работы подтвердили перспективность участков Совиний и Куптурку.

В 1957 г. вся территория листа была охвачена комплексной аэромагнитной съемкой масштаба 1:200 000 /50/, в результате которой установлена общая картина распределения магнитного поля и выявлены главные аномальные зоны. Одновременно аэромагнитная съемка масштаба 1:25 000 проводилась в среднем течении р.Анхой /53/.

В 1958 г. А.В.Деминым /25/ осуществлены шлиховое опробование, опробование донных осадков в масштабе 1:50 000 в нижнем течении р.Поды и детальные поиски на бериллий на участке Совиний, который был рекомендован для доизучения. В 1959 г. этот же автор /26/ на крайнем северо-востоке площади листа проводил геологическую съемку масштаба 1:50 000, а И.А.Плотников /45/ продолжил поисково-разведочные работы на бериллий на участке Совиний и установил его промышленную ценность.

В 1961 г. в верховьях рек Анхой, Хор, Сооли и на правобережье р.Тормасу была произведена аэромагнитная съемка масштаба 1:50 000 под руководством Б.А.Головки /23/. Материалы съемки позволили выделить ряд аномальных зон, обусловленных магнитными

интрузивами, в том числе не вскрытыми эрозией. В 1964–1965 гг. Северный Сихоте-Алинь был охвачен гравиметрической съемкой масштаба 1:1 000 000 /17/, а в 1966 г. составлена карта магнитного поля масштаба 1:200 000 /41/, куда полностью вошла территория листа.

С 1968 по 1975 г. на 2204 км<sup>2</sup> площади листа в бассейнах р.Тормасу и верхних течений рек Хор, Поды, Сооли проведены геологосъемочные и поисковые работы масштаба 1:50 000 под руководством В.А.Исполинова /32, 33/, Л.Н.Серебрякова /52/ и В.А.Дьямича /28/. В результате работ получены новые данные по стратиграфии и магматизму района, практически полностью изменившие представления о его геологическом строении. Находки ископаемой фауны позволили обосновать верхнетриасовый, прский, берриасский возраст осадочных отложений. Получена обширная информация о геохимических особенностях интрузивных пород, о характере металлогенической специализации разновозрастных магматических комплексов и закономерностях размещения рудопоявлений. В пределах выявления шлиховых и литохимических ореолов олова, вольфрама, золота и других металлов проведены поисковые работы с помощью поверхностных горных выработок на многочисленных рудопоявлениях. Окончательная оценка большинства из этих рудопоявлений требует изучения их на глубину.

В 1970–1971 гг. под руководством С.В.Головки /24/ осуществлена вертолетная пятиканальная аэрогеофизическая съемка масштаба 1:50 000 в верховьях рек Тормасу и Сооли. В 1971–1972 гг. юго-западная часть территории листа Э.А.Рейнлибом /49/ охвачена гравиметрической съемкой масштаба 1:200 000. Этими работами установлен характер распространения на глубине ряда магматических тел и подтверждены некоторые крупные разрывные структуры.

В 1974–1976 гг. вдоль профиля Литовко-Инокентьевский, пересекающего также территорию листа, проведены исследования методом глубинного сейсмозондирования /13/, позволившие выделить в разрезе земной коры восемь слоев, глубинные разломы и уточнить тектоническую позицию крупных структур.

В 1975 г. северо-западная часть территории листа площадью 824 км<sup>2</sup> была охвачена геологической съемкой масштаба 1:200 000, проведенной под руководством С.П.Кузьменко /37/.

Вопросам стратиграфии, магматизма, тектоники, истории геологического развития, металлогении и геоморфологии Северного Сихоте-Алиня посвящены работы А.И.Савченко /51/, Э.П.Изоха /9, 10, 11/, Г.С.Ганешина /5/, Е.Б.Бальтенева /1, 18/, И.А.Плотникова /46/, Е.П.Брудницкой и Л.Д.Третьяковой /19/.

В 1977-1978 гг. на территории, не покрытой крупномасштабной съемкой, автором /29/ с целью подготовки листа к изданию проведено геологическое доизучение масштаба 1:200 000. Впервые в районе на основании находок органических остатков выделены верхнепермские отложения, выявлено перспективное рудопроявление золота (участок Болотистый), на котором с 1980 г. ведутся детальные поисковые работы. Обобщение материалов геологического доизучения, крупномасштабного картирования, всех видов геофизических и поисковых работ, дешифрирования аэрофотоснимков /29/ явилось основой для составления Государственной геологической карты, карты полезных ископаемых листа М-53-XXX и объяснительной записки к ним.

Государственная геологическая карта листа М-53-XXX увязана с картами соседних листов М-54-XXV /12/ и М-53-XXIV. С картой листа М-53-XXIX /15/ она частично не увязана. Расхождения выражаются в изменении представлений о возрасте геологических образований, основанном на более достоверных данных, полученных при крупномасштабном картировании и геологическом доизучении.

Спектральные, химические, пробирные, палинологические анализы, определения радиологического возраста пород производились в Центральной лаборатории ИГО "Дальгеология". Фаунистические остатки определялись Е.П.Брудницкой, Б.Б.Назаровым, Т.В.Романчук, Л.Б.Тихомировой, Л.Д.Третьяковой, флора - М.М.Кошман. Техническая работа по подготовке карт к изданию выполнена Н.К.Полынцева, В.Г.Сухиной.

## СТРАТИГРАФИЯ

Стратифицированные образования занимают около 80% территории листа и представлены осадочными, вулканогенно-осадочными, вулканогенными отложениями верхней (?) перми, мезозоя и кайнозоя, размещенными в четырех структурно-формационных зонах: Центрально-Сихотэ-Алиинском антиклинории, Восточно- и Западно-Сихотэ-Алиинском синклинориях и Западно-Сихотэ-Алиинской вулканогенной зоне. На незначительной площади обнажаются также верхнепротерозойские или нижнепалеозойские метаморфические породы. На листе впервые выделены верхнетриасовые толщи с собственными географическими названиями.

## ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ ИЛИ НИЖНИЙ ПАЛЕОЗОЙ (PR<sub>2</sub>, PZ<sub>1</sub>)<sup>1</sup>?

В бассейне среднего течения р.Анхой обнажены метаморфические породы, слагающие овалный тектонический блок, вытянутый в северо-восточном направлении. На территории листа М-53-XXX попадает небольшая часть блока, сложенная толщей слюдяных сланцев. Строение толщи довольно монотонное. Это плитчатые и плейчатые слюдяные сланцы, которым присущи гранобластовые и лепидогранобластовые структуры с размером зерен 0,05-1,0 мм, редко до 3-5 мм. Породы отчетливо полосчаты за счет тонкого чередования (через 0,3-10 см) полос, содержащих переменные количества биотита (15-75%), мусковита (5-25%), кварца (20-40%), альбита (0-10%), рудного минерала (1-5%) и единичные зерна апатита, циркона, иногда турмалина или кордиерита. Сланцы насыщены линзовидными обособлениями кварцевого и кварц-полевошпатового состава мощностью до 2 см и длиной до 10 см. Судя по характеру минеральных ассоциаций, метаморфизм пород происходил в условиях фации эпидотовых амфиболитов. Заметное увеличение степени метаморфизма отмечается при движении в восточном направлении, с приближением к так называемой Анхойской зоне мигматизации /39/. Видимая мощность толщи в пределах площади листа составляет более 600 м.

Возраст метаморфических образований бассейна р.Анхой дискусионен. А.П.Глушков /22/ относил их к архею, а Н.Н.Воронцов /4/ - к протерозою. Позднее А.В.Демин /26/, А.И.Савченко /51/, Э.П.Изох /10/, К.Ф.Клычко /35/ приняли возраст этих образований палеозойским, причем К.Ф.Клычко получены противоречивые результаты определения радиологического возраста метаморфических пород - от 73 до 388 млн.лет. М.В.Мартынюком /39/ установлено, что метаморфические образования прорываются кислыми интрузиями, имеющими возраст 488 и 433 млн.лет. Раннепалеозойские значения возраста получены им также для гранат-биотитовых кристаллических сланцев (417 млн.лет) и гнейсов (456 млн.лет) из зоны мигматизации. При этом доказано, что постепенные изменения степени метаморфизма наблюдаются лишь в пределах полей развития слюдяных сланцев, а на контакте их с заведомо мезозойскими отложениями отмечается перепад степени метаморфизма. Таким образом, поскольку радиологические определения возраста, скорее всего, указывают на время метаморфизма пород, то истинный возраст толщи может быть верхнепротерозойским или нижнепалеозойским.

## ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

### Верхний отдел (P<sub>2</sub>?)

Верхнепермские отложения начинают видимый разрез морских геосинклинальных образований в районе. Обнажены они в трех тектонических блоках: в бассейне верхнего течения р. Поди, на правом берегу р. Кадади и в среднем течении р. Тормасу. Основной объем отложений составляют подводно-оползневые брекчии. Это своеобразные породы, состоящие из алевролитовой массы с погруженными в нее беспорядочно ориентированными обломками песчаников, туффи-тов, кремнистых и кремнисто-глинистых пород, алевролитов, андезитов, иногда спилитов и кварцитов, имеющих угловатую или слабо окатанную форму и размер от 1-10 мм до 10-20 см (нередко до 0,5-2 м). Количество таких обломков изменяется от 5 до 60% объема породы. Включая переменное количество обломочного материала, подводно-оползневые брекчии переходят по простираанию в алевролиты и туфоалевролиты. Последние наиболее широко развиты на левом борту р. Поди. Среди подводно-оползневых брекчий и алевролитов в основном в нижних и средних частях разреза распространены частые, но непротяженные прослои песчаников. Мощность их варьирует от 5-35 м в бассейне р. Поди до 95-150 м в бассейнах рек Кадади и Тормасу. В бассейне р. Поди песчаники слагают также пачки (до 60 м) переслаивания с алевролитами при мощности прослоев от 0,5 до 50 см. В бассейне р. Кадади наблюдается пласт туффи-тов мощностью около 60 м. По простираанию они сменяются туфопесчаниками, затем полимиктовыми мелко-среднезернистыми песчаниками. По всему разрезу распространены кремнистые и кремнисто-глинистые породы, слагающие непротяженные прослои мощностью от 15 до 60-80 м и маломощные линзы. Наиболее протяженные слои (до 6 км) приурочены к низам толщи на левобережье р. Поди. В средней части разреза наблюдаются быстро выклинивавшиеся горизонты спилитов, диабазов и их туфов мощностью до 10-50 м, редко до 80 м. В бассейне р. Тормасу среди песчаников встречаются единичные маломощные (до 3 м) линзы гравелитов, а на левом борту р. Поди среди кремнисто-глинистых пород - известняков. Мощность верхнепермских (?) отложений, установленная при изучении разрезов, достигает 1000-1100 м.

На правобережье р. Кадади в алевролитах цемента подводно-оползневых брекчий содержатся колонии мшанок, представителей отрядов (по определению Т.В. Романчук) *Cryptostomida*, *Treplostomida*, свидетельствующих о палеозойском возрасте вмещающих отложений.

Далее к югу за пределами площади листа, в бассейне р. Кабули /30/ и далее - в бассейнах рек Кафен и Чуцен /16/ в аналогичных отложениях известны многочисленные верхнепермские органические остатки. Таким образом, возраст описанных отложений несомненно палеозойский, скорее всего верхнепермский.

## ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

### Верхний отдел

Якчинская толща (*T<sub>2</sub>jak*) узкой полосой прослеживается в северо-восточном направлении от р. Ячки в бассейне среднего течения р. Мани, на юго-востоке согласно перекрывалась томчинской толщей. Базальные горизонты ее не обнажены. В строении толщи принимают участие кремнистые породы, спилиты, диабазы, их туфы, редко кремнисто-глинистые породы, алевролиты, песчаники, углисто-глинистые сланцы.

Разрез толщи, составленный по горным выработкам вдоль долины р. Томчи, следующий (снизу вверх):

1. Кремнистые породы с единичными прослоями  
диабазов . . . . . 60 м
  2. Диабазы . . . . . 30 "
  3. Кремнистые породы с прослоями (5-10 м)  
диабазов . . . . . 95 "
  4. Песчаники полимиктовые мелко-, среднезер-  
нистые . . . . . 40 "
  5. Кремнистые породы . . . . . 150 "
  6. Алевролиты . . . . . 50 "
  7. Кремнисто-глинистые породы с прослоями але-  
вролитов . . . . . 30-50 "
  8. Алевролиты и туфоалевролиты . . . . . 75 "
  9. Кремнисто-глинистые и кремнистые породы . . . . 35-40 "
  10. Туфоалевролиты с прослоями (10-12 м) диаба-  
зов . . . . . 45-50 "
  11. Алевролиты с редкими прослоями (до 0,5 м)  
кремнисто-глинистых пород . . . . . 50 "
  12. Пачка переслаивания (через 1-1,5 см) кремни-  
стых и кремнисто-глинистых пород . . . . . 170-180 "
  13. Пачка переслаивания (через 1-1,3 м) кремни-  
стых, кремнисто-глинистых пород и углисто-глинистых  
сланцев . . . . . 60 "
- Общая мощность разреза 890-930 м.

По простиранию к северо-востоку в составе толщи значительно увеличивается количество основных эффузивов. Так, в бассейне р. Яро толща представлена почти исключительно спилитами, диабазами и кремнистыми породами, слагающими в целом чередующиеся между собой пакки мощностью от 30 до 150 м. Кремнисто-глинистые породы и туфы встречаются здесь в виде редких маломощных прослоев, а алевролиты и песчаники практически отсутствуют, появляясь вновь далее к северо-востоку. Разрез крайней северо-восточной части толщи характеризуется резким преобладанием основных эффузивов, заметную роль среди которых играют туфы. Кремнистые породы здесь имеют подчиненное значение. Крайне редко встречаются маломощные прослои алевролитов и кремнисто-глинистых пород. Мощность толщи 900-950 м.

В бассейне р. Яро в кремнистых породах верхней части разреза толщи обнаружены радиолярии: *Tricolocapsa pilula* Hinde, *Dicolocapsa ex gr. macrocephala* Rüst, *Dictyomitra ex gr. multicos-tata* Zittel, *Lithocampe piramis* Rüst, *Stichocapsa cf. tecta* Rüst и др. теттинского комплекса (верхний триас). Аналогичный комплекс радиолярий установлен в низах разреза согласно перекрывающей томчинской толщи, верхние горизонты которой содержат фауну (*Pentacrinus*, *Holcorhynchia*, *Halobia*, *Oxytoma*), характерную для верхов карнийского - низов норрийского ярусов /3/. Таким образом, якчинская толща относится к карнийскому ярусу и скорее всего соответствует его средней части /19/.

Томчинская толща ( $T_3^{(m)}$ ) распространена к юго-востоку от якчинской толщи, согласно наращивая разрез верхнетриасовых отложений. В отличие от якчинской толщи, в ее составе преобладают терригенные породы. Так, в бассейне среднего течения р. Яро на кремнистых породах якчинской толщи при четком контакте залегают (снизу вверх).

1. Алевролиты . . . . .	145 м
2. Песчаники полимиктовые мелкозернистые с редкими линзами (15-90 см) алевролитов . . . . .	50-55 "
3. Кремнистые породы с линзами кремнисто-глинистых пород . . . . .	40 "
4. Алевролиты . . . . .	10 "
5. Песчаники полимиктовые мелкозернистые с редкими маломощными прослоями алевролитов . . . . .	50-55 "
6. Алевролиты с включением обломков кремнистых пород, песчаников и основных эффузивов; прослои (8-10 м) песчаников, кремнистых пород и спилитов . . . . .	140-150 "

7. Спилиты . . . . .	15-30 м
8. Алевролиты, иногда туфоалевролиты с невыдержанными прослоями и линзами кремнистых пород, спилитов, песчаников, подводно-оползневых брекчий . . . . .	170-190 "
9. Песчаники полимиктовые, сладистые мелко-среднезернистые с линзами алевролитов . . . . .	55 "
10. Алевролиты . . . . .	20 "
11. Песчаники полимиктовые, иногда сладистые мелкозернистые с редкими линзами алевролитов . . . . .	25-40 "
12. Алевролиты с маломощными (до 0,4 м) линзами подводно-оползневых брекчий и кремнистых пород . . . . .	60 "
13. Подводно-оползневые брекчи с алевролитовым цементом и включениями (50%) обломков песчаников . . . . .	50 "
14. Песчаники полимиктовые мелкозернистые . . . . .	30 "

Общая мощность разреза 870-930 м.

К юго-западу от р. Яро в верхней части разреза увеличивается мощность горизонтов песчаников (в том числе и туфопесчаников), достигающая в бассейне р. Томчи 210 м. Здесь же появляются наиболее мощные (30-65 м) и протяженные залежи спилитов, диабазов и их туфов. К северо-востоку песчаники, напротив, практически исчезают и встречаются лишь в виде единичных маломощных (первые метры) прослоев среди алевролитов. Подводно-оползневые брекчи, образующие в бассейне р. Яро довольно мощные залежи, по простиранию, включая переменное количество обломков песчаников, кремнистых, кремнисто-глинистых пород, спилитов, диабазов, фашиально сменяются алевролитами. Мощность толщи не превышает 850-950 м.

В кремнистых породах нижней части толщи обнаружен /28/ теттинский (верхний триас) комплекс радиолярий: *Tricolocapsa pilula* Hinde, *T. aculeata* Rüst, *T. ornata* Zham., *Dicolocapsa ex gr. macrocephala* Rüst, *D. ex gr. inelusa* Hinde и др. (определения Л.Б. Тихомировой). В бассейне р. Яро в песчаниках верхней части разреза собраны /28, 33/ хорошей сохранности *Pentacrinus cf. pentagonalis* Golgf., *Holcorhynchia cf. gishigensis* Dagens, *Halobia cf. austriaca* Mojs., *Oxytoma cf. czekanowskii* Teller и др. (заключения Е.П. Брудницкой), на основании которых томчинская толща относится к верхам карнийского - низам норрийского ярусов /3, 19/.

Тормасинская толща по литологическому составу подразделена на три согласно залегающие пакки.

Пакка 1 ( $T_3^{(i)}$ ) узкой полосой северо-восточного направления прослеживается от среднего течения р. Сооли до нижнего течения

р.Талке, имея тектоническую нижнюю границу. Пачка сложена гравелитами, конгломератами, седиментационными брекчиями, песчаниками, алевролитами, подводно-оползевыми брекчиями, спилитами и кремнистыми породами. Доминирующая роль (60-65%) принадлежит грубообломочным породам - гравелитам на песчаном и алевролитовом цементе, переходящим по простиранию в мелкогалечные конгломераты или седиментационные брекчии с обломками различной степени окатанности кремнистых, кремнисто-глинистых пород, глинистых сланцев, алевролитов, песчаников, основных, средних и кислых эффузивов, редко известняков, катаклазированных гранитов, кварца и полевых шпатов. Подчиненное значение имеют различные по зернистости полимиктовые песчаники, а также алевролиты, слагающие прослой мощностью от 10-40 до 90-120 м в нижней и средней частях разреза, причем прослой алевролитов, переходящие в бассейне р.Томчи в подводно-оползневые брекчии, при незначительной вариации мощности, выдержаны на всем простирании пачки. Кремнистые породы и спилиты залегают в основном в виде небольших линз. В то же время в бассейне р.Талке спилиты слагают мощную (80 м) залежь, прослеживающуюся на сотни метров. Мощность пачки, определенная по разрезам, составляет 700-800 м.

Пачка 2 ( $T_3 t_1^2$ ) обнажена на правом берегу верхнего и нижнего течения р.Тормасу, прослеживается от среднего течения р.Сооли в бассейн среднего течения р.Талке, налегая на пачку 1, и слагает тектонический блок в верховьях р.Мани. Она сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами, подводно-оползевыми брекчиями, кремнистыми, кремнисто-глинистыми породами, пластовыми телами спилитов, диабазов, их туфов и редкими линзами гравелитов и известняков. Нижняя граница пачки проводится по подошве мощного (60-75 м) горизонта алевролитов. В одних случаях (бассейн р.Яро) отмечается постепенный переход (в интервале 3-4 м) гравелитов на алевролитовом цементе пачки 1 через алевролиты с редкой галькой и гравием в "чистые" алевролиты; в других (верховья р.Томчи) - гравелиты на песчаном цементе через слой (4 м) крупно-, а затем мелкозернистых песчаников резко сменяются алевролитами.

Нижняя часть пачки мощностью 200-250 м представлена в основном алевролитами, фашиально переходящими в подводно-оползневые брекчии и редко в аргиллиты, среди которых почти непрерывно прослеживается горизонт (20-100 м) кремнистых пород. Крайне редко наблюдаются непротяженные залежи эффузивов основного состава, мощность которых в бассейне р.Томчи достигает 40 м, и маломощные (до 0,5 м, редко до 15 м) прослой мелкозернистых песчаников.

Средняя часть пачки (300-450 м) наоборот, как правило, сложена средне-мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками, туфопесчаниками и, в меньшей мере, алевролитами, мощность прослоев которых увеличивается от 0,5 до 100 м к юго-западу и к северо-востоку от р.Томчи, а также в бассейне р.Джокеи. Кремнистые породы и эффузивы основного состава встречаются здесь в виде редких линз мощностью 1-2 м, редко до 10-15 м. В верхней части пачки (600 м), в низах которой преобладают алевролиты, а в верхах песчаники, значительно возрастает роль эффузивов основного состава, подводно-оползневых брекчий и кремнистых пород, часто слагающих мощные (до 75-100 м) залежи. Маломощные линзы гравелитов встречаются лишь в междуречье Сичку - Яро среди песчаников, а известняков - в бассейне р.Сичку среди алевролитов и в междуречье Джокеи - Ангий среди песчаников. Мощность пачки, установленная путем корреляции частных разрезов, составляет 1050-1200 м.

Пачка 3 ( $T_2 t_1^3$ ) завершает разрез тормасинской толщи. Она распространена в среднем течении р.Ангий, междуречье Поди - Талке, в верховьях рек Томчи, Сооли, Яро и в бассейне р.Ингула. Граница с подстилающими отложениями проводится по кровле горизонта песчаников пачки 2, которые резко сменяются согласно залегающими подводно-оползевыми брекчиями /28/.

В отличие от нижележащих пачек, основной объем пачки 3 составляют алевролиты и туфоалевролиты, фашиально переходящие в подводно-оползневые брекчии с обломками песчаников, кремнистых, кремнисто-глинистых пород, спилитов, диабазов (до 60-70% объема породы). Последние наиболее распространены в бассейнах рек Яро и Талке. Около 10% объема пачки составляют кремнистые и ассоциирующиеся с ними кремнисто-глинистые породы, слагающие в различных частях разреза как маломощные линзы, так и прослеживающиеся на 7-8 км (бассейны рек Томчи и Ингула) горизонты мощностью от 15-20 до 120 м. Песчаники и туфопесчаники формируют отдельные горизонты мощностью до 50-100 м в основном в средней части разреза. Непротяженные тела спилитов, диабазов и их туфов мощностью от первых метров до первых десятков метров пространственно тяготеют к полям распространения подводно-оползневых брекчий, получив наибольшее распространение в бассейнах рек Сооли и Талке. Мощность пачки оценивается в 800-950 м.

Возраст тормасинской толщи определен как верхнемюрский на основании многочисленных находок /28, 33/ *Monotis* cf. *ochotica* (Keus.), *M. ochotica* (Keus.), *M. (Entomonotis) cf. scutiformis* (Teller), *Holcorhynchia* sp. indet. (определения Е.П.Брудницкой) в различных частях разреза пачек 1 и 2.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ - ИРСКАЯ СИСТЕМА,  
НИЖНИЙ ОТДЕЛ (?)

Подинская толща распространена на водоразделах рек Анхой, Поди и Мани, Талюке, Томчи, Сооли и Кадади, Анхой и Манома. По литологическому составу она подразделена на две пачки.

Пачка 1 ( $T_3-J_1?nd^1$ ) сложена песчаниками, алевролитами, подводно-оползневыми брекчиями, гравелитами, кремнистыми породами, диабазами. Нижняя граница пачки проводится по подошве мощного (110 м) горизонта песчаников, которые согласно залегают на кремнистых породах пачки 3 тормасинской толщи и отличаются более грубозернистым (среднезернистым) сложением в основании горизонта /29/.

Пачка на 60-70% представлена средне-, мелко-, редко крупнозернистыми полимиктовыми песчаниками и в меньшей мере (до 30%) алевролитами, слагающими в различных частях разреза прослой мощностью от 25 до 160 м. В верховьях р.Сооли мощность горизонта алевролитов в верхах разреза пачки достигает 200-210 м. Подводно-оползневые брекчии, ассоциируя с алевролитами, наблюдаются преимущественно в бассейне р.Ингула. Гравелиты распространены в верховьях р.Ингула, в бассейне р.Талюке и на водоразделе Поди - Мани, где слагают прослой мощностью от 5 до 30 м и протяженностью 0,5-2,5 км среди песчаников средней части разреза. Кремнистые породы тяготеют в основном к верхам пачки, слагая маломощные (до 15 м) линзы преимущественно в составе алевролитовых горизонтов. Диабазы распространены крайне ограниченно и наблюдаются в виде 5-6-метровых залежей в нижней части пачки лишь в истоках р.Поди. Общая мощность пачки, установленная путем сопоставления частных разрезов, достигает 950-1000 м.

Пачка 2 ( $T_3-J_1?nd^2$ ) отчетливо выделяется по преобладанию кремнистых пород, которые слагают, как правило, мощные (от 30-35 до 130-160 м, реже более метров) выдержанные горизонты, содержащие маломощные (до 1 м) линзы алевролитов и кремнисто-глинистых пород. В средней и верхней частях разреза они разделены довольно мощными (10-20 м) прослоями кремнисто-глинистых пород. Алевролиты, образующие по всему разрезу горизонты мощностью от 35 до 70 м, по простиранию сменяются подводно-оползневыми брекчиями на таком же алевролитовом цементе с многочисленными обломками кремнистых пород и песчаников. В верховьях рек Сооли и Поди увеличивается количество таких горизонтов, здесь же появляются

полимиктовые мелкозернистые песчаники с линзами гравелитов. Мощность пачки оценивается в 700-800 м.

Нижняя граница возраста подинской толщи, учитывая согласное наращивание ее фаунистически охарактеризованного разреза тормасинской толщи, отвечает самым верхам норийского яруса или рету. Значительная мощность (до 1800 м) отложений позволяет предположить, что накопление осадков продолжалось и в ирское время. По литологическому составу, характеру разреза и объему толща проявляет большое сходство с краснореченской свитой, известной в Западно-Сихотэ-Алинском синклинории Северного Сихотэ-Алия, где ее возраст палеонтологически обоснован как верхнетриасовый-нижнеюрский /19/. В соответствии с этим возраст толща принимается верхнетриасовым - условно нижнеюрским.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ -  
ИРСКАЯ СИСТЕМА

Джаурская свита, обнажаясь в ядрах антиклинальных структур, в бассейнах рек Хор, Кадади и на правом берегу р.Поди, начинает видимый разрез Восточно-Сихотэ-Алинского синклинория (рис.1).

Нижняя подсвита ( $T_3-Jd_1$ ) представлена кремнистыми, реже кремнисто-глинистыми породами с линзами и редкими пластами алевролитов, песчаников, спилитов, диабазов, их туфов, известняков. Наибольшую мощность и ширину выхода на дневную поверхность подсвита имеет на левом борту долины р.Хор, где обнажаются (снизу вверх):

1. Кремнисто-глинистые породы . . . . .	270-300 м
2. Кремнистые породы . . . . .	180-190 "
3. Кремнисто-глинистые породы . . . . .	25-30 "
4. Песчаники полимиктовые мелко-среднезернистые с единичными прослоями алевролитов . . . . .	140-150 "
5. Алевролиты . . . . .	60-70 "
6. Кремнисто-глинистые породы . . . . .	25-30 "
7. Кремнистые породы . . . . .	250 "

Общая мощность разреза составляет 950-1020 м.

В других местах эрозией вскрыты лишь самые верхи подсвиты, сложенные кремнистыми породами с редкими маломощными (от 5 см до 0,7-2 м) линзами кремнисто-глинистых пород, количество которых заметно увеличивается с северо-востока на юго-запад. Эффузивы основного состава в единичных линзах отмечаются на правом

Система		Отдел		Ярус	Индекс	Мощность в м	ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД
МЕЛОВАЯ		НИЖНИЙ					
ЮРСКАЯ	ВЕРХНИЙ	ВАЛАНЖИНСКИЙ		K <sub>1-2</sub>		350-800	Песчаники, редко алевролиты, линзы гравелитов, седиментационных брекчий
				J <sub>1-2</sub>		более 900	Алевролиты, песчаники, ритмично переслаиваемые алевролиты и песчаники, линзы гравелитов, кремнистых и кремнисто-глинистых пород, спилитов, диабазов и туфов с <i>Buchia fischeriana d'Orb.</i> , <i>B. lahuseni Pavl.</i> , <i>B. terebratuboides Lah.</i> , <i>B. cf. russinensis Pavl.</i> , <i>B. pivanensis Trif. et Kopl.</i> , известняков
ТРИАСОВАЯ И ЮРСКАЯ	ВЕРХНИЙ ТРИАС-ЮРА			J <sub>3-4</sub>		до 350	Верхнеджаурская подсвита. Кремнисто-глинистые, реже кремнистые породы, алевролиты, песчаники, спилиты, диабазы, их туфы
				J <sub>1-2</sub>		более 1000	Нижнеджаурская подсвита. Кремнистые, реже кремнисто-глинистые породы, линзы и редкие пласты алевролитов, песчаников, спилитов, диабазов, их туфов, известняков

Примечание. Стратиграфическая колонка изображает разрез Восточно-Сихота-Алинского синклинария

Рис.1. Стратиграфическая колонка

борту р.Хор и слагают мощную залежь в бассейне р.Прав.Поды. Здесь же и в междуречье Хор - Кадади наблюдаются прослои алевролитов мощностью до 40 м. Единичные линзы известняков протяженностью 200-250 м и мощностью до 30 м встречаются на правом борту долины р.Хор и в истоках р.Прав.Поды. Видимая мощность подсвиты в бассейнах рек Поды и Кадади не превышает 300-400 м, а в междуречье Анюя - Хор составляет более 1000 м.

Верхняя подсвита ( $T_3-Jd_2$ ) менее распространена. Нижняя граница подсвиты проводится по подошве мощной пачки кремнисто-глинистых пород, залегающих на кремнистых породах нижней подсвиты. Согласно залеганию подсвит установлено во многих местах в обнажениях по рекам Анюя и Уджаки /55/ восточнее территории листа, где между ними фиксируется постепенный контакт.

Отличается верхнеджаурская подсвита от нижней фациальной устойчивостью и представлена в основном кремнисто-глинистыми породами. Кремнистые породы редки и слагают маломощные (до 15 м) пласты в среднем течении р.Поды. Здесь же в средней части разреза залегают единичные линзы (до 20 м) алевролитов с тонкими прослоями полимиктовых мелкозернистых песчаников. Еще реже встречаются линзовидные залежи эффузивов основного состава, которые отмечены лишь в верховьях р.Лев.Поды и на правом борту долины р.Поды, в ее среднем течении. По мощности подсвита не выдержана и в бассейнах рек Хор и Кадади быстро выклинивается. Максимальная же ее мощность в пределах района достигает 350 м.

Верхнетриасово-юрский возраст джаурской свиты обоснован на площади соседнего листа М-54-XXV /39/ многочисленными находками остатков фораминифер и радиолярий.

#### ЮРСКАЯ СИСТЕМА

#### Нижний - средний отделы

Хунгарийская свита ( $J_{1-2}Hn$ ) узкой (1-1,5 км) полосой прослеживается в северо-восточном направлении от долины р.Яро по водораздельным пространствам ее правых притоков на протяжении 12 км. Обнажаясь в тектоническом блоке, на северо-западе свита с угловым несогласием перекрывается отложениями берриасского яруса. В строении свиты принимают участие алевролиты, песчаники, туфы основного состава, редко спилиты. На правом борту долины р.Яро она имеет следующий разрез (снизу вверх):

1. Алевролиты массивные и слоистые . . . . . более 120 м
  2. Алевролиты песчанистые с редкими прослоями (до 5 м) песчаников мелкозернистых . . . . . 60 м
  3. Песчаники полимиктовые мелкозернистые . . . . . 20-30 м
  4. Алевролиты с пластовыми телами (10 м) спилитов . . . . . 80 м
  5. Туфы основного состава псаммитовые и псаммито-псефитовые кристаллокластические и литокластические с линзами спилитов . . . . . 130 м
  6. Алевролиты . . . . . более 30 м
- Мощность разреза более 450 м.

По простиранию к северо-востоку в разрезе увеличивается лишь количество и мощность прослоев песчаников. Мощность свиты, определенная по разрезу, составляет 450 м.

Возраст хунгарийской свиты определяется находкой в алевролитах на водоразделе рек Тормасу и Яро /28/ *Mutilocerasmus cf. subprorectus* (I. Kon.) (опред. Е.П. Брудницкой), имеющего сходство с видом, широко развитым среди отложений тоара-байоса Южного Приморья.

#### ЮРСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ - МЕЛОВАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ (J<sub>3</sub>-K<sub>1</sub>)

Верхнеюрские - нижнемеловые отложения распространены в Восточно-Сихотэ-Алинском синклинии, где в пределах площади листа они занимают водораздельные пространства рек Поди, Анжй, Хор и Кадади. Контакт толщи с джаурской свитой проводится по смене кремнистых или кремнисто-глинистых пород алевролитами. Обычно он резкий, реже постепенный через пачку переслаивающихся алевролитов и кремнисто-глинистых пород, без заметного в коренном залегании /28, 32, 52/ углового несогласия. Признаки несогласия устанавливаются лишь по налеганию подошвы толщи на разные подсвиты джаурской свиты.

На фоне общего преобладания в составе толщи алевролитов, то массивных или слоистых, иногда песчанистых, то близких к алевритистым аргиллитам, остальные породы имеют резко подчиненное значение и встречаются в виде редких прослоев и линз в различных частях разреза. Так, песчаники, иногда с маломощными линзами гравелитов, образуют прослой мощностью до 20-40 м и пачки тонкого (через 5 см) или грубого (через 0,5-1 м) переслаивания с алевролитами, пользуясь наибольшим распространением в между-

речье Хор - Анжй. Кремнистые и кремнисто-глинистые породы слагают линзовидные прослои мощностью от 0,5-0,7 до 10-15 м и протяженностью от первых десятков метров до 0,5-1 км, приурочиваясь преимущественно к нижним частям разреза. Довольно многочисленные линзовидные тела спилитов, диабазов и их туфов мощностью от 2,5 до 40 м и протяженностью от нескольких десятков метров до 2,5 км распространены в средней и реже нижней частях разреза в бассейнах рек Хор, Кадади, Лев.Подди, практически не встречаясь в других местах. Известняки известны лишь в бассейне р. Лев.Подди, где они слагают маломощные линзы протяженностью не более 20-30 м. Мощность верхнеюрско-нижнемеловых отложений более 900 м.

Возраст толщи определяется по находкам в туфах на правобережье р. Хор *Buchia fischeriana* d'Orb., *B. lahusei* Pavl., *B. terebratuloides* Lah., *B. cf. russiensis* Pavl., *B. pivanensis* Tret. et Kerf. /32/ и, кроме того, *Buchia tenuicollis* Pavl., *B. cf. mosquensis* (Buch.) Pavl., *B. volgensis* Pavl., обнаруженных в различных частях разреза толщи /55/ на площади листа М-54-XXV /12/. Эти формы характерны для титон-берриасских отложений.

#### МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

##### Н и ж н и й о т д е л

##### Берриасский ярус

Толща конгломератов (K<sub>1</sub><sup>61</sup>) распространена на правобережье р. Тормасу, где она несогласно залегает на подстилающих отложениях /28/, а также обнажается на небольших участках на левом борту нижнего течения р. Тормасу и в урезках рек Картанга, Бурга, Ута. На правом борту р. Тормасу, ниже устья р. Яро, в расчистке видно, что слоистость и совпадающая с ней сланцеватость в подводно-оползневых брекчиях верхней (?) перми почти под прямым углом "утыкается" в массивные конгломераты. Непосредственно в приконтактной зоне в конгломератах наблюдаются многочисленные валуны, количество которых, а также размер обломочного материала постепенно уменьшаются при удалении от контакта. Подобные взаимоотношения толщи конгломератов наблюдаются и на левом борту р. Яро, но уже с тормасинской толщей. С хунгарийской свитой столь резкого углового несогласия нет. Тем не менее, на водоразделе Яро - Тормасу установлено, что алевролиты хунгарийской свиты круто (70°) погружаются под конгломераты, имеющие с алевролитами более пологий (30°) четкий контакт.

Толща представлена монотонными плохо отсортированными (мелко-, средне-, до крупногалечных валунистых) конгломератами с линзами и маломощными (до 1-5, редко 10 м) прослоями гравелитов, песчаников полимиктовых, редко алевролитов. Конгломераты состоят из гальки (65-80%) размером 1-5 см, реже 5-10 см с примесью немногочисленного гравия (5%), валунов в количестве от единичных до 10-15% объема породы и песчаного заполнителя (15-20%). Окатанность валуно-галечного материала хорошая, гравийного - средняя и плохая. Обломки представлены песчаниками мелко-, редко средне- и крупнозернистыми, реже (5-15%) алевролитами, кремнистыми и кремнисто-глинистыми породами, иногда кварцем, кварцитами, кактаклазированными гранитами, спилитами, туфами основного состава, известняками. Характерно, что валуны и крупная галька образованы исключительно песчаниками. Толща практически не претерпевает изменений по простиранию, хотя к северо-востоку в ее составе увеличивается количество и мощность линз песчаников и алевролитов. Мощность толщи 400 м.

Толща алевролитов ( $K_1b^2$ ) согласно залегает на толще конгломератов. Распространена она в бассейне р.Тормасу, в верховьях р.Картанга и руч.Болотистый, урезах р.Ута, а также на водоразделе Тормасу - Анюй и сложена преимущественно алевролитами, аргиллитами, редко песчаниками с линзами гравелитов и невыдержанными пластами туфов андезитов, андезитов, туффитов. Нижняя граница толщи проводится по кровле последнего горизонта конгломератов, на которых, как установлено в канавах в междуречье Тормасу - Яро /28/, залегает слой песчаников мощностью от 5 см до 1,5-3 м, постепенно через более мелкозернистые разности переходящих в алевролиты. Средне-мелкогалечные конгломераты к контакту постепенно становятся мелкогалечными гравелитистыми, сменяясь иногда гравелитами с худшей окатанностью обломков.

В междуречье Тормасу - Яро толща имеет следующее строение (снизу вверх):

1. Пачка переслаивания (через 0,5-4 м) алевролитов слоистых и песчаников полимиктовых алевритистых . . . . . 20 м
2. Алевролиты аргиллитистые, аргиллиты . . . . . 55 "
3. Песчаники полимиктовые и кварц-полевовпатовые мелкозернистые . . . . . 7-10 "
4. Алевролиты с прослоями песчаников мелкозернистых алевритистых мощностью от 8 до 30 см . . . . . 130 "

5. Алевролиты, аргиллиты алевритистые . . . . . более 120 м  
Общая мощность разреза более 335 м.

К северо-востоку, на правобережье р.Тормасу, в составе толщи заметно увеличивается количество и мощность (до нескольких десятков метров) прослоев песчаников. Далее же на северо-восток, в бассейнах рек Джокемы и Мани, песчаники, напротив, слагают единичные маломощные линзы, и разрез практически нацело представлен монотонными массивными алевролитами иногда с пластами туфов андезитов мощностью до 100 м. Мощность толщи на правобережье р.Тормасу около 350 м.

На западе района нижние горизонты толщи можно наблюдать лишь в верховьях рек Картанга и Ута. В остальных же местах низы толщи не обнажаются. Так, в бассейне р.Тухала ее разрез начинается довольно мощная (более 100 м) пачка песчаников, коррелирующаяся с наиболее мощным прослоем песчаников в средней части разреза на правобережье р.Тормасу. На песчаниках залегает пачка (45-65м) переслаивавшихся через 0,5-1 м алевролитов и песчаников, фациально переходящая к северу в пачку песчаников с частыми маломощными прослоями алевролитов. Завершает разрез толщи мощная (400 м) пачка монотонных алевролитов. К югу от р.Тухала роль песчаников резко уменьшается, а алевролиты становятся аргиллитистыми и уже в верховьях р.Тормасу главенствующую роль приобретают аргиллиты и, кроме того, туфоалеволиты. Здесь же в средней части разреза толщи широко развиты андезиты, их туфы и туффиты, слагающие пласты мощностью до 200 м. Линзы гравелитов наблюдаются только в бассейне р.Тухала в верхней части разреза. Суммарная мощность толщи 600 м.

Берриасский возраст толщи конгломератов и толщи алевролитов при их непрерывном разрезе и несогласном залегании толщи конгломератов на норийских и тоарско-байосских отложениях определяется находками в средней части разреза толщи алевролитов *Corbicula amagasiraensis* Kob. et Suz., *Buchia* sp. indet. (опред. Л.Д.Третьяковой), характерных для самых нижних слоев нижнего мела серии Тетори Японии. Кроме того, в аналогичных отложениях бассейна р.Дурмин /43/ наряду с указанным видом установлены *Planorbis cf. peregrina* (Orb.), известные в берриасском ярусе Русской платформы.

#### Валанжинский ярус ( $K_1v$ )

Песчаники, редко алевролиты, линзы гравелитов, седиментационных брекчий, конгломератов, туфов андезитов установлены по

левобережью р.Тормасу, в верховьях рек Картанга, Бурга и руч.Болотистый - в Западно-Сихотэ-Алинском синклинии и в бассейнах рек Поди, Хор, Кадади - в Восточно-Сихотэ-Алинском синклинии (частично распространяясь в краевые части Центрально-Сихотэ-Алинского антиклинория). В Западно-Сихотэ-Алинском синклинии валанжинские песчаники согласно залегают на толще алевролитов берриаса /28/. В Восточно-Сихотэ-Алинском синклинии толща залегают на разных горизонтах подстилающих отложений, но значительная разница в углах падения пород (50-55°) наблюдается /32/ лишь на контакте с джаурской свитой. На контакте с верхнемеловыми образованиями на водоразделе рек Анхой - Поди установлено, что мелко-среднезернистые песчаники валанжина с гравийными обломками алевролитов у контакта через маломощную (1-1,5 м) пачку переслаивающихся алевролитов и песчаников без видимого углового несогласия залегают на алевролитах титон - берриаса. Несколько же восточнее территории листа /52/ на переслаивающихся алевролитах и песчаниках титон - берриаса залегают горизонт гравелитов, а разница в азимутах простирания пород составляет около 15°.

Песчаники представлены мелко-, средне- и крупнозернистыми полимиктовыми, реже кварц-полевошпатовыми разностями. Характерной особенностью их является наличие редких включений неокатанных обломков алевролитов размером до 1 см. Прослои алевролитов имеют мощность от 1,5-15 до 60 м и протяженность 0,5-4 км. Наиболее мощные и протяженные из них приурочиваются к верхним частям разреза. Линзы гравелитов и седиментационных брекчий, переходящие по простиранию в крупнозернистые песчаники с включением редких обломков, распространены в Восточно-Сихотэ-Алинском синклинии в основании, реже в средней части разреза и имеют мощность до 2-10 м. Конгломераты встречены лишь в бассейне р.Тухала. В гальке и гравии, кроме кремнистых пород и алевролитов, наблюдаются песчаники, диабазы, спилиты, микрокварциты, катаклазированные гранитоиды. Залежи туфов андезитов распространены в истоках р.Картанга. Мощность валанжинского яруса 350-400 м, достигает иногда в Восточно-Сихотэ-Алинском синклинии 800 м.

Возраст толщи песчаников при согласном залегании на отложениях берриасского яруса Западно-Сихотэ-Алинского синклиния, базируется на находках в средней части разреза толщи в бассейне р.Анхой за пределами площади листа /40/ остатков *Buohia crassicollis* Keys., *B. crassicollis* var. *gracilis* Lab., *B. sublaevis* Keys. и др., характерных для валанжина.

## Верхний отдел

Самаргинская свита ( $K_2^{sm}$ ), субгоризонтально залегающая на сложно дислоцированных отложениях нижнего мела и верхнего триаса, распространена на водораздельных пространствах бассейнов рек Анхой, Тормасу, Мани и обнажена также в урезках рек Бурга, Хар, Гола. Отложения свиты представлены однообразными темно-серыми и черными андезитами, содержащими редкие залежи туфов андезитов мощностью от 15 до 100 м и протяженностью до 1-2 км. Приурочены такие залежи преимущественно к средним частям разреза свиты. В основании свиты в бассейне р.Картанга наблюдается горизонт лавобрекчий мощностью 50-100 м.

Андезиты по химическому составу близки к андезитам по Р.Дэли (табл.1). Порфиновые выделения в них (30-40% объема породы) представлены кристаллами (0,5-10 мм) андезина № 35-40 и редко псевдоморфозами кальцита, хлорита с эпидотом и рудным минералом по роговой обманке. Основная масса гялопидитовая, участками пилотакситовая. Акцессорные минералы: магнетит, ильменит, апатит. Туфы андезитов преимущественно псефитовые, реже псаммитовые с обломками (30-70%) андезитов и кристаллов плагиоклаза, сцементированных перекристаллизованным пелловым материалом. В лавобрекчий обломки (80-90% объема породы) образованы ороговикованными песчаниками, алевролитами, редко андезитами. Они имеют размер до 1,5 см и сцементированы андезитовой лавой с гялопидитовой структурой.

Максимальная мощность свиты, установленная по разности абсолютных отметок подошвы и кровли, 450-500 м. Верхнемеловой возраст свиты базируется на радиологическом возрасте (74 млн.лет) самих андезитов и комагматичных с ними интрузий диоритовых порфиритов (70 млн.лет). Принадлежность ее к самаргинской свите опраделена, как и на площади соседнего листа М-53-XXIX /15/, по сходству состава пород.

### Датский ярус (d)

Свита Кандахе ( $K_2^{kn}$ ) прослеживается узкой (2-4 км) полосой по обоим бортам долин рек Тормасу и Сооли, выполняя грабен в зоне Центрального Сихотэ-Алинского шва. Сложена свита конгломератами, гравелитами, песчаниками, андезитами, их туфами, редко алевролитами, трахиандезитами, андезито-базальтами, аргиллитами, туфитами, углистыми аргиллитами. Осадочные

Таблица I

## Химический состав

№ пробы	Порода	Геологический возраст	Место взятия пробы	Содержание окислов, вес. %	
				SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>
I	2	3	4	5	6
396	Андезит	K <sub>2</sub> м	Истоки р.Моади	60,02	1,04
719	Туф андезита	K <sub>2</sub> м	р.Тормасу	64,08	1,03
K-471	Андезито-базальт	K <sub>2</sub> н <sub>2</sub>	Там же	54,04	1,30
1860	Трахиандезит	K <sub>2</sub> н <sub>2</sub>	"	55,12	1,53
2944	Андезит	P <sub>2</sub> н <sub>2</sub>	р.Ангой	60,20	1,00
683	Туф андезита	P <sub>2</sub> н <sub>2</sub>	Там же	63,02	0,79
391	Андезит	P <sub>2</sub> н <sub>2</sub>	р.Бира	59,95	0,82
2370	Андезит	P <sub>2</sub> н <sub>2</sub>	р.Сооли	59,86	0,89
1863A	Андезит	P <sub>2</sub> н <sub>2</sub>	р.Моади	59,37	0,92
1862A	Андезито-базальт	P <sub>2</sub> н <sub>2</sub>	Там же	53,41	1,64
1505	Базальт	N <sub>1</sub> н <sub>2</sub>	р.Сооли	50,57	2,36
2919	Базальт	N <sub>1</sub> н <sub>2</sub>	р.Тормасу	50,84	1,55
406	Базальт	N <sub>1</sub> н <sub>2</sub>	р.Ангой	49,86	1,80
1298-I	Диабаз	β' T <sub>3</sub>	р.Яро	46,91	2,53
1340-I	Диабаз	β' T <sub>3</sub>	р.Яро	50,96	2,18
1509	Базальт	α β K <sub>1</sub>	р.Томчи	46,64	1,30
1652-I	Перидотит	σ K <sub>1</sub>	Там же	39,39	1,60
1286	Габбро	ν K <sub>1</sub>	р.Яро	46,31	2,03
P-47	Габбро	ν K <sub>1</sub>	р.Томчи	46,19	3,70
C-2	Габбро	ν K <sub>1</sub>	Там же	50,37	2,37
1619-I	Гранит	τ <sub>1</sub> K <sub>1</sub>	"	69,12	0,33
1779	Гранит	τ <sub>1</sub> K <sub>1</sub>	р.Талюке	69,49	0,49
1067	Гранит	τ <sub>1</sub> K <sub>1</sub>	р.Кадади	72,88	0,35
190	Гранит	τ <sub>2</sub> K <sub>1</sub>	Богбасинский массив	67,71	0,56

## магматических пород

Содержание окислов, вес. %										
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	П.п.п.	Σ
7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
16,52	3,44	2,99	0,11	2,92	5,65	3,84	2,47	0,70	0,31	100,01
15,66	2,43	4,03	0,11	1,39	3,48	2,08	3,13	0,85	1,23	99,50
15,73	5,00	2,81	0,09	4,63	4,90	3,69	2,83	2,54	2,12	99,67
20,28	2,43	4,37	0,21	1,11	4,22	4,94	2,78	2,01	0,51	99,51
15,37	3,30	2,75	0,10	3,23	5,56	3,36	2,87	1,45	0,58	99,77
14,90	3,51	1,07	0,09	2,35	3,64	4,01	2,05	1,77	2,39	99,59
14,59	4,98	1,02	0,12	2,59	5,55	3,11	2,75	1,72	2,36	99,56
15,49	3,33	2,80	0,11	2,96	5,09	2,70	2,60	3,98	0,49	100,30
16,08	3,71	2,62	0,14	2,95	5,64	3,80	3,51	0,86	0,48	100,08
16,08	4,10	5,17	0,11	5,13	7,92	3,37	0,91	0,92	1,01	99,77
15,61	4,67	5,50	0,11	6,22	7,33	3,53	2,60	1,36	0,71	100,57
15,34	2,31	8,39	0,07	7,27	7,77	3,62	1,27	1,14	0,50	100,07
14,74	4,02	7,87	0,14	7,27	7,88	3,31	1,51	1,25	0,42	100,07
11,32	6,25	6,12	0,08	8,50	7,66	3,57	0,60	0,00	6,33	99,87
15,60	2,32	6,53	0,13	4,22	9,44	4,39	1,20	0,00	3,01	99,98
16,40	3,18	7,48	0,18	7,27	8,57	2,83	0,60	3,36	2,02	99,83
5,68	8,59	6,26	0,17	27,10	5,27	0,40	0,24	0,00	6,02	100,72
6,74	3,34	7,30	0,05	12,06	13,78	1,55	0,25	0,00	6,79	100,20
12,68	8,32	5,81	0,17	7,30	11,07	3,20	0,86	0,23	0,75	100,28
10,49	3,52	6,92	0,14	9,18	11,64	2,71	0,68	1,33	0,46	99,81
14,94	1,47	2,23	0,04	1,00	1,17	4,02	4,45	1,12	0,42	100,37
15,28	0,78	2,57	0,05	1,30	2,56	4,00	3,18	0,64	0,18	100,52
14,37	0,00	2,34	0,07	0,79	0,99	3,20	4,37	0,71	0,26	100,33
15,53	0,82	2,91	0,08	1,43	1,68	3,50	3,69	1,05	0,74	99,70

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
1351-3	Габбро	$\nu K_2$	р. Тухала	50,91	1,20	15,56	6,80	3,70	0,18	4,90	9,60	2,75	0,80	0,00	3,47	99,87
1361-I	Габбро	$\nu K_2$	Там же	45,06	1,64	14,71	8,12	4,73	0,15	6,31	14,38	1,95	1,01	0,00	1,95	100,01
P-3636	Габбро	$\nu K_2$	р. Поди	52,87	1,56	18,12	4,16	5,31	0,18	4,61	7,41	3,28	2,20	0,10	0,39	100,19
P-01720	Диорит	$\delta K_2$	Там же	53,40	1,24	19,44	0,69	7,04	0,14	3,79	7,55	3,18	2,36	0,25	0,45	99,53
361	Диоритовый порфирит	$\delta \pi K_2$	Тухалинский массив	57,33	0,51	17,09	2,95	3,59	0,09	4,23	6,00	3,50	1,74	1,60	0,89	99,52
1352-I	Диоритовый порфирит	$\gamma \delta K_2$	р. Тухала	61,01	0,90	16,14	2,46	3,31	0,10	3,52	5,52	3,57	1,92	1,19	0,49	100,13
1160	Гранодиорит	$\gamma_1 K_2$	Быстринский массив	66,59	0,81	15,29	0,59	3,59	0,07	1,45	4,00	3,00	3,33	0,54	1,04	100,34
48	Гранодиорит	$\gamma_1 K_2$	Верховье р. Анной	63,00	0,61	16,70	0,13	4,71	0,14	2,27	5,09	3,57	2,66	0,48	0,00	99,36
C-I	Гранодиорит	$\gamma_1 K_2$	Тормасинский массив	64,85	0,95	14,96	2,11	2,64	0,04	1,91	3,60	3,94	3,18	0,75	0,59	99,52
596	Гранит	$\gamma_1 P_1$	р. Ингула	74,87	0,14	13,20	0,26	1,26	0,04	0,26	0,95	3,84	4,74	0,48	0,09	100,13
1110	Гранит	$\gamma_1 P_1$	Быстринский массив	74,54	0,14	13,21	0,52	1,21	0,03	0,26	1,03	3,78	4,22	0,54	0,06	99,54
46	Гранит	$\gamma_1 P_1$	Верховье р. Анной	74,30	0,16	12,34	0,09	2,04	0,07	0,26	1,43	3,43	4,83	0,52	0,00	99,47
4640	Гранит	$\gamma_1 P_1$	Там же	75,49	0,21	12,32	0,21	1,26	0,03	0,26	0,96	3,35	5,02	0,42	0,00	99,53
2272	Гранит	$\gamma_1 P_1$	Верховье р. Сооли	74,59	0,21	13,20	0,38	1,56	0,04	0,59	1,49	2,91	4,00	0,49	0,14	99,60
1252	Гранит	$\gamma_2 P_1$	Быстринский массив	77,29	0,03	11,93	0,60	0,79	0,01	0,15	0,50	2,96	4,94	0,31	0,05	99,56
И-I	Гранит	$\gamma_2 P_1$	р. Сооли	77,05	0,10	12,15	0,50	1,03	0,56	0,32	0,63	3,42	4,42	0,36	0,01	100,55
K-838	Базальт	$\beta P_2$	р. Анной	52,34	1,21	16,27	2,15	6,08	0,07	5,73	10,22	3,43	0,75	1,84	0,35	100,44
682-2	Трахибазальт	$\tau \beta P_2$	Там же	49,30	1,18	16,46	6,09	3,89	0,13	5,88	6,12	4,92	1,30	2,78	1,64	99,69
165	Габбро-диоритовый порфирит	$\nu \delta \pi P_2$	р. Тормасу	55,26	0,76	15,24	3,64	4,54	0,14	5,94	5,72	2,92	2,90	2,29	0,39	99,74
2296-I	Кварцевый диорит	$q \delta P_2$	р. Анной	51,82	1,03	16,92	1,41	6,75	0,22	6,92	8,24	3,20	0,67	2,08	0,27	99,53
1923 <sup>a</sup>	Гранодиорит	$q \delta P_2$	Тухалинский массив	65,63	0,73	15,10	1,89	2,52	0,07	2,11	3,76	3,64	3,25	0,44	0,44	99,58
683	Кварцевый диоритовый порфирит	$q \delta \pi P_2$	р. Сооли	58,46	1,06	16,99	1,95	3,63	0,11	2,95	4,53	4,08	3,19	1,87	1,59	100,41
870	Кварцевый сиенит	$q \epsilon P_2$	р. Тормасу	61,52	0,93	15,60	1,94	3,17	0,10	1,81	3,40	4,01	4,73	1,63	0,87	99,71

1	2	3	4	5	6
568	Трахиллипарит	$\lambda P_2$	р. Тормасу	65,45	0,34
1466	Гранит	$\gamma-\gamma P_2$	Там же	76,60	0,06
1478	Гранит	$\gamma-\gamma P_2$	"	77,57	0,15
162	Гранит	$\gamma P_2$	"	77,19	0,16

Числовые характеристики

№ пробы	a	c	b	в	a'	c'
396	12,2	5,1	12,8	69,9	0,0	14,5
719	9,2	4,3	11,9	74,6	28,7	0,0
K-471	12,8	4,6	17,2	65,4	0,0	9,4
1860	15,8	5,4	10,9	67,8	19,2	0,0
2944	11,7	4,6	13,4	70,3	0,0	17,0
683	12,1	4,2	9,2	74,6	0,0	3,9
391	11,3	4,5	12,6	71,6	0,0	19,8
2370	10,2	5,8	11,9	72,2	0,0	6,0
1863A	13,5	4,1	13,7	68,7	0,0	20,8
1862A	8,9	6,5	21,4	63,2	0,0	15,4
1505	11,6	4,7	24,2	59,6	0,0	17,6
2919	9,7	5,3	26,2	58,7	0,0	15,5
406	9,4	5,1	27,6	57,8	0,0	16,0
1298-I	8,8	3,2	32,0	56,0	0,0	19,3
1340-I	11,6	4,8	22,6	60,9	0,0	30,4
1509	7,4	8,0	27,0	57,6	0,0	11,6
1652-I	1,1	2,8	55,3	40,8	0,0	5,2
1286	3,6	2,5	42,2	51,7	0,0	31,0
P-47	8,1	4,2	33,4	54,3	0,0	26,6
C-2	6,6	3,4	34,0	56,1	0,0	29,6

Продолжение табл. I

7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
17,70	2,00	1,00	0,02	0,50	0,98	5,91	5,12	0,45	0,17	99,64
12,33	0,60	0,40	0,07	0,25	0,40	4,11	4,46	0,00	0,05	99,33
11,99	0,92	0,26	0,02	0,10	0,44	3,71	4,26	0,28	0,01	99,71
12,48	0,81	0,54	0,02	0,13	0,66	3,60	4,32	0,34	0,13	100,38

по А.Н.Заварицкому

r'	m'	n	φ	t	a:c	q
46,5	39,0	70,3	23,2	1,3	2,4	10,4
51,3	20,1	50,2	17,7	1,2	2,1	26,5
42,8	47,8	66,5	26,0	1,8	2,8	0,6
62,5	18,3	73,0	20,2	2,0	2,9	-1,4
41,7	41,3	64,0	21,3	1,2	2,6	12,6
51,9	44,2	74,8	33,3	0,9	2,9	22,9
44,0	36,2	63,2	35,1	1,0	2,5	16,1
49,6	44,3	61,2	25,2	1,1	1,8	18,2
42,6	36,7	62,2	23,3	1,2	3,3	6,2
43,2	41,3	84,9	16,7	2,3		-2,1
38,8	43,6	67,4	16,7	3,4	2,5	-8,7
37,9	46,6	81,2	17,5	2,2	1,8	-7,4
39,7	44,3	76,9	12,4	2,6	1,8	-8,2
35,4	45,4	90,0	16,8	3,9	2,7	-8,9
37,4	32,2	84,8	8,9	3,1	2,4	-6,2
39,6	48,8	88,2	10,8	2,0	0,9	-7,6
21,5	73,3	71,7	11,7	3,0	0,4	-23,4
22,1	46,0	90,4	6,4	3,2	1,4	-6,3
37,3	36,1	85,0	20,8	5,7	1,9	-11,9
27,1	43,3	85,8	8,4	3,4	2,0	-4,3

№ пробы	a	c	b	в	a'	c'
I619-I	14,9	1,4	6,8	76,9	26,7	0,0
I779	13,1	3,1	6,0	77,8	13,2	0,0
I067	12,8	1,1	6,8	79,3	48,8	0,0
I90	12,8	2,0	9,4	75,8	38,0	0,0
I351-3	2,5	7,1	23,7	61,6	0,0	21,5
I361-I	5,9	7,1	33,4	53,6	0,0	32,1
P-3636	11,1	7,4	20,0	61,5	0,0	11,1
P-01720 <sup>6</sup>	11,0	8,2	16,0	64,8	0,0	9,4
361	10,6	6,6	14,7	68,1	0,0	6,9
I352-I	10,8	5,6	12,7	71,0	0,0	9,8
1160	11,5	4,6	6,8	77,1	0,0	5,1
48	11,9	5,4	9,6	73,2	0,0	9,2
C-I	13,3	3,4	8,6	74,7	0,0	11,7
596	14,8	1,1	1,9	82,2	2,0	0,0
1110	14,0	1,2	2,7	82,1	26,5	0,0
46	14,1	1,0	3,2	81,8	0,0	23,0
4640	14,1	0,9	2,0	83,0	0,0	11,7
2272	11,7	1,8	4,5	82,0	37,7	0,0
1252	13,1	0,6	2,5	83,9	41,5	0,0
И-I	13,3	0,7	2,7	83,4	28,4	0,0
K-838	8,7	6,6	23,5	61,1	0,0	25,2
682-2	13,2	4,8	22,6	59,3	0,0	12,8
165	10,8	5,0	20,0	64,3	0,0	10,5
2296-I	8,2	7,5	22,8	61,4	0,0	12,2
1923 <sup>a</sup>	12,7	3,9	8,3	75,1	0,0	7,6
683	14,1	4,7	11,5	69,7	0,0	8,4

Продолжение табл. I

f'	m'	n	φ	t	a1c	Q
49,0	24,3	57,9	18,1	0,4	10,7	22,6
51,1	35,7	65,7	10,8	0,5	4,3	26,2
32,3	18,9	2,7	0,0	0,4	11,1	32,0
36,8	25,2	59,0	7,3	0,6	6,4	24,0
41,9	36,6	83,9	25,6	1,7	1,1	1,0
35,3	32,6	74,6	21,2	2,7	0,8	-11,6
47,2	41,7	70,0	19,0	2,4	1,5	-6,6
48,5	42,1	68,0	3,6	1,7	1,3	-0,6
42,5	50,6	75,3	17,8	0,7	1,6	8,4
42,6	47,5	73,9	16,8	1,1	1,9	14,9
58,7	36,2	57,8	7,4	0,9	2,5	26,5
50,0	40,8	67,1	1,4	0,8	2,2	17,1
50,6	37,7	65,3	21,0	1,1	3,9	19,4
75,2	22,7	55,2	11,5	0,1	13,3	33,8
57,8	15,7	57,6	15,8	0,1	11,5	35,0
63,5	13,4	51,9	38,3	0,2	14,8	34,5
67,2	21,1	50,3	6,1	0,3	15,9	36,7
40,6	21,7	47,0	0,1	0,002	6,5	38,8
48,8	9,7	47,7	19,7	0,0	22,5	41,1
52,0	19,4	54,0	15,3	0,1	18,2	39,5
33,0	41,7	87,4	7,9	1,7	1,3	-1,8
41,5	45,7	85,2	23,9	1,8	2,7	-12,7
38,4	51,1	60,5	15,8	1,0	2,2	2,1
35,2	52,7	87,9	5,4	1,5	1,1	-1,2
49,2	43,2	63,0	19,5	0,8	3,2	20,8
46,8	44,8	66,0	14,9	1,3	3,0	6,4

№ пробы	a	c	b	s	a'	c'
870	15,7	2,6	9,5	71,9	0,0	16,4
568	20,3	1,2	4,4	74,1	20,0	0,0
1466	14,8	0,5	1,3	83,3	1,7	0,0
1478	13,7	0,5	1,8	84,1	34,5	0,0
162	13,5	0,8	2,2	83,5	38,9	0,0

Продолжение табл. I

f'	m'	n	φ	t	a:c	Q
50,9	32,7	56,3	17,7	1,1	6,0	9,2
60,8	19,2	63,7	38,8	0,4	17,1	6,5
68,2	30,1	58,3	36,4	0,1	31,9	36,5
56,5	9,1	57,0	42,2	0,1	26,2	40,3
51,8	9,3	55,9	29,3	0,2	17,7	39,3

породы свиты слабо диагенезированы и этим хорошо отличаются от пород другого возраста. Разрез ее резко изменчив и характеризуется невидержанностью отдельных пачек по простиранию. Конгломераты и гравелиты наиболее распространены в центральной части района, где они слагают мощные (более 250 м) пачки преимущественно в основании разреза. Породы отличаются плохой сортировкой обломочного материала, имеющего различную степень окатанности. Гравий, галька и валуны представлены гранитами, гранит-порфирами, андезитами (схожими с самаргинскими), дацитами, липаритами, алевролитами и песчаниками, в меньшей мере диоритами, гранодиоритами, кремнистыми породами, иногда габброидами. Песчаники полимиктовые, кварц-полевошпатовые, следистые от алевритистых до крупнозернистых пространственно ассоциируют с конгломератами и гравелитами, слагая как маломощные быстро выклинивающиеся линзы, так и прослеживающиеся на 3-4 км прослой мощностью до 30 м. Алевролиты наиболее широко развиты лишь в среднем течении р.Тормасу, встречаясь в различных частях разреза. Слагают они прослой (20-45 м) либо пачки переслаивания с песчаниками при мощности слоев тех и других 50 см. Алевритистые аргиллиты и туффиты наблюдаются в виде маломощных линз среди алевролитов. Эффузивы широко распространены в среднем и нижнем течении р.Тормасу, на водоразделе Тормасу - Сооли, в бассейне р.Сооли и практически отсутствуют в верхнем течении р.Тормасу. Слагают они довольно мощные (до 80 м) пласты, приуроченные в основном к верхним, реже средним частям разреза свиты и представлены преимущественно коричневатой или зеленоватой-серыми афировыми и порфировыми андезитами. Вкрапленники (0,6-4,5 мм) составляют 10-25% объема породы и состоят из андезина № 40-45 и пироксена, часто замещенных карбонатом, хлоритом, иногда эпидотом и анальцимом. Основная масса обладает гиалопилитовой, интерсертальной, микролитовой или пилотакситовой структурами. Акцессорные минералы: магнетит, ильменит и апатит. Часто наблюдаются миндалины (0,5-5 мм), сложенные халцедоном, карбонатами, хлоритом и анальцимом. Андезито-базальты и трахиандезиты петрографически практически неотличимы от андезитов и устанавливаются по результатам химического анализа (см.табл.1). Туфы андезитов отличаются пестрой окраской и состоят из переменного количества алевропсаммитовых, псефито-псаммитовых и псефитовых обломков, представленных андезитами, плагиоклазами, вулканическим стеклом среднего состава, редко биотитом, хлоритом, мусковитом, алевролитами, песчаниками, кремнистыми породами и кварцем, сцементированными тонко-

пелловыми перекристаллизованными частицами. Углистые аргиллиты, слагающие маломощные (до 5 см) линзы среди песчаников, установлены лишь в горных выработках по левобережью р.Тухала.

Видимая мощность свиты более 600 м. В песчаниках на левобережье р.Тормасу вблизи устья р.Томчи собраны /27, 33/: *Tachodium dubium* (Sternb.) Neer, *Metaequisia disticha* (Neer) Mikl., *Trochodendroides cf. arctica* (Neer) Berry и др., характерные для датского и палеоценового ярусов. М.М.Кошман, производившая определения, учитывая отсутствие в этих сборах сережковидных растений *Alnus*, *Betula*, характерных для третичных флор, считает возраст вмещающих отложений датским.

## ПАЛЕОЦЕНОВАЯ СИСТЕМА

### Э о ц е н

Кузнецовская свита ( $P_2^{h2}$ ) распространена на западе района в бассейнах рек Анной, Картанга, Ута, Сооли и представлена андезитами, их туфами, андезито-базальтами. В целом свита имеет слабо наклонное (5-15°, на левобережье р.Анной - до 30-40°) залегание, обусловленное излиянием лав на понижающуюся в сторону долины р.Анной поверхность палеорельефа. Контакты же с подстилающими образованиями в большинстве случаев осложнены разрывами или залечены эоценовыми интрузиями.

Андезиты, составляющие основной объем свиты, по химическому составу в одних случаях (см.табл.1) близки к средним андезитам по Р.Дэли, в других - приближаются к трахиандезитам и представляют собой массивные, реже флюидальные породы, отличающиеся от андезитов верхнего мела зеленоватой-серыми или красновато-коричневыми оттенками цвета и наличием вкрапленников пироксена. Туфы андезитов псаммитовые или псефито-псаммитовые с переменным количеством обломков андезитов, плагиоклазов, пироксенов и стекла слагают прослеживающиеся на несколько километров и имеющие мощность до 100 м залежи преимущественно в средней части свиты. Наиболее широко они распространены на левом борту р.Анной, в истоках рек Бурга и Ута. Андезито-базальты наблюдаются в виде мощных (до 50 м) горизонтов, непосредственно подстилающих залежи туфов, и непротяженных линз, встречающихся преимущественно в низах разреза. Это темно-серые миндалекаменные породы с интерсертальной структурой. Промежутки между лейстами (0,1-0,5 мм) плагиоклаза № 45-55 выполнены стеклом или

продуктами его девитрификации - хлоритом, эпидотом, карбонатом, лейкоксеном с рассеянной рудной пылью. Отмечаются единичные зерна пироксена. Миндалины представлены кальцитом, эпидотом, хлоритом или халцедоном. По химическому составу андезито-базальты отличаются пониженным содержанием натрия.

Максимальная мощность свиты 400-500 м. Эоценовый возраст ее определяется радиологическими данными (табл.2).

### Олигоцен

Бирюфельдская свита ( $P_3^{bf}$ ) подстилает базальты кизинской свиты на склонах водораздела рек Сооли, Якчи и Тормасу. Это монотонные отложения без выраженных прослоев. Галька (60-70% объема отложений) и редкие валуны размером до 40 см образованы практически всеми более древними породами, встречающимися в районе, и имеют хорошую окатанность. Суглинистый и супесчаный заполнитель отличается характерным светло-желтовато-серым цветом. Мощность отложений не превышает 80 м. Возраст отложений принимается олигоценным (?) в связи с тем, что они залегают на пенепленизированной поверхности и перекрываются базальтами кизинской свиты.

### НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

### Миоцен

Кизинская свита ( $M_1^{kz}$ ) представлена покровами базальтов, широко распространенными в западной части территории листа. На незначительной площади они сохранились также в бассейнах верхних течений рек Ануй и Прав.Поды. В междуречьях Сооли - Тормасу - Ута и Ануй - Манома покровы, занимая в целом наиболее высокие гипсометрические уровни, залегают субгоризонтально или слабо наклонены (до  $5^{\circ}$ ) на северо-запад. В бассейнах рек Моади и Картанга, изливаясь в условиях расчлененного рельефа, базальты наблюдаются на бортах долин водотоков.

Базальты представляют собой темно-серые массивные или пористые (в кровле потоков) породы с микропорфировой интерсертальной структурой, состоящие из андезин-лабрадора (50-55%), оливина (5-20%), моноклинового, редко ромбического пироксена (20-30%), частично замещенного по трещинам иддигситом и гидроокислами железа, девитрифицированного хлоритизированного стекла (до 5-10%),

Таблица 2

Результаты определения радиологического возраста пород

Номер пробы на карте	Исходный	Место взятия пробы	Геологический возраст	Порода	Возраст, млн.лет	K, %	$\frac{Ar^{40}}{10^{-9}г/г}$	$\frac{Ar^{40}}{K^{40}}$
1	396	Истоки р.Моади	$K_2^m$	Андезит	74	2,01	10,15	0,00415
2	2370	р.Сооли	$P_2^{kz}$	То же	57	1,96	7,65	0,0032
3	391	р.Бира	$P_2^{kz}$	"	55	2,60	9,86	0,0031
4	2944	р.Ануй	$P_2^{kz}$	"	43	2,34	6,95	0,00243
5	683	р.Ануй	$P_2^{kz}$	Туф андезита	34	1,82	4,2	0,0018
6	P-6431	р.Поды	$M_1^{kz}$	Базальт	28	2,50	4,84	0,00159
7	406	р.Ануй	$M_1^{kz}$	То же	18	1,34	1,84	0,001
8	2919	р.Тормасу	$M_1^{kz}$	"	17	1,00	1,17	0,00096
9	2395	р.Сооли	$M_1^{kz}$	"	13	1,93	1,64	0,0007
10	1650-1	Верховье р.Тормасу	$M_1^{kz}$	"	12	1,82	1,4	0,00065
11	2377	р.Яро	$\beta T_3$	Диабаз	168	1,47	19,7	0,011
12	1509	Верховье р.Тормасу	$\alpha \beta K_1$	Базальт	121	0,56	4,7	0,00695
13	2979	р.Сооли	$\alpha \beta K_1$	Андезит	119	1,11	9,15	0,00677

Продолжение табл.2

1	2	3	4	5	6	7	8	9
14	1077-2	Верховье р.Яро	vk <sub>1</sub>	Габбро	138	1,57	15,4	0,008
15	P-47	р.Томчи	vk <sub>1</sub>	То же	136	0,72	6,83	0,0078
16	1302	р.Яро	vk <sub>1</sub>	"	129	0,94	8,58	0,00745
17	C-2	р.Тычи	vk <sub>1</sub>	"	123	0,60	5,15	0,00705
18	1067	р.Калаци	1 <sub>1</sub> K <sub>1</sub>	Гранит	112	3,63	28,3	0,0064
19	1779	р.Талже	1 <sub>1</sub> K <sub>1</sub>	То же	103	2,32	16,7	0,0059
20	190	Богбасинский массив	1 <sub>2</sub> K <sub>1</sub>	"	98	3,19	22,12	0,00568
21	P-3434	Тардоки-Янинский массив	1 <sub>2</sub> K <sub>1</sub>	"	96	2,57	17,2	0,0055
22	1352-1	р.Тухала	δлK <sub>2</sub>	Диоритовый порфирит	81	1,93	10,8	0,0046
23	361	Тухалинский массив	δлK <sub>2</sub>	То же	70	1,93	9,45	0,00401
24	1810	Тухалинский массив	1δK <sub>2</sub>	Гранодиорит	83	2,12	12,18	0,00472
25	48	Верховье р.Анй	1δK <sub>2</sub>	То же	78	Св.нет	Св.нет	Св.нет
26	1160	Быстринский массив	1δK <sub>2</sub>	"	74	2,49	12,72	0,00418
27	1998	Верховье р.Томчи	1δK <sub>2</sub>	"	70	4,50	21,78	0,00397
28	596	р.Игула	1 <sub>1</sub> F <sub>1</sub>	Гранит	81	4,15	23,2	0,0046
29	1110	Быстринский массив	1 <sub>1</sub> F <sub>1</sub>	То же	77	3,46	18,7	0,0044

Продолжение табл.2

1	2	3	4	5	6	7	8	9
30	46	Верховье р.Анй	1 <sub>1</sub> F <sub>1</sub>	Гранит	72	Св.нет	Св.нет	Св.нет
31	2272	Верховье р.Сооли	1 <sub>1</sub> F <sub>1</sub>	То же	70	3,93	19,2	0,004
32	4640	Верховье р.Анй	1 <sub>1</sub> F <sub>1</sub>	"	68,5	Св.нет	Св.нет	Св.нет
33	2428	Богбасинский массив	1 <sub>1</sub> F <sub>1</sub>	"	67	2,95	13,7	0,0038
34	1252	Быстринский массив	1 <sub>2</sub> F <sub>1</sub>	"	72	3,68	18,4	0,0041
35	И-1	р.Сооли	1 <sub>2</sub> F <sub>1</sub>	"	63	3,50	15,2	0,00355
36	P-3638	р.Подн	1 <sub>1</sub> F <sub>1</sub>	Гранит-порфир	78	4,35	23,2	0,0044
37	2325	Быстринский массив	δпF <sub>1</sub>	Диоритовый порфирит	83	1,10	6,4	0,00475
38	K-838	р.Анй	βF <sub>2</sub>	Базальт	62	0,86	6,5	0,00347
39	682-2	р.Анй	тФF <sub>2</sub>	Трахитобазальт	56	1,26	5,0	0,00324
40	165	р.Тормасу	υδпF <sub>2</sub>	Габбро-диоритовый порфирит	40	2,09	5,82	0,00227
41	1923 <sup>в</sup>	Тухалинский массив	qδF <sub>2</sub>	Гранодиорит	60	2,83	11,75	0,0034
42	683	р.Сооли	qδпF <sub>2</sub>	Кварцевый диоритовый порфирит	58	2,71	14,7	0,00445
43	2296-1	р.Анй	qδF <sub>2</sub>	Кварцевый диорит	51	0,63	2,25	0,0029

I	2	3	4	5	6	7	8	9
44	870	р. Тормасу	qP <sub>2</sub>	Кварцевый сленит	39	2,41	6,5	0,00221
45	3453	Истоки р. Бира	лP <sub>2</sub>	Дипарит	60	3,15	13,1	0,00342
46	568	р. Тормасу	лP <sub>2</sub>	Трахиолларит	39	3,26	8,52	0,0021
47	1466	р. Тормасу	1-1лP <sub>2</sub>	Гранит	65	3,46	16,45	0,0039
48	1478	р. Тормасу	1-1лP <sub>2</sub>	То же	60	3,22	13,00	0,0038
49	3199	р. Тормасу	1-1лP <sub>2</sub>	"	55	3,86	14,4	0,00306
50	162	р. Тормасу	1P <sub>2</sub>	"	53	3,53	9,83	0,00229

магнетита (до 2-3%) и единичных зерен апатита. Поры в базальтах частично заполнены анальцитом или халцедоновидным кварцем.

Мощность базальтовых покровов изменяется от 80 до 200 м. Радиологический возраст 12-28 млн. лет (см. табл. 2), а также (в отличие от сходных по составу базальтов совганской свиты) повышенная щелочность пород (см. табл. 1) и наличие минеральных включений пор уверенно указывают на принадлежность их к кизинской свите миоценового возраста.

### П л и о ц е н

Приамурская свита (K<sub>2</sub>h), представленная глинами, галечниками с валунами, песками, суглинками, гравийниками, установлена в междуречье Анхой - Маном на крайнем северо-западе листа. Обобщенный послонный разрез свиты, изученный скважиной в 2,5 км к северу от пос. Верх. Маном /37/, выглядит следующим образом (сверху вниз):

1. Гравийники с песком . . . . . 0,7 м
2. Галечники с линзами песчано-глинистого материала . . . . . 2,7 "
3. Галечники с суглинком . . . . . 1,6 "
4. Галечники с валунами . . . . . 1,7 "
5. Галечники мелко- и крупногалечные . . . . . 4,0 "
6. Глины с примесью песка, гальки и редких валунов . . . . . 14,2 "
7. Глины . . . . . 10,8 "
8. Суглинки с редкой галькой . . . . . 1,6 "
9. Галечники с валунами . . . . . 0,5 "

Далее перебулены базальты кизинской свиты. Обломочный материал хорошо, реже плохо окатан и состоит из разнообразных пород, встречающихся в районе, в том числе и базальтов кизинской свиты. Глины представлены каолинитом с примесью гидрослюда и реже - монтмориллонитом. Пески полимиктовые и граувакковые.

Мощность свиты в пределах территории листа 40-50 м. Плиоценовый возраст отложений определяет содержащийся в них спорово-пыльцевой комплекс /37/: Betulaceae, Carya, Corylus, Cerepinus, Tilia, Taxodiaceae, Cyperaceae, Ranunculaceae, Ericaceae, Compositae, Tsuga, Picea, Pinus.

## ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

### Среднее звено (Q<sub>II</sub>)

Среднее звено сохранилось в долинах рек Анной, Тормасу и Сооли, где оно представлено аллювиальными галечниками с валунами, супесью и линзами суглинков, слагающими аккумулятивный чехол второй надпойменной террасы высотой 15–35 м. Мощность отложений в редких случаях достигает 20–25 м. В долине р. Тормасу в них обнаружен комплекс спор и пыльцы, который отражает растительность хвойно-широколиственного леса. Присутствие таких растений как *Phellodendron*, *Hainania*, *Carpinus*, *Quercus dentata*, *Betula oldostrensis* позволяет сопоставить его с аналогичным комплексом из отложений, содержащих кости *Elephas trogontherii* среднечетвертичного возраста.

### Верхнее звено (Q<sub>III</sub>)

Верхнее звено представлено двумя генетическими типами образований: аллювиальным и ледниковым. Аллювиальные отложения распространены в долинах крупных водотоков, слагая аккумулятивный чехол первой надпойменной террасы высотой 8–10 м. Представлен аллювий галечниками с валунами, среди которых наблюдаются непротяженные линзы мощностью от 0,1 до 1,5 м суглинков, песков и глин. Максимальная мощность отложений не превышает 10 м. Спорно-пыльцевые комплексы из этих отложений /28, 33/ отражают растительность хвойно-березового леса с участием ольхи и свойственны для периода позднечетвертичного похолодания.

Ледниковые отложения – глыбы гранитов, несущие следы ледниковой обработки, щебни и супеси – распространены ограниченно в пределах высокогорного массива Тардоки-Яни. Слагают они донную морену и многочисленные конечные и боковые моренные валы. Мощность отложений, судя по высоте моренных холмов и величине вреза русел, превышает 10–15 м. Свежесть ледниковых форм позволяет всем исследователям говорить о позднечетвертичном возрасте горно-долинного оледенения на Северном Сихотэ-Алине. Вместе с тем Г.С. Ганешин /5/, Л.Н. Серебряков /52/ и другие геологи допускают наличие здесь и более древних, среднечетвертичных морен.

## Верхнее и современное звенья (Q<sub>III+IV</sub>)

Верхнее и современное звенья слагают предгорные дельвиально-пролювиальные шлейфы по бортам долин рек Сооли, Тормасу, Поди, Хор, образованные щебнями с отломниками и дресвой, супесями, суглинками. Мощность шлейфов достигает 10–15 м. Формирование шлейфов началось в позднечетвертичное время, о чем свидетельствует налегание их на поверхности среднечетвертичных и позднечетвертичных террас, и продолжается в настоящее время, поэтому их возраст принимается позднечетвертичным и современным.

### Современное звено (Q<sub>IV</sub>)

Современное звено – это отложения низкой, высокой пойм и русел водотоков, в составе которых преобладают галечники с валунами и гравием, валунники, а в старичных фациях низкой поймы отмечаются пески, супеси и илы. В крупных реках окатанность обломочного материала хорошая, а в истоках галечники сменяются щебнем и глыбами, поступающими со склонов. Мощность современного аллювия непостоянна и достигает в некоторых местах 15–20 м. На отдельных же участках реки протекают практически по коренным породам. В отложениях поймы повсеместно содержатся спорово-пыльцевые комплексы, близкие к современным. Русловые фации формируются и в настоящее время.

Четвертичные рыхлые образования представлены также элювиальными, дельвиальными и элювиально-дельвиальными щебнисто-глыбовыми отложениями с суглинковым заполнителем, почти сплошным чехлом покрывающими склоны и водоразделы. Мощность их изменяется от 0,2–0,5 м – на водоразделах до 3–4 м, иногда более метров – в основании склонов. В устьях ложбин широко развиты конусы выноса, сложенные щебнисто-глыбово-суглинистым материалом. Их мощность достигает 10 м.

## ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

### РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Граниты, гранодиориты гнейсо-видные (гРЗ<sub>1</sub>) образуют согласную, падающую в северо-вос-

точном направлении небольшую ( $1,5 \text{ км}^2$ ) интрузию на левом борту долины р. Анхой у восточной границы площади листа. Интрузия окаймлена полосчатыми мигматитами, которые постепенно сменяются слюдяными сланцами верхнего протерозоя или нижнего палеозоя.

Породы имеют мелко- или среднезернистую структуру. Им свойственна отчетливо выраженная протемагматическая гнейсовидность, сочетающаяся с интенсивным катаклизмом, милонитизацией и бластезом. Граниты состоят из кварца (30%), кислого плагиоклаза (50-55%), мусковитизированного и хлоритизированного биотита (1-10%) и незначительного количества калиевого полевого шпата (3-5%), то есть соответствуют по составу плагиогранитам. В гранодиоритах содержание калиевого полевого шпата (10-15%) и биотита (10-15%) заметно выше. Из аксессуарных минералов отмечен лишь апатит.

Граниты и гранодиориты резко отличаются от меловых и палеогеновых гранитоидов Северного Сихотэ-Алиня по преобладанию натрия над калием /39/. В обнажении по р. Анхой, близ устья р. Гобилли, установлено /39/, что они прорваны массивными среднезернистыми гранитами раннемелового возраста. Радиологические данные для гнейсовидных гранитов (443 млн. лет) и гранодиоритов (488 млн. лет) свидетельствуют об их раннепалеозойском возрасте /39/.

#### ПОЗДНЕТРИАСОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Субвулканические диабазы ( $\beta^1 T_3$ ), дайки диабазов ( $\beta^1 T_3$ ) локализуются среди верхнетриасовых отложений вблизи центров подводного вулканизма.

Трещинная интрузия с дайкообразными апофизами протягивается с перерывом почти на 40 км от водораздела рек Якчи и Томчи в долину р. Мани, имея тектонический северо-западный контакт и эруптивный юго-восточный. Оба контакта наклонены на юго-восток под углами  $55-70^\circ$ . На глубине, по данным магнитометрических работ /23, 28, 33/, они близки к вертикальным либо круто погружаются к осевой части интрузии (бассейн р. Яро) или на юго-восток (бассейн рек Томчи и Мани). Силлообразная интрузия в верховьях правых притоков р. Яро, по геофизическим данным /23, 49/, полого погружается в юго-западном и северо-восточном направлениях и имеет мощность около 2,5 км. Шток диабазов площадью около  $0,2 \text{ км}^2$  установлен в междуречье Сичку - Яро. Кроме того, субвулканические диабазы выделены на правом борту р. Анхой против

устья р. Мани и фиксируется по данным аэромагнитной съемки /23/ под стратифицированными образованиями в верховьях р. Мани к северо-западу и юго-востоку от трещинной интрузии. Дайки диабазов контролируют зоны разломов северо-восточного направления в бассейнах рек Якчи, Томчи, Яро. Наиболее крупные из них имеют мощность около 200 м и протяженность 1-1,5 км.

Диабазы представляют собой зеленовато-серые мелкозернистые - в центральных и скрытокристаллические, практически неотличимые от стратифицированных разностей - в эндоконтактных зонах породы диабазовой структуры, состоящие из альбитизированного и серицитизированного плагиоклаза (35-40%), моноклинного пироксена (45-50%), магнетита (5-10%), вторичных хлорита и эпидота (0-15%) и редких кристаллов апатита. Характерно появление к кровле интрузий диабазов с миндалекаменными текстурами и порфировыми структурами. Миндалины представлены кальцитом и хлоритом. В эндоконтактных частях иногда наблюдаются эруптивные брекчии, состоящие из обломков диабазов псефитовой и крупнопсаммитовой размерности, сцементированных магматическим материалом того же состава. По химическому составу (см. табл. I) породы близки к спилитам.

Тесная ассоциация диабазов с проявлением поздне триасового геосинклинального вулканизма, а также радиологические данные - 188 млн. лет (см. табл. 2) позволяют рассматривать их в качестве субвулканических тел поздне триасового возраста.

#### РАННЕМЕЛОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Субвулканические андезитобазальты и базальты ( $\alpha\beta K_1$ ), андезиты ( $\alpha K_1$ ), дайки базальтов ( $\alpha K_1$ ), андезитов ( $\beta K_1$ ) размещаются преимущественно в зоне Центрального Сихотэ-Алинского шва, образуя протяженные, вытянутые в северо-восточном и субмеридиональном направлениях крутопадающие (по данным аэромагнитных съемок) трещинные тела. Кроме того, интрузия базальтов протяженностью 3 км при ширине до 250 м и несколько даек обнажаются в зонах северо-восточных разломов в верховьях рек Хор и Поди. Контактные воздействия интрузий выражаются в слабом ороговиковании и окварцевании вмещающих отложений.

Андезитобазальтами, переходящими в базальты, сложены интрузии в верхнем течении р. Тормасу и на правом берегу р. Сооли. Это темно-серые, зеленовато-серые породы с гналопилитовой или

интерсертальной структурами основной массы и вкрапленниками (20-25%) плагиоклаза № 55-60, моноклинного и ромбического пироксенов, редко оливина размером 0,3-3 мм. Базальты отличаются повышенным содержанием пироксена и наличием миндалин, представленных хлоритом и кремнеземом. Андезиты слагают в основном интрузии и дайки на левобережье р.Сооли. Порфиновые выделения в них представлены андезитом № 30-45 и опациitized уралитовой роговой обманкой. Основная масса микролитовая. Порода насыщена мелкой сыпью магнетита и довольно интенсивно изменены вторичными процессами, проявленными в соспиритизации и серицитизации плагиоклазов, замещении пироксенов уралитовой роговой обманкой, а вулканического стекла - хлоритом.

Субвулканические интрузии андезито-базальтов и андезитов ассоциируют с проявлением геосинклинального вулканизма среднего состава в берриас-валанжинское время, метаморфизуются позднемеловыми гранодиоритами и имеют радиологический возраст 119-121 млн. лет (см. табл. 2). На основании этих данных их возраст принимается раннемеловым.

Дайки пироксенитов и перидотитов ( $\sigma K_1$ ) представляют в районе первую фазу раннемеловых интрузий, выделяемых на Северном Сихотэ-Алине под названием хунгарийской интрузивной серии /II/. Наиболее крупная дайка пироксенитов установлена среди верхнепермских (?) отложений на правом борту долины р.Тормасу. Она четко фиксируется аномальными значениями магнитного поля при наземной магнитометрии /28/ как крутопадающее тело мощностью 150-200 м, протягивающееся в северо-восточном направлении более чем на 2 км. В других местах (водоразделы Мани - Джокеми, правобережье р.Кадади) дайки пироксенитов имеют протяженность не более 1 км при мощности до первых десятков метров. Пироксениты представляют собой крупнокристаллические породы, состоящие исключительно из моноклинного пироксена, частично замещенного амфиболом.

Перидотиты слагают единственную дайку в верхнем течении р.Сичку среди субвулканических диабазов позднего триаса. Она прослежена в северо-восточном направлении на 1 км и имеет мощность не более 200 м, круто падая на юго-восток. Перидотиты хорошо сопоставляются с амфиболовыми перидотитами по Р.Дэли и состоят из оливина (65%), моноклинного пироксена (10-15%), базальтической роговой обманки (10-15%), магнетита (10%), представляя собой мелко- и среднезернистые породы с панидиоморфнозернистой структурой (см. табл. I).

Габбро мелко- и среднезернистые ( $\nu K_1$ ), дайки габбро ( $\nu K_1$ ) отнесены ко второй фазе хунгарийской интрузивной серии. Большинство интрузий представляют собой типично трещинные тела площадью от 0,2 до 5 км<sup>2</sup>, приуроченные к зонам разрывов, оперяющих Центральный Сихотэ-Алинский шов. Группируются они совместно с дайками преимущественно в виде цепочек северо-восточного направления, протягивающихся от р.Сооли в бассейн р.Лев.Талюке и имеют крутые (50-70°) северо-западные, редко юго-восточные падения контактов. Ороговикование вмещающих отложений отмечается на расстоянии 25-40 м от контактов интрузий и в большинстве случаев маскируется интенсивно проявленным катаклизмом. В свою очередь габбро прорываются гранитами последующей фазы. Наиболее мощные (100-200 м) и протяженные (1-1,5 км) дайки закартированы среди субвулканических диабазов позднего триаса. Большинство же даек имеет мощность от первых до нескольких десятков метров и протяженность в первые сотни метров.

Среди габбро различаются пироксеновые, пироксен-амфиболовые и амфиболовые разновидности. Это темно-серые или зеленовато-серые мелкозернистые, иногда до среднезернистых породы с габбровой структурой. Пироксеновые габбро состоят из плагиоклаза (45-50%), авгита (45-50%), ильменита (5-7%) и апатита (до 1-3%). В пироксен-амфиболовых габбро наряду с пироксеном (10-15%) наблюдается первично-магматическая роговая обманка (30%). В амфиболовых габбро темноцветный минерал представлен исключительно роговой обманкой, содержание которой колеблется от 10 до 85%. Габбро обычно в различной степени катаклизированы, при этом в них нередко появляется метасоматический кварц; пироксен частично замещается амфиболом совместно с хлоритом, по плагиоклазу развивается серицит, соспирит и карбонаты. В габбро, находящихся в зоне контактового воздействия палеоценовых интрузий, наблюдается перекристаллизация темноцветных минералов. Химические анализы габбро показывают значительные колебания в составе, что связано с неравномерным распределением породообразующих минералов и интенсивно проявленным катаклизмом (см. табл. I). В целом же в петрохимическом отношении они близки к среднему составу габбро хунгарийской серии /44/.

Граниты, гранодиориты биотитовые средне- и крупнозернистые ( $\gamma K_1$ ), дайки гранитов среднезернистых ( $\gamma K_1$ ) отнесены к третьей фазе хунгарийской серии. Они

сложены Тардоки-Янинский массив, штоки площадью от 0,4 до 9,0 км<sup>2</sup> в междуречье Хор - Кадади и на правобережье р.Талюке и цепочки трещинных интрузий, прослеживающихся совместно с габбро предшествующей фазы вдоль зон разломов северо-восточного направления. Тардоки-Янинский массив, большей своей частью размещенный за пределами площади листа, представляет собой батолитообразную интрузию. Его контакты полого (20-40°) погружаются в сторону вмещающих отложений, которые ороговикованы на расстоянии до 2 км от контактов. Общее куполообразное строение массива подчеркивается концентрической ориентировкой трещин отдельности и конфигурацией приуроченной к нему отрицательной аномалии силы тяжести /17/. Штоки, судя по поведению границ в рельефе и ореолам контактового метаморфизма, имеют более крутые падения контактов. Контакты трещинных интрузий в большинстве случаев тектонические. В связи с широко проявленным протокатаклизом в самих гранитах, катаклизом и рассланцеванием вмещающих отложений ороговикованные породы плохо картируются. Тем не менее, в верховье р.Яро они отмечаются на расстоянии 200-250 м от контактов трещинных интрузий. Изученные в горных выработках контакты этих интрузий круто (70-85°) падают на северо-запад. Дайки среднезернистых гранитов имеют мощность от 1 до 50 м, длину 500-800 м и группируются преимущественно вблизи трещинных интрузий.

Сложены интрузии преимущественно среднезернистыми, реже крупнозернистыми или порфировидными биотитовыми гранитами, которые участками сменяются гранодиоритами. В Тардоки-Янинском массиве характерно повсеместное присутствие ксенолитов роговиков, кристаллических сланцев, гнейсов, кварцитов и молочно-белого кварца. В трещинных интрузиях на контактах с габбро отмечаются ксенолиты последних. Граниты и гранодиориты имеют качественно идентичный минеральный состав и гипидиоморфнозернистую структуру. Состоят они из плагиоклаза № 28-32 (30-40%), калиевого полевого шпата (20-30%) с пертитовыми вростками, кварца (20-35%) и красно-бурого биотита (5-25%). Акцессорные минералы - циркон, апатит, монацит, ильменит, иногда ортит, турмалин. Характерно присутствие граната и кордиерита. От других гранитов района породы резко отличаются перенасыщенностью глиноземом (см.табл.1).

Граниты двуслюдяные мелкозернистые ( $\gamma K_1$ ), дайки гранитов мелкозернистых ( $\gamma K_1$ ) представляют заключительную фазу ран-

немелового интрузивного цикла. Мелкозернистыми гранитами сложена большая часть крупного многофазного Богбасинского массива в междуречье Ануй - Мани и ряд мелких интрузий и даек среди поля ороговикованных пород в восточной экзоконтактной части этого массива. Выделены они также в составе интрузии среднезернистых гранитов на правобережье р.Талюке и слагают дайку в пределах Тардоки-Янинского массива. Мощность даек 10-20 м, протяженность - до 1-1,5 км. В Богбасинском массиве двуслюдяные граниты имеют матрацевидную отдельность. Пластовые трещины отдельности (через 0,2-0,5 м) залегают горизонтально или полого (3-10°) наклонены на восток.

Граниты двуслюдяные мелкозернистые представляют собой массивные серые меланократовые породы с гипидиоморфнозернистой структурой, часто с элементами пойкилитовой и монцонитовой. Состоят они из зонального плагиоклаза (30-40%), калиевого полевого шпата (25-30%), кварца (25-35%), биотита характерного огненно-рыжего цвета (7-10%) и мусковита (2-4%). Характерным акцессорным минералом является кордиерит, отмечаются также циркон, апатит, ильменит. Наблюдается тенденция к увеличению содержания (до 5%) кордиерита вблизи контактов гранитов с осадочными породами. Другая особенность гранитов - присутствие ксенолитов биотит-кварц-полевошпатовых роговиков, кварцитов, гранат-биотитовых и роговообманковых сланцев, молочно-белого и серого кварца. Как и среднезернистые граниты предшествующей фазы, мелкозернистые граниты отличаются повышенным содержанием глинозема (см.табл.1), хорошо сопоставляются с гранитами хунгарийской серии /II/.

Принадлежность описанных интрузий и даек, представленных гипербазитами, габбро и гранитами, к хунгарийской интрузивной серии, раннемеловой (готеривский) возраст которой убедительно доказан в других районах Сихотэ-Алиня /9, II, 44/, устанавливается не только по характерному составу, но и радиологическими определениями возраста пород: 138, 136, 129, 123 млн.лет - для габбро, II2, 103 млн.лет - для среднезернистых и 98, 96 млн.лет - мелкозернистых гранитов (см.табл.2).

#### ПОЗДНЕМЕЛОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Габбро мелкозернистые ( $\nu K_2$ ), дайки габбро ( $\nu K_2$ ) относятся к ранней фазе сенон - палеоценового интрузивного цикла. Интрузии габбро выделяются в со-

ставе двух небольших (2 и 4 км<sup>2</sup>) массивов на левобережье р. Поди и в бассейне р. Тухала, где закартированы и дайки габбро протяженностью 400-800 м и мощностью в первые метры. В обоих массивах габбро интродуцированы диоритами или диоритовыми порфиритами последующей фазы. В отличие от раннемеловых интрузий, позднемеловые габбро являются магнитными породами. По данным наземной магнитометрии /28/, интрузия в бассейне р. Тухала имеет крутопадающие юго-восточный и северо-западный и более полого погружающийся под вмещающие отложения южный контакты. Интрузия на левобережье р. Поди располагается в пределах широкой (до 4 км), вытянутой в северо-восточном направлении на 13 км аэромагнитной аномальной зоны, фиксирующей, очевидно, эту интрузию на глубине. Ореолы контактового метаморфизма вокруг массивов имеют ширину около 1 км.

Габбро характеризуются неравномерным "сгустковым" распределением породообразующих минералов, что отразилось на результатах химических анализов пород, в одних случаях близких к среднему габбро баппинского комплекса, в других - к оливиновому габбро по Р. Дэли (см. табл. I). Состоят они из плагиоклаза-лабрадора (30-50%), пироксена-авгита (45%), частично замещенного хлоритом и эпидотом, или роговой обманки (50-70%), а также магнетита (4-7%) и апатита (1-5%).

Субвулканические автобрекчи андезитов ( $\alpha K_2$ ), дайки андезитов ( $\alpha K_2$ ) представлены породами, аналогичными по петрографическому составу эффузивам самаргинской свиты, с которыми они пространственно тесно ассоциируют. Автобрекчи андезитов слагают жерловины (от 0,02 до 0,1 км<sup>2</sup>) на левобережье р. Торماسу и водоразделе Торماسу - Джокеми, а также трещинное тело (300 м x 1,4 км) на правом борту р. Мани. Это породы, состоящие из угловатых и слабо оплавленных обломков (40-50%) андезитов размером 0,5-5 см, сцементированных лавой того же состава. Дайки андезитов установлены на водоразделе Ануй - Тормасу и в бассейне р. Джокеми. Они имеют северо-восточное направление, мощность от первых метров до 50 м и протяженность 400-600 м.

Диориты, кварцевые диориты ( $\delta K_2$ ), диоритовые порфириты ( $\delta K_2$ ), дайки диоритовых порфиритов ( $\delta K_2$ ), спессартитов и керсантитов ( $\chi K_2$ ) распространены как в виде довольно крупных массивов, так и мелких штокообразных и трещинных тел. Наиболее крупная (около 30 км<sup>2</sup>) инт-

рузия, сложенная диоритовыми порфиритами, закартирована в междуречье Тормасу - Ануй в составе многофазного Тухалинского массива. Южный контакт интрузии круто (75°) падает на юго-восток. В северной части массива кровля интрузии полого (10-15°) погружается в северо-западном направлении, приурочиваясь к подошве покровов самаргинской свиты. В результате межпластового внедрения доломитовых инъекций диоритовых порфиритов в андезиты свиты на правобережье р. Моади образовалась своеобразная кольцевая структура. Ряд мелких (площадь до 8 км<sup>2</sup>) трещинных интрузий и штоков диоритовых порфиритов установлен по левобережью р. Тормасу, в бассейнах рек Тухала и Джокеми. В виде ксенолитов в палеоценовых гранитах ороговикованные диоритовые порфириты сохранились в составе Быстринского массива.

Диориты и кварцевые диориты слагают небольшие штокообразные интрузии (площадь 0,3-0,8 км<sup>2</sup> каждая) в верховьях рек Сооли, Томчи и на левобережье р. Поди.

Прорывная габбро предшествующей фазы, диоритовые порфириты в эндоконтакте имеют зону закалки шириной 1-1,5 см. Габбро же в экзоконтакте осветлены, эпидотизированы и сульфидизированы. Аналогичные изменения габбро наблюдаются и на контакте с диоритами. Кроме того, диоритовые порфириты содержат ксенолиты самаргинских андезитов. В свою очередь диоритовые порфириты и диориты интродуцированы гранодиоритами последующей фазы.

Дайки диоритовых порфиритов располагаются преимущественно вблизи интрузий, приурочиваясь в основном к зонам крупных разломов северо-восточного направления. Спессартиты слагают дайки на правом борту р. Яро и в верховьях р. Поди, а дайки керсантитов выделены в бассейне р. Сиктай. Мощность даек изменяется от 2-10 до 150 м, длина - от 200 м до 1 км.

Диориты представляют собой темно-серые среднезернистые породы с гипидиоморфнозернистой или призматическизернистой структурой. Состоят они из зонального плагиоклаза № 40-45 (55%), темноцветных минералов (30-35%), представленных чаще всего роговой обманкой и биотитом, реже пироксеном и биотитом, калиевого полевого шпата (5-10%) и кварца (5-7%). В кварцевых диоритах содержание кварца достигает 10-15%. Из аксессуарных минералов встречаются апатит, циркон, ильменит, иногда монацит. Диоритовые порфириты, по минеральному составу не отличаясь от диоритов, имеют мелкозернистую основную массу и 10-15% вкрапленников размером до 3-4 мм. Спессартиты и керсантиты - это мелкокристаллические породы призматическизернистой структуры, в которых от-

сутствует калиевый полевой шпат, а темноцветные минералы составляют 35-50%. В спессартитах они представлены исключительно роговой обманкой, а в керсантитах - биотитом и редко пироксеном. По результатам химического анализа (см. табл. I), диориты и диоритовые порфиры хорошо сопоставляются со средним диоритом баппинского комплекса /44/.

Гранодиориты, редко граниты ( $\gamma\delta K_2$ ), дайки гранодиоритов ( $\gamma\delta K_2$ ), гранодиорит-порфиры ( $\gamma\delta K_2$ ) слагают большую часть (40 км<sup>2</sup>) Тухалинского массива, Тормасинский массив (13 км<sup>2</sup>), три небольших интрузии (2-3 км<sup>2</sup> каждая) в верховьях рек Томчи, Сооли и Анди, а также входят в состав Быстринского и Богбасинского массивов. В Тухалинском массиве контакт интрузии гранодиоритов с осадочными отложениями, судя по широкому (до 1 км) ореолу роговиков и данным наземной магнитометрии, довольно полого погружается в сторону вмещающих отложений. Результаты магнитометрии позволяют также судить о пологом погружении кровли интрузии в верховьях р. Бира на север. Контакт гранодиоритов с диоритовыми порфиритами, вскрытый канавами, круто падает на северо-запад. Тормасинский массив отчетливо фиксируется по аномальным значениям магнитного поля и имеет крутопадающий восточный и более пологий западный контакты, погружающиеся на северо-запад. В составе Быстринского массива (в его южной части) гранодиориты слагают дугообразной формы тело шириной 0,3-1,2 км, протягивающееся в субширотном направлении на 8 км и подчеркивающее кольцевое строение этого массива. Судя по положению границ в рельефе, тело имеет крутопадающие контакты с вмещающими отложениями и прорывающими его палеоценовыми гранитами. В Быстринском массиве гранодиориты наблюдаются также в ксенолитах. В Богбасинском массиве гранодиориты отмечены лишь в виде двух небольших фрагментов тел на границе раннемеловых и палеоценовых гранитов. Остальные интрузии имеют изометричную или удлиненную в субмеридиональном направлении форму и представляют собой штоки с крутыми периклинальными падениями контактов.

В осадочных породах гранодиориты образуют широкие (до 1-2 км) зоны роговиков, а прорывая андезиты самаргинской свиты ороговиковывают их на ширину до 50-100 м. Диоритовые порфиры и диориты на контакте биотитизированы и включают инъекции гранодиоритов.

Дайки гранодиоритов и гранодиорит-порфиров входят в состав или располагаются вблизи интрузивных массивов. Мощность их варь-

ирует от первых метров до 100 м, протяженность изменяется от 200 до 700 м.

Гранодиориты Тухалинского массива, в зависимости от соотношения темноцветных минералов, представлены роговообманково-биотитовыми или биотит-роговообманковыми среднезернистыми разновидностями. К периферии массива они приобретают порфировидный облик, а непосредственно в эндоконтактной зоне иногда переходят в гранодиорит-порфиры. Гранодиориты других массивов представлены однообразными среднезернистыми роговообманково-биотитовыми гранодиоритами, а в строении массивов в верховьях рек Томчи, Сооли участвуют, кроме того, и роговообманково-биотитовые граниты, являющиеся фациальной разновидностью гранодиоритов. Гранодиориты имеют гипидиоморфнозернистую структуру и состоят из плагиоклаза № 20-40 (50-55%), калиевого полевого шпата (5-20%), кварца (15-20%), буро-коричневого биотита (6-12%), бледно-зеленой роговой обманки (5-10%). Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, ортитом, монацитом, сфеном, магнетитом, ильменитом. Граниты отличаются большим содержанием кварца (25-30%), калиевого полевого шпата (30-40%) и меньшим - плагиоклаза (20-25%) и темноцветных минералов (до 10%). В гранодиорит-порфирах, при идентичном составе с гранодиоритами, вкрапленники размером 1-7 мм составляют 10-20% (иногда до 45%), а основная масса обладает микропризматическизернистой, микрографической или сферолитовой структурой. По результатам химического анализа гранодиориты близки к среднему гранодиориту баппинского комплекса, отличаясь иногда повышенным содержанием щелочей и кремнезема (см. табл. I).

Позднемеловой возраст описанных интрузивных образований, сформировавшихся в гомодромной последовательности от габбро до гранодиоритов, устанавливается не только по сходству с породами баппинского интрузивного комплекса /44/, но и доказывается радиологическими определениями возраста: 70 и 81 млн. лет - для диоритовых порфиров, 70, 74, 78, 83 млн. лет - для гранодиоритов. Позднемеловой возраст подтверждается также и генетической связью автобрекчий андезитов и диоритовых порфиров с покровами андезитов самаргинской свиты. По возрасту и петрохимическим особенностям пород описанный комплекс близок также к бачелазской и мяо-чанской интрузивным сериям Сихотэ-Алиня и прилежащих районов /10/.

## ПАЛЕОЦЕНОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Граниты биотитовые порфировидные среднезернистые ( $\gamma_1 P_1$ ) составляют основную часть Быстринского массива (140 км<sup>2</sup>), целый ряд интрузий площадью от 0,5 до 12 км<sup>2</sup> в бассейне среднего и верхнего течения р.Анхой и в междуречье Сооли – Кадади, а также входят в состав Богбасинского массива.

Быстринский массив в плане имеет округлую форму. С запада он срезан Центральным Сихотэ-Алинским разломом, частично приурочиваясь к которому граниты образуют протяженные апофизы, выходящие на поверхность в виде цепочки небольших изолированных тел. Кровля массива неровная и полого погружается от его центра к периферии в сторону вмещающих отложений, имея более пологие (10–15°) шпные контакты. В магнитном и гравитационном полях массив не выделяется. Отмечается лишь незначительное понижение напряженности магнитного поля над его центральной частью. Таким образом, можно предположить, что среднезернистые граниты формируют слабо эродированный лакколит.

В Богбасинском массиве граниты слагают его краевые части, образуя вытянутые в субмеридиональном направлении тела с крутопадающими контактами.

Три сближенные интрузии на левобережье среднего течения р.Анхой располагаются в пределах единого широкого ореола контактово-метаморфизованных пород, имеют пологие (5–20°) периклиналильные падения контактов и, судя по всему, образуют на глубине единый массив площадью до 70 км<sup>2</sup>.

Серия интрузий междуречья Сооли – Кадади выходит на поверхность в пониженных частях рельефа и имеет пологопадающие в сторону вмещающих отложений контакты. По данным гравиметрии /49/, на глубине эти интрузии сливаются в единый массив шириной до 10 км, протягивающийся на 40 км в северо-восточном направлении от р.Сиктай до истоков р.Сооли. Наличие такого массива на глубине подтверждает и широкое развитие здесь в урезах водотоков ороговикованных пород.

В верхнем течении р.Анхой интрузия гранитов представляет собой штокообразное тело с крутыми (50–60°) северными и более пологими (до 40°) западными и юго-западными контактами.

Прорывая осадочные породы, граниты метаморфизуют их на ширину до 2 км. Андезиты самаргинской свиты на контакте превращены в биотит-кварц-плагиоклазовые роговики, а гранодиориты позд-

него мела содержат ветвящиеся прожилки гранитов. В свою очередь граниты сами прорваны мелкозернистыми гранитами последующей фазы.

Сложены интрузии однообразными по составу биотитовыми гранитами, имеющими более отчетливо выраженную порфировую гранитовую структуру в кровле массивов, переходя иногда в узкой эндоконтактной зоне в типичные гранит-порфиры. Состоят они из олигоклаза (20–35%), микропертитового калиевого полевого шпата (40–45%), кварца (30–40%), темно-коричневого биотита (1–3%, редко до 7%) и изредка единичных кристаллов роговой обманки. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, ортитом, монацитом, редко фергусонитом, ксенотимом, торитом, касситеритом, характерными только для палеоценовых гранитов.

Граниты биотитовые мелкозернистые ( $\gamma_2 P_1$ ), гранит-порфиры ( $\gamma_3 P_1$ ), дайки гранитов ( $\gamma P_1$ ), гранит-порфиров ( $\gamma_4 P_1$ ) представляют вторую фазу палеоценовых интрузий. Наиболее распространены они в пределах Быстринского массива, реже картируются в бассейне р.Сооли, на левобережье р.Тормасу и в верховьях р.Мал.Поды. Интрузии представляют собой изометричные или удлиненные в плане штокообразные тела площадью от 0,02 до 3 км<sup>2</sup>. Дайки имеют мощность до 2 м, протяженность же их меняется от 100 м до 1,8 км. В пределах и вблизи Быстринского массива дайки приурочены к дугообразным разрывам, подчеркивая совместно с интрузиями мелкозернистых гранитов его кольцевое строение. В других частях района они контролируются разрывами преимущественно северо-восточного направления.

По минеральному составу породы полностью идентичны среднезернистым гранитам предшествующей фазы, на контакте с которыми мелкозернистые граниты имеют зоны закалки шириной около 1 см, отличающиеся микрозернистым сложением. В гранит-порфирах вкрапленники (10–30%) имеют размер 0,8–3 мм, основная масса микрозернистая или сферолитовая.

Дайки микродиоритов ( $\delta P_1$ ), диоритовых порфиров ( $\delta_2 P_1$ ), образовавшиеся в сенон-палеоценовое время, наиболее широко распространены в пределах Быстринского массива и среди вмещающих его отложений. Прорывая стратифицированные образования, дайки имеют преимущественно северо-восточное направление, а внутри Быстринского массива ориентированы чаще всего субпараллельно его контактам, подчеркивая совместно с дайками гранитов кольцевое строение

массива. Протяженность даек изменяется от первых сотен метров до 1,3 км, мощность составляет 0,5-2,5 м, иногда достигая нескольких десятков метров. Изученные контакты даек с гранитами имеют крутые ( $55-85^\circ$ ) угла падения. В эндоконтакте наблюдаются маломощные (до 1 см) зонки закалки, отличающиеся слабой раскристаллизацией.

Микродиориты и диоритовые порфириты состоят из призматических кристаллов плагиоклаза-андезина (60-65%), роговой обманки (15-25%), биотита (10-20%) и ксеноморфного кварца, в зависимости от содержания которого различаются практически бескварцевые (1-3%) и кварцевые (7-10%) разновидности. Акцессорные минералы представлены ильменитом, магнетитом, апатитом, иногда ортитом, цирконом. Микродиориты имеют микропризматическизернистую структуру, на фоне которой в диоритовых порфиритах выделяются вкрапленники (10-30%) плагиоклаза и роговой обманки размером 2-4 мм. От позднемеловых диоритовых порфиритов породы отличаются отсутствием пироксена и появлением акцессорного ортита.

Среднезернистые и мелкозернистые граниты, представляя единую гомогенную серию с баппинским комплексом, близки в петрохимическом отношении к гранитам иолийского комплекса, выделенного в Бута-Коппинском районе Северного Сихотэ-Алиня /44/, где доказан их позднемеловой-раннепалеогеновый возраст (см. табл. I). Хорошо сопоставляются они и с гранитами верхнеудоминской интрузивной серии раннепалеогенового возраста. Эти граниты, как и граниты иолийского комплекса характеризуются отчетливо выраженной оловянной металлогенической специализацией. Определения радиологического возраста пород показали 81, 77, 72, 70, 68, 67 млн. лет - для гранитов первой фазы; 78, 73, 63 млн. лет - для гранит-порфиров и гранитов второй фазы и 83 млн. лет - для микродиоритов (см. табл. 2). Учитывая, что на сопредельной к востоку площади листа /12/ этот комплекс прорывает позднемеловые (датские) кислые эффузивы, возраст его принимается палеоценовым.

#### ЭОЦЕНОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Субвулканические базальты ( $\beta P_2$ ), трахибазальты ( $\tau P_2$ ) установлены на севере района в междуречье Тормасу - Анюй. Субвулканические базальты представлены трещинным телом, приуроченным к контакту берриасских отложений с кузнецовской свитой. По данным наземной магнитометрии и прямым наблюдениям /28/, контакты интрузии полого ( $40^\circ$ )

погружаются на северо-запад под покровы свиты. Алевриты берриаса ороговикованы на расстояние до 3 м от контактов, а эндоконтактные зоны интрузии (шириной до 5 см) сложены автобрекчиями базальтов. Контакт с кузнецовской свитой представляет собой своеобразную брекчиевую зону шириной до 10 м, состоящую из угловатых и полуплавленных обломков как базальтов, так и вмещающих их андезитов, сцементированных полураскристаллизованной лавой базальтового состава.

Базальты представляют собой скрытокристаллические, реже порфировые породы зелено-серого цвета, обладающие офитовой структурой, иногда в сочетании с интерсертальной. Состоят они из лейст лабрадора длиной от 0,1 до 0,5-1,0 мм (60-70%), ксеноморфных зерен авгита (30-35%), часто замещенного хлоритом, и незначительного (до 3%) количества стекла. Редкие миндалины образованы кварцем, кальцитом, эпидотом. По химическому составу породы близки к кварцевым базальтам по Р.Дэли, отличаюсь от них повышенной щелочностью (см. табл. I). Повышенное содержание кремнезема связано, вероятно, с присутствием кварца в миндалинах.

Субвулканические интрузии трахибазальтов представлены несколькими изометричными в плане телами площадью не более 0,1 км<sup>2</sup> каждое, закартированными среди андезитов кузнецовской свиты. Контакт трахибазальтов с андезитами наблюдался в девальвированной глыбе, где он выражен в виде четкой прямой линии и подчеркнут упорядоченной, субпараллельной контакту ориентировкой лейст плагиоклаза в трахибазальтах. Характеризуются трахибазальты миндалекаменным строением и имеют интерсертальную, иногда в комбинации с толеитовой, структуру. В отличие от базальтов, в трахибазальтах промежутки между лейстами лабрадора выполнены гематитизированным стеклом, нередко с включением микролитов плагиоклаза, пироксена и рудного минерала. Миндалины составляют не более 5% объема породы и представлены хлоритом и кальцитом. По химическому составу породы хорошо сопоставляются со средним составом трахибазальта СССР (см. табл. I).

Габбро - габбро-диориты ( $\nu-\nu\delta P_2$ ), дайки габбро-диоритовых порфиритов ( $\nu\delta\pi P_2$ ) выделены среди андезитов самаргинской свиты на левобережье среднего течения р. Тормасу. Интрузия габбро и габбро-диоритов имеет изометричную в плане форму и площадь около 0,05 км<sup>2</sup>. Ширина зоны контактов метаморфизованных андезитов вокруг интрузии не превышает первых десятков метров. По резуль-

татам наземной магнитометрии /28/ можно предположить, что габбро и габбро-диориты слагают штокообразную апофизу довольно крупного массива, не вскрытого эрозией. Габбро представляют собой среднезернистые породы, имеющие близкую к габбровой структуру, и состоят из лабрадора (60-70%) в аллотриоморфных и идио-морфных зернах, хлоритизированной роговой обманки (30-40%), кварца (до 1-2%) и незначительного количества мелкочешуйчатого биотита. Акцессорные минералы: магнетит, сфен, апатит, эпидот. Габбро-диориты, являясь фациальной разновидностью габбро, характеризуются меньшим содержанием роговой обманки (25%) и призматическизернистой структурой.

Габбро-диоритовые порфириды, отличающиеся от габбро-диоритов лишь порфировой структурой, слагают единственную дайку мощностью 20 м и длиной 500-700 м. По химическому составу они занимают промежуточное положение между габбро и диоритами по Р.Дэли (см.табл. I).

Кварцевые диориты, кварцевые монцо-диориты, гранодиориты ( $q\delta P_2$ ), кварцевые диоритовые порфириды ( $q\delta\pi P_2$ ), дайки диоритов ( $\delta P_2$ ), диоритовых порфиридов ( $\delta\pi P_2$ ), как и все интрузии эоценового возраста, наиболее широко распространены к западу от Центрального Сихота-Алинского шва. Выделены они также в междуречье Мани - Анхой и в урезе р.Кадади. Интрузии представляют собой небольшие (от 0,1 до 9 км<sup>2</sup>) изометричные или удлиненные в северо-восточном направлении преимущественно штокообразные тела с крутыми (60-80°) контактами. Ширина зон контактово-измененных осадочных пород достигает 0,5-1 км. Андезиты самаргинской и кузнецовской свит ороговикованы на ширину 50-100 м. Установлен эруптивный контакт кварцевых диоритов с гранодиоритами позднего мела, которые в экзоконтакте значительно перекристаллизованы /28/.

Большинство интрузий сложено среднезернистыми кварцевыми диоритами или монцо-диоритами (междуречье Моади - Картанга), переходящими к контактам в мелкозернистые или порфировые разновидности. Кварцевые диориты обладают призматическизернистой или гипидиоморфнозернистой структурами и состоят из андезина (45-60%), роговой обманки (10-30%), биотита (0-15%), кварца (5-10%) и калиевого полевого шпата (5%). Акцессорные минералы: апатит, сфен, циркон, магнетит. Кварцевые монцо-диориты отличаются монцонитовой в комбинации с гипидиоморфнозернистой структурой и

повышенным содержанием (25-30%) калиевого полевого шпата. Гранодиориты крайне ограниченно распространены и наблюдаются в центральных частях интрузий, образуя фациальную разновидность кварцевых диоритов. Кварцевые диоритовые порфириды, имеющие аналогичный с кварцевыми диоритами состав и отличающиеся порфировой структурой при мелкозернистой основной массе, представляют интрузию на правом берегу р.Сооли, причем апофизы ее сложены существенно бескварцевыми разновидностями, идентичными дайкам. Дайки диоритов и диоритовых порфиридов немногочисленны и располагаются вблизи интрузивных массивов. Мощность их изменяется от 1 до 20 м, иногда достигая 70 м, длина редко превышает 500 м. Изученные контакты даек имеют крутые углы (70-80°) падения, а контактовые воздействия выражены в слабом ороговиковании пород на ширину 5-10 см.

По химическому составу эоценовые гранодиориты и кварцевые диоритовые порфириды от соответствующих пород позднего мела отличаются повышенной щелочностью (см.табл. I).

Кварцевые сиениты ( $q\delta P_2$ ), дайки кварцевых сиенитов ( $q\delta P_2$ ) закартированы в нижнем течении р.Тормасу. Интрузии представлены тремя телами, имеющими в плане изометричную или удлиненную в северо-восточном направлении форму и площадь не более 0,5 км<sup>2</sup>. Они прорывают отложения свиты Кандаха и андезиты самаргинской свиты, ороговиковывая их на ширину в первые десятки метров, и в свою очередь интрузируются эоценовыми липаритами и гранитами последующих фаз /28/. Дайки имеют мощность до 70 м, протяженность до 1 км и северо-восточное простирание.

Кварцевые сиениты - это светло-серые с зеленоватыми и розоватыми оттенками среднезернистые породы с гипидиоморфнозернистой структурой. Состоят они из плагиоклаза № 20-35 (40-50%), калиевого полевого шпата (20-30%), кварца (10-15%), роговой обманки (10-15%), частично или полностью замещенной хлоритом, баститом, лейкоксеном, и единичных зерен магнетита, иногда монацита. По химическому составу, отличаясь повышенной кислотностью, породы в целом близки к щелочноземельному роговообманковому сиениту по Р.Дэли (см.табл. I).

Субвулканические липариты, трахилипариты ( $\lambda P_2$ ), дайки липаритов, трахилипаритов ( $\lambda P_2$ ) распространены в нижнем и среднем течении р.Тормасу, на левобережье нижнего течения р.Анхой и реже в бассейне р.Сооли, располагаясь либо в пределах свиты

Кандахэ, либо среди эоценовых, реже верхнемеловых андезитов. Интрузии выходят на поверхность в основном в виде вытянутых в северо-восточном направлении крутопадающих трещинных тел с дайкообразными апофизами. В бассейне р. Бира размещение липаритов контролируется дугообразными разрывами, оконтуривающими Тухалинский массив. Площади интрузий изменяются от 0,1 до 3,7 км<sup>2</sup>. Дайки имеют мощность от первых метров до 20–30 м и протяженность не более 500–700 м. Интенсивное ороговикование вмещающих пород проявлено лишь в экзоконтактной зоне шириной до 5 см.

Липариты и трахилипариты – это светло-серые с желтоватыми, розоватыми оттенками порфиновые породы, которые в краевых частях интрузий часто приобретают флюидальные текстуры и включают мелкие ксенолиты вмещающих пород. Фенокристаллы (от 5 до 30%) имеют размер 0,3–3 мм и образованы оплавленными зернами кварца, кристаллами плагиоклаза, реже калиевого полевого шпата, иногда мусковита. Основная масса обладает фельзитовой и микросферолитовой структурами. Акцессорные минералы представлены пиритом, цирконом, топазом, редко апатитом. Трахилипариты выделены по результатам химического анализа пород, отличаются от липаритов повышенным содержанием калиевого полевого шпата и меньшим – кварца в порфировых выделениях (см. табл. I).

Граниты лейкократовые порфировидные – гранит-порфиры ( $\gamma\text{-}\gamma\text{P}_2$ ) обнажаются на левобережье р. Торماسу в виде двух сближенных тел общей площадью около 17 км<sup>2</sup>. Исходя из очертания границ в рельефе, формы тел в плане, а также принимая во внимание широкие (до 700 м) ореолы контактово-метаморфизованных пород, можно заключить, что выходы гранитов являются фрагментами частично вскрытого эрозией единого массива. Наличие такого массива, вытянутого в северо-восточном направлении более чем на 12 км, с корневыми частями, приуроченными к зоне Центрального Сихотэ-Алинского шва, подтверждают и гравиметрические данные /49/.

Сложены интрузии равномерно-среднезернистыми и сериально-порфировидными гранитами, постепенно переходящими в типичные гранит-порфиры с мелкозернистой основной массой. Порфировидными разновидностями представлен основной объем интрузий. Равномерно-зернистые граниты отмечаются в урезах ручьев и рек, а гранит-порфиры приурочены к наиболее высоким гипсометрическим уровням. Породы имеют розовый цвет и обладают гипидиоморфнозернистой в сочетании с аллотриоморфнозернистой структурами. Состав равномернозернистых гранитов характеризуется преобладанием калиевого

полевого шпата (65–70%) над плагиоклазом (5–10%) и очень низким содержанием биотита (до 1%). Количество кварца не превышает 25–30%. Для порфировидных гранитов и гранит-порфиров типично повышенное содержание кварца (до 40%), находящегося примерно в равных соотношениях с калиевым полевым шпатом (40–50%) при несколько большем количестве плагиоклаза (10–15%) и биотита (до 2%). Акцессорные минералы представлены магнетитом, апатитом, цирконом, эпидотом и сфеном. По химическому составу граниты практически не отличаются от аляскинтов и гранитовых аплитов по Р. Дали (см. табл. I).

Граниты лейкократовые мелкозернистые ( $\gamma\text{P}_2$ ), дайки гранитов ( $\gamma\text{P}_2$ ) установлены в краевых частях массива среднезернистых гранитов предыдущей фазы и выделены в составе Тухалинского массива. Интрузии имеют изометричную площадь от 0,02 до 1,5 км<sup>2</sup>, а приурочиваясь к контактам гранодиоритов позднего мела или эоценовых порфировидных гранитов с покровами самаргинской свиты, удлиненную субпараллельно этим контактам форму. Ширина ореолов контактового метаморфизма в андезитах составляет 50–100 м. По наличию зон закалки в эндоконтакте интрузий и инъекций гранитов устанавливается прорывание мелкозернистыми гранитами кварцевых диоритов и порфировидных гранитов предшествующих фаз. Мелкозернистые граниты имеют розовый цвет, аллотриоморфнозернистую, гипидиоморфнозернистую в сочетании с пойкилитовой и микрографической структуры и по петрохимическим особенностям практически не отличаются от среднезернистых порфировидных гранитов (см. табл. I).

Дайки таких же мелкозернистых гранитов располагаются преимущественно вблизи интрузий, имеют северо-восточное, реже северо-западное направление и крутые (60–80°) углы падения контактов. Протяженность их не превышает первых сотен, а мощность – первых метров.

Интрузии описанной серии тесно связаны между собой пространственно и, несомненно, генетически; они характеризуются повышенной щелочностью и в отличие от интрузий других комплексов постоянным присутствием таких элементов-примесей как молибден, серебро, золото. Данные калий-аргоновых определений возраста пород следующие: 62 млн. лет – для базальтов, 56 млн. лет – для трахибазальтов, 40 млн. лет – для габбро-диоритовых порфиритов, 51, 58 и 60 млн. лет – соответственно для кварцевых диоритов, кварцевых диоритовых порфиритов и гранодиоритов, 39 млн. лет – для кварцевых сиенитов, 39 и 60 млн. лет – для липаритов, 56,

60, 69 млн. лет - для среднезернистых и 53 млн. лет - мелкозернистых гранитов (см. табл. 2). Многие характерные для этого комплекса свойства совпадают с диагностическими признаками, установленными Э.П.Изохом /II/ для пород "прибрежной серии" (повышенная щелочность, преобладание роговой обманки над биотитом в меланократовых породах, развитие эпидота, металлогеническая специализация и др.). Таким образом, анализируя геологические данные с учетом радиологических датировок, возраст описанных интрузий принимается эоценовым.

### МИОЦЕНОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Субвулканические базальты ( $\beta N_1$ ), габбро-долериты ( $\nu \beta N_1$ ), дайки базальтов ( $\beta K_1$ ) генетически и пространственно тесно связаны с покровами кизинской свиты. Интрузивные тела базальтов установлены на правом берегу р. Сооли и представляют собой жерловины площадью 0,1-0,3 км<sup>2</sup>, отличающиеся от покровных базальтов лучшей раскристаллизацией и наличием в апикальных частях тел пород типа автобрекчий, состоящих из сваренных воедино псефитовых обломков базальтов. Габбро-долеритами сложены более крупные (0,5-1,4 км<sup>2</sup>) интрузии в верховье р. Бурга. Это темно-серые мелкокристаллические породы габбро-офитовой структуры, состоящие из плагиоклаза № 50-55 (50-55%), пироксена-диопсида (30-40%) и биотита (10-15%). Дайка базальтов закартирована на водоразделе Сиктай - Кадади и, судя по делювиальным развалам, имеет мощность не более 10 м.

Завершая описание интрузивных образований, следует отметить их геохимическую специализацию, характер рудоносности и контактовых изменений. Субвулканические диабазы позднего триаса характеризуются повышенными концентрациями таких элементов-примесей как цирконий, барий, скандий и фтор. Повышенные содержания ванадия обнаружены в гипербазитах, а бериллия - в габбро раннего мела. Проявления же указанных элементов в связи с этими интрузиями не отмечены. Раннемеловые высокоглиноземистые граниты известны как вольфрамоносные интрузии. Признаки связи с ними вольфрамовой минерализации установлены по наличию шеелита и вольфрамитов в шлихах из аллювия водотоков их размывающих, кварцево-жильных вольфрамитовых и гранат-кварцевых шеелит-содержащих метасоматитов вблизи соответствующих массивов гранитов, а также по повышенным (до 0,008-0,01%) концентрациям

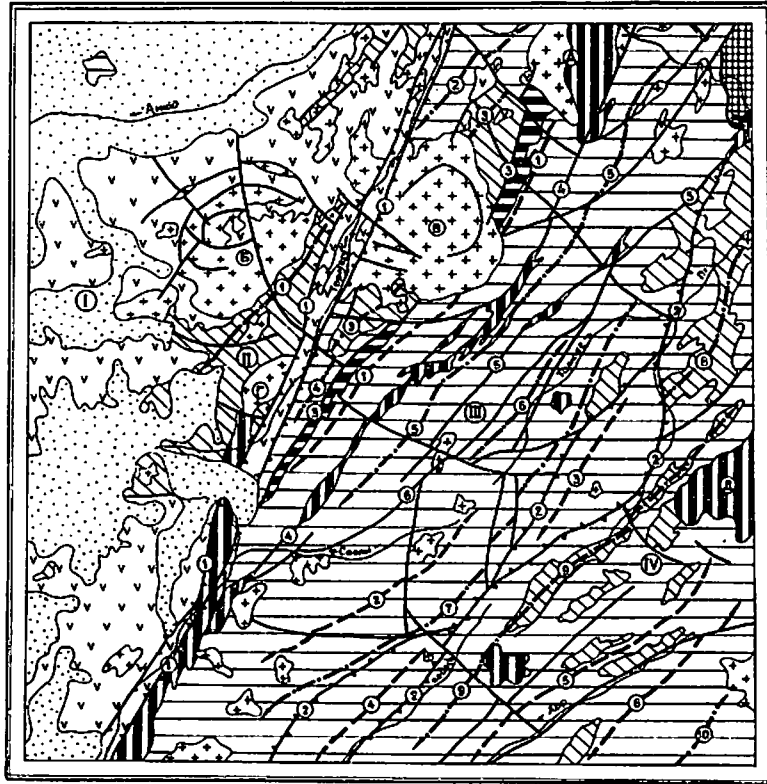
вольфрама в самих гранитах. Кроме вольфрама, в них отмечаются повышенные содержания молибдена. Оловянная, бериллиевая, а также слабая висмутовая минерализация, по геохимическим данным и пространственной приуроченности проявлений, связывается с массивами сенон - палеоценового интрузивного цикла. Наиболее отчетливо эти связи проявлены с гранитами заключительных фаз (иодийский комплекс). В связи с этим комплексом известна и бедная вольфрамовая минерализация, установленная по присутствию в редких шлихах вольфрамитов и шеелитов.

Гидротермальная деятельность выразилась в грейзенизации, метасоматическом и прожилковом окварцевании пород. Интрузии эоценового возраста объединяет постоянное присутствие в числе элементов-примесей серебра и молибдена. В отличие от других комплексов в них практически не отмечается олово. В неизменных кварцевых диоритах и кварцевых диоритовых порфиридах выявлено золото в количествах от 0,001 до 0,6 г/т, что и определяет металлогеническую специализацию этих интрузий. Рудопроявления золота выявлены в кварц-турмалиновых, кварц-андалузит-альбитовых метасоматитах, в кварцевых жилах и прожилках, а также в окварцованных и альбитизированных диоритах. В связи с миоценовыми интрузиями признаки рудной минерализации не обнаружены.

Состав контактовых роговиков целиком зависит от состава исходных пород и степени их метаморфизма. Так, независимо от состава и возраста интрузий, по алевролитам образуются биотит-кварцевые, кордиерит-биотит-кварцевые и кварц-биотитовые роговики, песчаники превращены в биотит-кварцевые роговики, по кремнистым породам образуются микрокварциты, а роговики по эффузивам среднего и основного состава представлены биотит-плагиоклазовыми, биотит-кварц-плагиоклазовыми, биотит-амфибол-плагиоклазовыми, кварц-пироксен-плагиоклазовыми разностями.

### ТЕКТОНИКА

Территория листа М-53-XXX расположена в пределах Центрально-Сихотэ-Алинского антиклинория, Восточно- и Западно-Сихотэ-Алинского синклиналиев и Западно-Сихотэ-Алинской вулканогенной зоны /6/. На крайнем северо-востоке обнажается фрагмент Ануйского выступа фундамента геосинклинально-складчатой области /39/. Главной разрывной структурой района является Центральный Сихотэ-Алинский разлом (шов), служащий границей между Западно-Сихотэ-Алинским синклиналием и Центрально-Сихотэ-Алинским антикли-



км 5 0 5 10 15 км

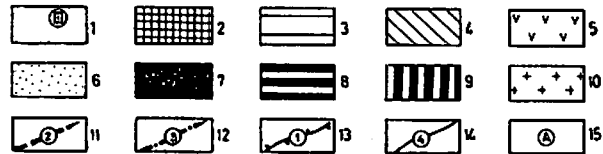


Рис.2. Тектоническая схема территории листа М-53-XXX

1 - структурно-формационные зоны: I - Западно-Сихотэ-Алинская вулканогенная зона, II - Западно-Сихотэ-Алинский синклиниорий, III - Центрально-Сихотэ-Алинский антиклинорий, IV - Восточно-Сихотэ-Алинский синклиниорий; 2 - Ангийский выступ фундамента; 3 - нижний структурный ярус позднепалеозойского - мезозойского геосинклинального структурного этапа; 4 - верхний структурный ярус позднепалеозойского - мезозойского геосинклинального структурного этапа; 5 - мезозой-кайнозойский орогенный структурный этап; 6 - кайнозойский посторогенный структурный этап; 7 - раннепалеозойские интрузии Ангийского выступа; 8 - позднетриасовые интрузии демиссионной стадии геосинклинального этапа; 9 - раннемеловые интрузии инверсионной стадии геосинклинального этапа; 10 - поздне меловые, палеоценовые и эоценовые интрузии орогенного этапа; II - оси антиклиналей: 1 - Томчи-Манийской, 2 - Соолидской, 3 - Междугорной, 4 - Кададинской, 5 - Хорской, 6 - Хор-Сагды-Бисаянской; 12 - оси синклиналей: 1 - Тухалинской, 2 - Джокемийской, 3 - Яро-Джокемийской, 4 - Томчи-Яронской, 5 - Сооли-Ангийской, 6 - Тальжинской, 7 - Сооли-Подинской, 8 - Подинской, 9 - Кадади-Подинской, 10 - Верхнеангийской; 13 - главные зоны разломов: 1 - Центральный Сихотэ-Алинский мов, 2 - Кадади-Подинская зона разломов; 14 - прочие зоны разломов: 3 - Тормасу-Манийская, 4 - Сооли-Яронская, 5 - Томчи-Ангийская, 6 - Сооли-Тальжинская; 15 - основные интрузивные массивы: А - Богбасинский, Б - Тухалинский, В - Быстринский, Г - Тормасинский, Д - Тардох-Яинский

норием. Границей же антиклинория и Восточно-Сихотэ-Алинского синклинория служит другая крупная разрывная структура - Кадади-Подинская зона разломов. В зависимости от степени дислоцированности в районе выделено четыре структурных этажа, отделенных друг от друга крупными структурными несогласиями (рис.2).

#### АНЮЙСКИЙ ВЫСТУП ФУНДАМЕНТА (?)

Аньюйский выступ фундамента обнажен в тектоническом блоке и представляет собой купольную структуру, сложенную слюдными сланцами верхнего протерозоя или нижнего палеозоя (?), смятыми в исключительно сложные изоклиналильные и неправильные мелкие складки. Оси складок примерно параллельны контурам выступа. Сланцеватость в целом параллельна осевым плоскостям складок и падает в западном и юго-восточном направлениях под углами 15-45°, редко до 60°, затушевывая картину сложной складчатости. Наиболее сложные дислокации и наиболее сильный метаморфизм отмечаются в Аньюйской зоне мигматизации /39/, в пределах которой залегает раннепалеозойская гранитная интрузия.

#### ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ - МЕЗОЗОЙСКИЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ

Позднепалеозойский - мезозойский геосинклиналильный структурный этаж представляет собой складчато-блоковое сооружение двухъярусного строения. С формированием этажа связаны субвулканические и гипабиссальные интрузии позднего триаса и раннего мела.

#### Нижний структурный ярус

Нижний структурный ярус этажа сложен образованиями верхнепермского (?), верхнетриасового, верхнетриасового - юрского и верхнеюрского - нижнемелового возраста, являющимися представителями вулканогенно-кремнисто-терригенной формации. В ярусе выделяется ряд структур второго порядка: в Центрально-Сихотэ-Алинском антиклинории - Томчи-Манийская, Соолийская, Междугорная, Кададинская антиклинали и Джокемийская, Томчи-Яронская, Сооли-Аньюйская, Талюкинская, Сооли-Подинская синклинали; в Восточно-Сихотэ-Алинском синклинории - Кадади-Подинская, Верхнеаньюйская синклинали и Хорская, Хор-Сагды-Биасинская антиклинали. Это, как правило, горст-антиклинальные или грабен-синклиналильные

структуры шириной 4-9 км, протяженностью от 15 до 40, редко 60 км, ориентированные по азимуту 30-50°, осложненные поперечными и продольными разрывами и более мелкой складчатостью.

Джокемийская и Томчи-Яронская синклинали, непосредственно примыкающие к Центральному Сихотэ-Алинскому шву, представляют собой симметричные структуры с крутыми (50-80°) углами падения крыльев. Осложняющие складки имеют ширину от нескольких десятков до 400-700 м, причем наиболее мелкая складчатость наблюдается на крыльях синклиналей, вблизи ограничивающих их разрывов.

Между Тормасу-Манийской и Сооли-Яронской зонами разломов расположена Томчи-Манийская горст-антиклиналь с практически полностью срезанным северо-западным крылом. Шарнир антиклинали, ундулируя, испытывает наибольшие воздымания в долинах рек Томчи, Яро и истоках р.Джокеи. Крылья имеют крутые (60-80°) падения и часто запрокинуты на северо-запад. Антиклиналь осложнена симметричными и асимметричными, часто изоклиналильными складками шириной от первых десятков до 200-300, реже 1000-1500 м и углами падения крыльев от 40 до 85°.

Наиболее протяженной и отчетливо выраженной в районе является Сооли-Аньюйская синклиналиль. Шарнир ее, полого (15-20°) ундулируя от р.Сооли до истоков р.Яро, круто (45-50°) погружается далее на северо-восток, несколько воздымаясь в долине р.Аньюй, с приближением к Аньюйскому выступу. Углы падения крыльев крутые - от 60° (редко 45°) до 85°. Синклиналиль асимметрична. Северо-западное крыло имеет ширину 1-3, редко до 4 км и оборвано Сооли-Яронской зоной разлома. Юго-восточное крыло более широкое - до 5-8 км. Осложняющая складчатость представлена как прямыми нормальными складками, так и опрокинутыми, как правило, на восток. Протяженность этих складок достигает 5-6 км, а ширина изменяется от первых сотен метров до 1-1,5 км, достигая нередко 3,5 км. Мелкая складчатость более высоких порядков широко проявлена в юго-восточном крыле и на севере структуры.

Юго-восточное крыло Сооли-Аньюйской синклиналили по Сооли-Талюкинскому разлому надвинуто на Талюкинскую синклиналиль, шарнир которой полого погружается под зону надвига. Углы падения крыльев синклиналили крутые (60-80°), причем северо-западное крыло запрокинуто. Осложняющая складчатость представлена изоклиналильными круто запрокинутыми также на северо-запад складками шириной от 20-50 м до 1 км.

Соолийская антиклиналь разрывами расчленена на отдельные блоки, представляющие собой горст-антиклинальные и грабен-синклинальные структуры шириной до 2 км и углами падения крыльев от 30–45 до 75–80°. В целом антиклиналь круто запрокинута на юго-восток. Северо-западное крыло в бассейне р.Талюке срезано разрывами. Юго-восточное крыло антиклинали является одновременно северо-западным крылом Сооли-Подинской синклинали, также расчлененной разрывами и осложненной мелкими складками шириной до 200–500 м, редко до 1 км, часто изоклинальными с довольно пологими (40–50°) углами падения крыльев, подвернутых вблизи Кадади-Подинской зоны разломов на северо-запад.

Междугорная и Кададинская горст-антиклинали, сложенные верхнепермскими (?) отложениями в зоне Кадади-Подинского разлома, наиболее интенсивно осложнены мелкой складчатостью. Осевые линии этих складок часто ориентированы веерообразно по отношению к оси основных структур. Крылья антиклиналей смяты в изоклинальные симметричные и асимметричные складки шириной менее 200 м и с углами падения от 50 до 80°.

В Восточно-Сихотэ-Алинском синклинии вдоль Кадади-Подинской зоны разломов прослеживается Кадади-Подинская синклиналь, на большем своем протяжении являющаяся грабен-синклиналь. Шарнир ее очень полого погружается в северо-восточном направлении и в северной части почти горизонтален. Северо-западное крыло синклинали запрокинута на юго-восток под углами 50–70°. Юго-восточное крыло имеет более пологие (40–60°) нормальные углы падения. Осложняющие синклиналь складки имеют протяженность до 8 км и ширину около 1,5–2 км. Оси их ориентированы субпараллельно оси основной структуры, лишь вблизи Тардоки-Янинского массива несколько изгибаясь подчиняются ориентировке его контактов. В синклинальных изгибах ядра и юго-восточного крыла синклинали с незначительным угловым несогласием залегает верхний структурный ярус.

Юго-восточное крыло Кадади-Подинской синклинали частично является северо-западным крылом Хорской антиклинали. Шарнир антиклинали, резко ундулируя, имеет наибольшее воздымание в истоках р.Лев.Поди и в нижнем течении р.Хор, где образовались куполообразные складки. На фоне общей антиклинальной структуры наблюдается ряд часто опрокинутых изоклинальных веерообразных синклинальных и антиклинальных скла-

док шириной от 200 м до 1–1,5 км. Углы падения их крыльев меняются от 45 до 70°. В наиболее глубоких синклинальных изгибах с угловым несогласием на антиклиналь налегают образования верхнего яруса.

Хорская антиклиналь по разрыву, проходящему по долине р.Хор, граничит с Хор-Сагды-Биазинской антиклиналь. Шарнир этой структуры испытывает наибольшее воздымание в истоках р.Хор. В местах наибольшего погружения шарнира наблюдается виграция складки на 2–3 более мелкие. Оба крыла антиклинали круто (50–70°) падают на северо-запад. Осложняющие антиклиналь складки имеют ширину от 100–150 до 700–800 м, они часто запрокинута.

В Верхнеанюйской синклинали шарнир полого воздымается с приближением к интрузии гранитов. Сама структура имеет более крутое (70–80°) северо-западное крыло. Юго-восточное же крыло в значительной степени осложнено мелкими складками с углами падения от 40 до 75°.

#### Верхний структурный ярус

Верхний структурный ярус представлен терригенной и вулканогенно-терригенной формацией берриаса и валанжина. С угловым несогласием залегая на нижнем ярусе, верхний ярус также смят в складки, но с более пологими углами падения крыльев. В нем выделены Яро-Джокемийская, Тухалинская, Подинская и ряд других более мелких синклиналией.

Яро-Джокемийская синклиналь представляет собой наложенную структуру в зоне Центрально-Сихотэ-Алинского антиклинория, приурочиваясь к осевой линии Томчи-Яронской синклинали нижнего яруса. Шарнир синклинали погружается в северо-восточном направлении и, слабо ундулируя, имеет наибольшее воздымание в северной экзоконтактовой зоне Быстринского массива. В междуречье Яро – Тормасу юго-восточное крыло синклинали имеет ширину 1–2 км и углы падения 20–35°. Северо-западное же крыло осложнено куполовидными складками шириной до 0,7 км и имеет более крутые (30–55°) углы падения, которые в мелких складках достигают иногда 70°. В междуречье Джокемы – Мани, напротив, мелкими складками осложнено юго-восточное крыло, а северо-западное – полностью срезано разрывами.

Тухалинская синклиналь – элемент Западно-Сихотэ-Алинского синклинория. Шарнир синклинали, зна-

чительно ундулируя, имеет наибольшее воздымание к северу от долины р. Тухала и плавно погружается в северо-восточном и юго-западном направлениях, испытывая, очевидно, наибольшие погружения под покровами эффузивов. Крылья синклинали осложнены серией мелких антиклинальных складок шириной от 0,7-1 км в северо-западном и до 3 км в юго-восточном крыльях, а также мелкими складками более высоких порядков. Углы падения крыльев варьируют от 30 до 60°, достигая иногда 75°.

В Восточно-Сихотэ-Алинском синклинии наиболее крупной структурой верхнего структурного яруса является **П о д и н - с к а я с и н к л и н а л ь** с почти горизонтальным шарниром. Ширина структуры изменяется от 1 до 3 км за счет осложняющих ее мелких складок шириной не более 500 м. Углы падения слоев на крыльях не превышают 30-50°. Синклираль вкладывается в ядро синклинальной структуры нижнего яруса, имеющей крутые (до 70°) углы падения крыльев. Аналогичное строение и структурное положение имеют и другие более мелкие синклинали верхнего яруса.

#### МЕЗОЗОЙ-КАЙНОЗОЙСКИЙ ОРОГЕННЫЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ

Мезозой-кайнозойский орогенный структурный этаж представлен верхнемеловыми и эоценовыми покровами эффузивов, а также датскими континентальными образованиями свиты Кандахэ, залегающими на размытой поверхности более древних образований и слабо подвергнутыми пликативным деформациям. В строении этажа участвуют также позднемеловые, палеоценовые и эоценовые интрузии.

Свита Кандахэ, благодаря положению в зоне Центрального Сихотэ-Алинского шва, подверглась более значительным в сравнении с другими образованиями этажа пликативным деформациям, слабая так называемая **Т о р м а с и н с к у ю г р а б е н - с и н к л и н а л ь**. Структура имеет ширину 2-4 км и прослеживается через весь лист по бортам рек Тормасу и Сооли. Породы смяты в пологие складки шириной 0,8-1,5 км с углами падения от 0 до 40°, а вблизи разрывов нередко до 65°, иногда даже до 90°.

Покровы верхнемеловых андезитов залегают субгоризонтально. Складчатые деформации наблюдаются лишь вблизи разрывов, где углы падения потоков достигают 30°. Эоценовые покровы в целом полого наклонены в северо-западном направлении, причем с приближением к долине р. Аньи углы наклона увеличиваются до 30-40°, что предопределено, очевидно, характером довулканического рельефа.

#### КАЙНОЗОЙСКИЙ ПОСТОРОГЕННЫЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ

Кайнозойский посторогенный структурный этаж представлен практически не дислоцированными миоценовыми базальтами, олигоценными (?), плиоценовыми и четвертичными рыхлыми отложениями. Залегают они в основном субгоризонтально. Отмечается и наклонное залегание пластов, обусловленное неровностями палеорельефа.

#### Разрывные нарушения

Разрывные нарушения проявлены в районе очень широко. Главнейшей разрывной структурой является **Ц е н т р а л ь н ы й С и х о т э - А л и н с к и й с т р у к т у р н ы й ш о в**, выделенный Н.А.Беляевским /2/. Шов четко проявлен в виде двух (главных) субпараллельных разломов, прослеживающихся по обоим бортам долин рек Тормасу и Сооли. В зонах разломов тектонические глины и милониты мощностью 12-20 м сопровождаются мощными (200-500 м) зонами брекчированных и катаклазированных пород. Падение северо-западного из разломов вертикальное или крутое (75°) на юго-восток, юго-западного - крутое (70°) на северо-запад. Главные разломы сопровождаются серией ветвящихся разрывов различной протяженности. Совместно они составляют единую зону Центрального Сихотэ-Алинского шва шириной до 5-7 км. Морфологически шов представляет собой левосторонний сдвиг с амплитудой смещения от 120-140 до 200 км /7, 8/. Вертикальные перемещения, по сейсмическим данным /13/, превышают 3 км.

К Центральному Сихотэ-Алинскому шву под острым углом подходит серия крупных соскладчатых разрывов северо-восточного направления. Они часто группируются в зоны сближенных разломов с интенсивно проявленными по ним лимонитизацией, катаклизмом, рассланцеванием, будином пород, а нередко и интрузивным магматизмом. Наиболее крупные из этих разрывов заложены в связи с подвижками по Центральному шву и в связи с левосторонними сдвиговыми движениями по нему представляли собой, очевидно, пологопадающие на северо-запад надвиги. При последующих дислокациях большинство плоскостей нарушений было переориентировано более круто или даже подвернуто на юго-восток. Эти разрывы интерпретируются как сбросы или взбросы.

Среди разрывов северо-восточного направления наиболее крупной после Центрального Сихотэ-Алинского шва является **К а д а д и - П о д и н с к а я з о н а р а з л о м о в**. Она

представляет собой серию сближенных как крутопадающих (более  $70^\circ$ ), так и полого ( $35-50^\circ$ ) погружающихся на северо-запад разломов, между главными из которых на поверхность выведены линейные блоки верхнепермских (?) образований. Общая ширина зоны изменяется от 3 до 6 км, сужаясь в нижнем течении р. Поди до нескольких сотен метров. Отдельные разломы в составе зоны представлены глинами трения мощностью до 3 м и сопровождаются мощными (от 200 м до 2 км) зонами интенсивно рассланцованных и брекчированных пород. Суммарная амплитуда вертикальных перемещений достигает 5-6 км.

От устья р. Ячки в бассейн р. Мани прослеживается **Т о р - м а с у - М а н и н с к и й** разлом, который в позднем триасе контролировал излияния лав основного состава. Этот разлом круто ( $60-70^\circ$ ) падает на юго-восток, представляя собой взброс с поднятым юго-восточным крылом и амплитудой перемещения 1500-1600 м.

Система сближенных разрывов, названная **С о о л и - Я р о н с к о й** зоной, прослеживается от р. Ингула к долине р. Анжой. Ширина ее варьирует от 1 до 3,5 км. К зоне приурочены трещинные интрузии раннемелового возраста, внедрение которых происходило одновременно с основными подвижками. Зона представлена интенсивно рассланцованными, катаклазированными, мидонитизированными породами и тектоническими брекчиями. Падение разрывов, как правило, крутое ( $70-80^\circ$ ) на северо-запад. Смещение по основному разлому, залеченному интрузиями, достигает 1000 и более метров. По морфологии это взброс с поднятым северо-западным крылом. Подобная же зона - **Т о м ч и - А н ж о й - с к а я** - прослеживается от верхнего течения р. Томчи до р. Мал. Поди, где она сопрягается с Кадади-Подинской зоной разлома.

От р. Сооли через верховье р. Томчи и далее по левому борту р. Талюке более чем на 40 км прослеживается **С о о л и - Т а л ю к и н с к и й** надвиг. Он установлен по мощным (до 80 м) зонам брекчированных, прокварцованных лимонитизированных пород, падающих на северо-запад под углами  $40-50^\circ$ . Грубообломочные породы тормасинской толщи по разлому надвинуты на более молодые образования. Амплитуда смещения составляет около 3 км.

Кроме описанных, закартирован еще целый ряд более мелких разломов северо-восточного направления, в большинстве своем являющихся оперяющими Центрального шва и других крупных тектонических зон. Это складчатые или проявившиеся в связи с более

поздней магматической деятельностью разломы, представляющие собой взбросы, реже сбросы с амплитудами перемещений от нескольких десятков до первых сотен метров. В северо-западной части района они представляют единую тектонически ослабленную зону, к которой и приурочены субвулканические интрузии эоценового возраста.

В связи с становлением интрузивных массивов орогенного этапа заложилась дугообразные разрывы, наиболее широко распространенные в пределах, реже вблизи, Тухалинского и Быстринского массивов.

В Тухалинском массиве дугообразные разрывы подчеркивают кольцевое строение вулканоплутонической постройки в верховье р. Моади. Плоскости сместителей разломов падают к центру кольцевой структуры под углами  $50-65^\circ$ . Амплитуда смещения по большинству разломов не превышает первых сотен метров, а по разлому, ограничивающему массив с севера и запада, она достигает 1 км.

В пределах Быстринского массива дугообразные разломы располагаются субпараллельно его границам. Они представляют собой зоны сближенных трещин с приуроченными к ним дайками. Плоскости сместителей разрывов имеют крутые ( $70-75^\circ$ ) падения к центру массива. Амплитуды вертикальных перемещений их не превышают 100 м, причем ступенчато друг относительно друга приподняты крылья, расположенные ближе к периферии массива. Аналогичный по морфологии дугообразный сброс ограничивает в целом поля ороговикованных пород в южной и юго-восточной экзоконтактовой зоне массива. Амплитуда перемещения по сбросу в триасовых отложениях составляет 1700-1800 м, а в берриасском ярусе - 400-500 м.

Ряд субширотных разрывов закартирован преимущественно в южной половине территории листа. Наиболее протяженный из них полудугой, радиус которой начинается в районе Быстринского массива, прослеживается от р. Сичку до долины р. Поди, сочленяясь с Кадади-Подинской зоной разлома. Эти разрывы имеют крутые углы падения. Амплитуды смещения по ним варьируют от нескольких десятков до первых сотен метров. Все субширотные разрывы выделены на основании дешифрирования аэрофотоматериалов, устанавливаются по смещению геологических границ, а некоторые из них сопровождаются гидротермально-измененными породами.

Разрывные нарушения меридионального направления наиболее отчетливо проявились в верховьях рек Сооли, Поди, Кадади, где они фиксируются зонами дробления, окварцевания, сульфидизации и лимонитизации пород. По характеру перемещения это сдвиги или

сбросы. Так, по меридиональному разрыву в истоках рек Поди и Талюке установлены левосторонние сдвиговые перемещения с амплитудой до 3 км. Плоскость сместителя круто погружается на восток. К западу от этого сдвига разломы представляют собой почти вертикально падающие сбросы с поднятыми (на 500–600 м) восточными крыльями.

Разрывные нарушения северо-западного направления по времени заложения являются более поздними. Почти все они выделены при дешифрировании аэрофотоснимков и сопровождаются, как правило, маломощными (до первых метров, редко десятков метров) зонами брекчированных и гидротермально-измененных пород. По морфологии это обычно крутопадающие нарушения типа взбросов или сбросо-сдвигов. Два таких разрыва образуют полудуги вокруг Богбасинского интрузивного массива. По ним наблюдаются смещения северо-восточных крыльев на северо-запад, причем эти же крылья являются и опущенными. Амплитуды горизонтальных перемещений составляют 350–500 м, а вертикальных – от нескольких десятков до нескольких сотен метров. Горизонтальные смещения с амплитудой до 1,5 км наблюдаются по разрыву, прослеживаемому от истоков р. Бира через среднее течение р. Тормасу. Значительные перемещения установлены также по разрыву, прослеживаемому по долинам рек Тухала и Яро. Здесь вертикальные амплитуды варьируют от 0,6 до 2 км, а горизонтальные составляют 250–300 м. Среди многочисленных разрывов северо-западного направления в южной и юго-восточной частях разлома можно выделить разрыв, прослеживаемый от долины р. Хор в верховья р. Сооли, горизонтальные перемещения по которому достигают 2 км.

Все крупные разрывные нарушения в районе являются лишь рудоподводящими структурами. Выявленные же рудопроявления размещаются в оперяющих их мелких разрывах или трещинах различного направления.

#### История геологического развития

Историю геологического развития района можно проследить для конца палеозоя и для мезозоя–кайнозоя, хотя некоторые события восстанавливаются и для эпохи формирования фундамента складчатой области. Формирование фундамента, по-видимому, завершилось в раннем палеозое и сопровождалось метаморфизмом отложений додевонского возраста. Современное куполообразное строение Анжуйского выступа, признаки диафтореза в породах /39/, очевид-

но, связаны с унаследованным развитием палеозойской структуры и в более позднее время.

В позднепермское время в условиях недифференцированного морского бассейна средних глубин при интенсивной конседиментационной тектонической деятельности происходило накопление мощных алевритистых и, в меньшей мере, песчаных осадков. В более глубоководных условиях формировались кремнистые и кремнисто-глинистые илы. Осадконакопление сопровождалось вулканической деятельностью, выразившейся в основном в выбросах больших масс пеплового материала. В результате конседиментационной тектонической деятельности, сопровождавшейся землетрясениями, образовались мощные залежи подводно-оползневых брекчий. В раннем триасе геосинклинальный режим, очевидно, был прерван. К началу поздне триасового времени следует отнести заложение в районе Центрального Сихотэ-Алинского шва и Кадади-Подинского разлома, в зонах которых верхнепермские отложения в виде островных гряд были выведены на поверхность.

В позднем триасе началось региональное прогибание территории, в результате дифференциации морского бассейна опраделелились три структурно-фациальные зоны, границами между которыми служили Центральный Сихотэ-Алинский и Кадади-Подинский разломы.

В Центрально-Сихотэ-Алинской формационной зоне в карнийское и ранненорийское время в условиях глубоководного бассейна, при общем обмелении его, происходило накопление кремнистых, кремнисто-глинистых, а затем алевритистых и песчаных осадков. В это время наиболее интенсивно проявилась вулканическая деятельность, сопровождавшаяся слабыми землетрясениями. Середина норийского века ознаменовалась трансгрессией моря, которая продолжалась до среднепермского времени включительно. На фоне общего погружения территории возникали отдельные поднятия, происходили расколы земной коры, сопровождавшиеся излияниями лав и извержениями масс пеплового материала. Вулканическая деятельность также сопровождалась землетрясениями, но более интенсивными чем в карнийском веке. Интенсивность землетрясений и связанных с ними обвально-оползневых процессов достигли своего апогея к концу позднего нория. В этот же период более интенсивно проявились подвижки по Центральному Сихотэ-Алинскому шву, возникли новые оперяющие швы разрывы, в зонах которых формировались субвулканические интрузии диабазов. В поздней пре седиментация в Центрально-Сихотэ-Алинской зоне прекратилась, началась ее инверсия. Вслед за инверсией в начале берриаса в при-

брежных впадинах создались благоприятные условия для накопления грубообломочных, а затем существенно алевритовых и алевропелитовых осадков.

В Восточно-Сихотэ-Алинской формационной зоне, начиная с позднего триаса, седиментация в отличие от Центральной зоны продолжалась до берриаса включительно. Вплоть до поздней кры здесь существовал глубоководный слабо дифференцированный прогиб, осадконакопление в котором происходило в спокойной тектонической обстановке. Накопление существенно кремнистых и кремнисто-глинистых илов сопровождалось в пределах района слабой вулканической деятельностью. В предтитонское время вся территория зоны испытала общее воздымание и до берриаса включительно продолжалось накопление существенно алевритистых осадков, сопровождавшееся незначительной вулканической деятельностью. На рубеже берриаса и валанжина территория Восточно-Сихотэ-Алинской зоны испытала резкое поднятие, большая ее часть была выведена на поверхность и претерпела некоторые деформации. В результате валанжинской трансгрессии моря в образовавшихся узких прогибах в условиях мелководных бассейнов формировались преимущественно песчаные осадки.

Для Западно-Сихотэ-Алинской формационной зоны имеются лишь отрывочные данные, которые свидетельствуют о существовании здесь глубоководного морского бассейна в конце позднего триаса и в начале кры. В берриасском веке, очевидно, вслед за инверсией территория снова была покрыта морем. В результате трансгрессии началось накопление грубообломочных отложений, затем существенно алевритовых и алевропелитовых осадков. Вновь произошли значительные подвижки по Центральному Сихотэ-Алинскому шву, активизировалась вулканическая деятельность, выразившаяся в излиянии лав среднего состава, извержении пеплового материала и формировании субвулканических интрузий. С валанжинского века началось поднятие этой части района с накоплением песчаных отложений, закончившееся регрессией морского бассейна.

Полная регрессия моря на всей территории листа наступила в послеваланжинское время в связи с готеривской фазой складчатости. Готеривскими движениями все осадочные породы были смяты в линейные складки северо-восточного простирания и разбиты многочисленными разрывами. В этот период формировались массивы габбро и высокоглиноземистых гранитов, с которыми связана вольфрамовая минерализация. По-видимому, готеривскими движениями в зоне Кадади-Подинского разлома завершилось "выдавливание" Анюйского выступа фундамента.

В позднем мелу район вступил в орогенный этап развития, ознаменовавшийся излиянием лав среднего состава, а затем формированием довольно крупных интрузивных массивов (Тухалинский, Тормасинский) и мелких тел габбро, диоритов и гранодиоритов. В датское время в образовавшейся в зоне Центрального Сихотэ-Алинского шва впадине формировались грубообломочные отложения и продолжались извержения лав и пирокластического материала, давшие пластовые залежи андезитов и туфов в свите Кандахаэ. В позднем дате - палеоцене сформировались самые крупные в районе интрузивные массивы (Быстринский и Богбасинский) и серия небольших интрузий гранитов, с которыми связана оловянная минерализация. В это время завершилось формирование основных складчатых структур, обновилась старая и возникли новые, в том числе широтные и северо-западные разрывы. Вновь произошли подвижки по Центральному Сихотэ-Алинскому шву, дислоцировавшие свиту Кандахаэ. Эоценовый период ознаменовался проявлением магматической деятельности преимущественно на западе района. В результате здесь сформировались покровы андезитов и многочисленные субвулканические и гипабиссальные интрузии основного, среднего, субщелочного и кислого составов, обновилось большинство разрывных нарушений. С этим этапом магматической активности связывается золотая минерализация.

К концу палеогена возникшие горные сооружения были значительно сnivelированы. С последними вспышками вулканизма, давшими в миоцене обширные поля базальтов, район вступил в посторогенный этап развития. В это же время, очевидно, произошли и последние значительные подвижки по разломам. Последовавшее с плиоцена сводовое поднятие привело к резкому усилению эрозии, денудации и созданию современного рельефа.

## ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Рельеф района преимущественно среднегорный и лишь в северо-западной части низкогорный. В связи с неоднородностью субстрата, морфологические типы рельефа отличаются значительным разнообразием.

На крупных по площади интрузивных массивах сложились массивные с уплощенными вершинами и выпуклыми склонами горные сооружения, расчлененные относительно редкой сетью водотоков. При этом самые высокие, с абсолютными отметками 1300-1700 м, гольцовые горы с осыпями возникли в пределах Тардоки-Янинского

массива. На участках, сложенных осадочными породами и верхнеловыми андезитами, абсолютные отметки обычно не превышают 900–1100 м. На легко разрушающихся в мелкий щебень алевролитах речная сеть наиболее густая, склоны значительной крутизны (25–40°). Водораздельные пространства, сложенные песчаниками, обычно более широкие, заметно уплощенные. Наиболее простыми сглаженными формами рельефа отличаются вулканические постройки эоценовых андезитов и миоценовых базальтов. Абсолютные отметки здесь редко превышают 600–700 м.

В зависимости от рельефообразующих процессов выделяются денудационно-эрозионные (наклон 6–40°), денудационные (0–6°), вулканогенные, ледниковые и аккумулятивные формы поверхности.

Денудационно-эрозионные крутые (25–40°) поверхности распространены преимущественно в восточной части района. Образуют они, как правило, нижние и частично средние части склонов. Основную роль в формировании крутых склонов сыграли процессы глубинной эрозии. Денудационно-эрозионные поверхности средней крутизны (15–25°) наиболее распространены в бассейнах рек Тормасу и Сооли. Наряду с эрозией в их формировании важную роль играет процесс медленного сползания материала под действием гравитационных сил. Скальные выходы пород и глыбовые осыпи здесь встречаются значительно реже. Пологие (6–15°) эрозионно-денудационные поверхности имеют общий район распространения с поверхностями средней крутизны, образуя в основном приводораздельные части горных сооружений и, в меньшей мере, нижние части склонов вдоль бортов долин крупных водотоков. Главная роль в образовании этих поверхностей принадлежит плоскостному смыву. Денудационные поверхности (0–6°) наблюдаются преимущественно вдоль бортов долин рек Тормасу, Сооли, реке Моади и Картанга. Главная роль в их формировании принадлежит плоскостному смыву. Отличаются денудационные поверхности замедленным удалением продуктов выветривания.

На базальтовых покровах, бронирующих поверхности домиоценового пенеплена, сохранился вулканогенный платообразный рельеф. Общий уклон когда-то единого базальтового плато на северо-запад подчеркивается уменьшением абсолютных отметок подошвы покровов с 550 м в бассейне р.Сооли до 150 м в бассейне р.Ануй.

Ледниковые поверхности развиты в троговых долинах ручьев, размывающих Тардоки-Янинский интрузив-

ный массив, и представлены позднечетвертичными моренами. Наиболее крупные из них имеют протяженность около 2 км. В составе морен выделяются донные, боковые и конечные морены. Поверхности морен характеризуются холмисто-западинным, а у нижних концов холмисто-грядовым микрорельефом. Высота отдельных холмов достигает 15 м.

Аккумулятивные поверхности включают комплекс разновозрастных речных террас: олигоценных (?) высотой 150–200 м, среднечетвертичных высотой 15–35 м, позднечетвертичных высотой 8–10 м. К этому генетическому типу поверхностей принадлежат высокая и низкая поймы современных водотоков, а также плиоценовая поверхность, сформированная на аллювиально-озерных отложениях приамурской свиты. Как правило, аккумулятивные поверхности слабо наклонены в сторону русел водотоков и ограничены хорошо выраженными уступами. Тыловые швы средне- и позднечетвертичных террас местами перекрыты делювиально-пролювиальными шлейфами, иногда спускающимися непосредственно в пойму. Поверхности шлейфов наклонены под углом до 15°. В бассейне р.Поди делювиально-пролювиальные отложения выполняют также эрозионные котловинообразные понижения.

#### История формирования рельефа

Формирование рельефа района началось с позднего мела, когда территория была выведена из-под уровня моря. Теплый и влажный климат способствовал энергичному выветриванию и образованию древних поверхностей выравнивания. К концу палеогена территория была пенепленизирована. Начал формироваться горный рельеф. В олигоцене заложились основа современной гидросети. Со второй половины неогена происходит воздымание территории. Оживившиеся при этом процессы эрозии и денудации привели к интенсивному расчленению района, выносу и накоплению обломочного материала в окраинных частях Средне-Амурской впадины. Очевидно, в этот период произошло окончательное заложение современной гидросети, ориентировка которой во многом определяется тектоническим строением района. В раннечетвертичную эпоху происходило дальнейшее поднятие горной области, что обусловило повсеместное уничтожение выровненных поверхностей. В средне- и позднечетвертичную эпоху рельеф формировался при относительно спокойном тектоническом режиме. Интенсивная донная эрозия сменилась боковой, что привело к образованию поверхностей аллювиальных террас. Клима-

тические условия в позднечетвертичную эпоху характеризовались чередованием периодов потепления и похолодания, что способствовало возникновению небольших ледников в наиболее возвышенных частях рельефа. В настоящее время район продолжает испытывать поднятие, причем более интенсивное в восточной части территории, о чем свидетельствуют вислячие долины клычей и глубокий врез водотоков.

Геоморфологические условия, сложившиеся в долинах рек, особенно благоприятны для формирования россыпей на западе района. Гидросеть в этой части территории заложилась в условиях умеренных тектонических поднятий, вследствие чего долины водотоков имеют хорошо выработанные продольный и поперечный профили и значительную мощность аллювиальных отложений. В частности, по руч. Болотистый можно ожидать россыпное месторождение золота.

## ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

### МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

#### Черные металлы

##### Марганец

На левобережье нижнего течения р. Ингула в кремнистых породах подинской толщи обнаружены гнезда до 15–20 см в поперечнике пирролизит–псиломелан–родонитовых руд (IY–2–7), содержание марганца в которых не превышает 1–3%. Это проявление связано, очевидно, с переотложением марганца в тектонически ослабленной зоне, рассекающей кремнистые толщи обычно с повышенной марганцевоспособностью и относится к малоперспективному типу.

#### Цветные металлы

##### Свинец

Небольшие по площади (6–8 км<sup>2</sup>) геохимические ореолы свинца в донных осадках гидросети (I–2–3; Ш–3–3,8,9; IY–4–2) с концентрацией металла до 0,003–0,05% тяготеют в основном к оловоносным или вольфрамоносным узлам. При изучении последних установлено, что свинец в большинстве случаев проявляется в завершающие стадии гидротермального процесса. Присутствует он в виде галенита в кварцевых и кварц–карбонатных прожилках на периферии минера-

лизованных зон и из-за низких концентраций (первые десятые доли процента) самостоятельного значения не имеет.

##### Цинк

Повышенные концентрации цинка (до 0,04%) довольно часто наблюдаются в донных осадках гидросети (I–2–I; Ш–2–I; Ш–3–5; IY–I–I,2) и приурочиваются обычно к периферийным частям рудоносных (олово, вольфрам, золото) узлов, иногда подчеркивая зональное строение металлогенических зон. В минерализованных породах присутствует обычно железистый сфалерит. Максимальное содержание цинка (0,6%) выявлено в шеелитоносных гранат–кварцевых метасоматитах на участке Талыке (Ш–4–I). Как и свинец, цинк самостоятельного значения не имеет.

##### Олово

Олово является одним из ведущих полезных ископаемых района. В пределах 7 шлиховых и 5 геохимических ореолов установлено 17 проявлений и точек минерализации олова. Все проявления с разной степенью детальности изучены лишь с поверхности.

Рудопоявление участка Куптурку (I–4–I,2) находится на правобережье р. Ангой, в бассейне одноименного ручья. Здесь в ороговикованных, окварцованных и хлоритизированных алевролитах верхнетриасового и верхнеюрского – нижнемелового возраста и редко метаморфических породах вскрыты минерализованные зоны трещиноватости северо–восточного направления и штокверки (площадь до 0,2–0,3 км<sup>2</sup>) маломощных (0,5–1 см) мусковит–кварцевых прожилков с арсенопиритом, халькопиритом, пиритом, реже касситеритом, вольфрамитом и бериллом. Прожилки ориентированы в основном по азимуту 140–160°. Количество их на отдельных участках достигает несколько десятков на один метр. Содержание олова в ступфных пробах обычно не превышает 0,08–0,1%. Кроме олова, минерализованные породы содержат вольфрам (до 0,1%), медь и цинк (0,04–0,06%), мышьяк (0,6%), висмут, бериллий и литий (до 0,04%). Из-за низких содержаний олова рудопоявления самостоятельного значения не имеют. Учитывая же сходство минерализации и геологической обстановки участка с периферическими зонами бериллиевого месторождения Совиное (I–4,5), где грейзены гипсометрически выше сменяются густой сетью мусковит–кварцевых прожилков, участок рассматривается как перспектив-

ный для поисков на глубине месторождения бериллия с сопутствующей оловянной и вольфрамовой минерализацией.

Рудопоявления участка Хребтовой (Ш-2-3, 4), расположенные в среднем течении р.Сооли, приурочены к северному эндо- и экзоконтакту интрузии палеоценовых гранитов, прорывающих алевролиты, песчаники, реже кремнистые породы тормасинской толщи. К разрывам северо-западного направления приурочен ряд субпараллельных зон грейзенизации мощностью 0,5-1,6 м, круто (50-80°) падающих на юго-запад, реже северо-восток. Минерализация представлена рассеянной вкрапленностью халькопирита, пирита, арсенопирита, касситерита, иногда вольфрамита. Содержание олова составляет 0,2-0,3% на I м мощности зоны грейзенов, достигая в отдельных случаях 0,63-1,34%. Вместе с оловом в повышенных концентрациях (0,01-0,05%) присутствуют вольфрам, молибден, висмут, медь, иногда отмечается мышьяк (до I-3%).

Рудопоявления участка Встречный (IY-2-I, 3) находятся юго-восточнее участка Хребтовой в аналогичной с ним геологической обстановке. Мощность отдельных грейзеновых зон здесь колеблется от нескольких сантиметров до 35 м. В северной части интрузии они группируются в полосу субмеридионального направления шириной до 250 м. Протяженность зон не установлена. Содержание олова в грейзенах лишь в единичных пробах достигает 0,2% (в одной задирковой пробе - 6,98%). Обычно же оно низкое (0,01-0,03%). Однако находки обломков грейзенов в нижнем течении р.Ингула с повышенным (до 0,1%) содержанием олова (IY-2-5) расширяют перспективы участка.

Рудопоявление олова и вольфрама участка Кадади (IY-3,I) расположено на правом берегу одноименной реки. Гидротермальная деятельность проявилась в образовании кварц-мусковитовых и кварцевых жил и прожилков, образующих штотверковое тело площадью около 0,4 км<sup>2</sup> в южной экзоконтактовой зоне интрузии палеоценовых гранитов. Плотность жил и прожилков низкая, однако встречаются интервалы сближенных жил. Простирание их северо-восточное, падение крутое (60-80°) на северо-запад или юго-восток. Мощность жил 5-15 см, в раздувах достигает 40 см, протяженность - более 100 м. Касситерит, а также вольфрамит фиксируются в жилах визуально. Кроме того, наблюдаются гнезда арсенопирита, халькопирита, пирита. В пересечениях на всю мощность жилы содержат до 1,27% олова. Содержание вольфрама достигает 0,3%. В таких же концентрациях встречаются свинец и

цинк. В некоторых пересечениях установлен молибденит (содержание молибдена не определялось).

Другие рудопоявления (П-3,I; Ш-2,5; Ш-3,4, II, I3; Ш-4,5; IY-2,6; IY-4,I, 3) из-за низких содержаний олова и сопутствующих элементов или из-за небольших параметров рудных тел получили отрицательную оценку с поверхности. Рудную минерализацию несут в основном тонкие (1-2 мм, редко до 5-15 см) кварцевые прожилки, сопровождающиеся слабой хлоритизацией и сульфидизацией вмещающих пород. На участке Афродита (Ш-4,5) такие прожилки группируются в линейную зону протяженностью до 900 м и шириной 100-250 м при частоте 4-5 прожилков на один метр. На участке Томчи (Ш-3,4) помимо окварцевания наблюдается турмалинизация, представленная гнездами и прожилками турмалина мощностью до 1-3 см, иногда зонами кварц-турмалиновых пород мощностью 15-20 см. На участках Березовый (П-3,I) и Блудания (IY-2,6) оловянную минерализацию несут зоны интенсивно катаклазированных и брекчированных пород. Содержания олова на всех этих проявлениях составляют не более 0,01-0,05% и лишь в единичных штучных пробах на участке Длинный (IY-4,I) и в верховьях р.Сооли (Ш-3,I3) достигают 0,2-0,5%.

Шлиховые ореолы рассеяния касситерита (I-4,8; П-3,2; Ш-3,7; Ш-4,4; IY-2,8; IY-3,2; IY-4,4) занимают около 800 км<sup>2</sup> площади листа. Повышенные концентрации касситерита в шлихах (до 3-4 г/м<sup>3</sup>, редко 30 г/м<sup>3</sup>) отмечаются преимущественно вблизи выявленных рудопоявлений. Вероятность выявления промышленных россыпей очень мала из-за мелких размеров (менее 0,1 мм) зерен касситерита в аллювии.

Металлометрические ореолы рассеяния олова (I-4,6; П-3,3; Ш-2,6; Ш-3,I2; Ш-4,2) с содержанием металла в пробах донных осадков 0,0005-0,05% расположены, как правило, в пределах шлиховых ореолов касситерита, оконтуривая более перспективные оловоносные площади. В пределах этих площадей и выявлены описанные выше рудопоявления.

#### Мышьяк

Мышьяк обычно сопровождает вольфрамовую и оловянную минерализацию и установлен в единичных штучных пробах на участках Куптурку, Березовый, Хребтовой, Томчи, Талке в количестве до 0,3-1%, редко 3%. В верховьях р.Ангой выявлен металлометрический ореол рассеяния мышьяка (IY-4,2) с содержанием металла в пробах

донных осадков 0,005–0,01%. Из-за низких содержаний и рассеянного характера минерализации мышьяк практического значения не имеет.

## Редкие металлы и рассеянные элементы

### Молибден

На участке Хребтовый в кварцевом прожилке содержится 0,1% молибдена (Ш-3,2). Металлометрические ореолы рассеяния молибдена с повышенными (до 0,002%) содержаниями металла в пробах донных осадков объединяются с металлометрическими ореолами цинка (Ш-2,1), свинца (Ш-3,3) или олова (Ш-3,12). Гидротермально-измененные породы в пределах ореолов содержат до 0,001–0,05% молибдена.

Молибден выступает в роли сопутствующего элемента и самостоятельного значения не имеет.

### Вольфрам

Вольфрам часто ассоциирует с оловом и относится к числу ведущих элементов в районе. Шлиховые ореолы шеелита (I-3,4; I-4,4; IV-2,8), а также шеелита и вольфрамита (Ш-4,3,6; IV-3,2; IV-3,3) приурочены к выходам как палеоценовых, так и раннемеловых гранитов. Наиболее же контрастные ореолы шеелита с содержанием минерала до нескольких граммов на 1 м<sup>3</sup> концентрируются вблизи интрузий раннемеловых гранитов. Причем в этих случаях касситерит имеет подчиненное значение. Практический интерес представляют ореолы в бассейнах рек Талжке (Ш-4,3) и Хор (IV-3,3). В бассейне р.Талжке шлиховой ореол шеелита и вольфрамита сопровождается металлометрическим ореолом (Ш-4,2) олова (0,003–0,006%) и вольфрама (0,01–0,02%). В его пределах выявлены рудопроявления вольфрама участка Талжке. Ореол в бассейне р.Хор не изучался.

Рудопроявления участка Талжке (П-4,1; Ш-4,1) расположены среди ороговикованных кремнисто-терригенных отложений тормасинской и подинской толщ, в различной степени насыщенных пластовыми телами вулканитов основного состава и прорванных потоком раннемеловых гранитов, а также многочисленными разновозрастными дайками. Разрывы представлены сброс-

сами северо-западного, северо-восточного и субмеридионального направлений и сопровождаются тектоническими брекчиями и окварцеванием пород. Практически повсеместно в ореолах контактово-ороговикованных пород наблюдается метасоматическое окварцевание и рассеянная сульфидизация. Вольфрамовая минерализация приурочена к кварцевым жилам и гранат-кварцевым метасоматитам.

Кварцевые жилы и прожилки с вольфрамитом и шеелитом локализованы в зонах разломов северо-западного направления (П-4,1), вдоль которых они располагаются кулисообразно, простираясь по азимуту 120–200° и полого (15–50°) погружаясь на запад и юго-запад. Мощность жил 5–20 см, редко достигает 60 см, протяженность не превышает первых десятков метров. Плотность в среднем составляет 2–3 жилы на 5 м. Наблюдаются также зоны тонкопрожилковой минерализации. Вольфрамит сосредоточен в висячем боку жил. Шеелит распределен неравномерно, а крупные его зерна (1–3 мм, редко до 5 мм) располагаются у зальбандов жил. Содержание вольфрама в жилах достигает 0,2%, редко 1–3%. В некоторых жилах наблюдаются оторочки грейзенизированных пород, содержащие до 1% вольфрама, представленного шеелитом.

Гранат-кварцевые метасоматиты обнажаются среди песчаников в виде тела округлой формы около 4 м в поперечнике (Ш-4,1). Контакты тела довольно полого (50°) падают в сторону вмещающих отложений. Метасоматиты состоят из розового граната (40%), серого кварца (20%), кальцита (20%), клинопироксена (5–10%), клинохлора (1–2%), эпидота (5–10%) и переменного количества рудных минералов (до 5%) – пирротина, халькопирита, шеелита. Содержание вольфрама при равномерном распределении его в породах составляет 0,2–0,4%. Тело метасоматитов заслуживает изучения на глубину. Перспективы участка Талжке могут быть расширены также за счет обнаруженных в делювии юго-западной части шлихового ореола окварцованных и сульфидизированных пород (Ш-3,1,2) с содержанием вольфрама 0,3%.

### Бериллий

Бериллий образует геохимический ореол в среднем течении р.Мани (I-3,3) с содержанием металла в пробах донных осадков от 0,0004 до 0,001%, установлен в грейзенизированных гранитах в бассейне р.Ингула (IV-2,4) в количестве 0,08%, а также образует совместно с оловом обширный (12 км<sup>2</sup>) металлометрический ореол (I-4,6) с содержанием 0,001–0,06% на левобережье среднего

течения р. Анхой, где выявлено и изучено с поверхности месторождение Совинное.

Месторождение бериллия Совинное (I-4,5) приурочено к интрузии палеоценовых биотитовых гранитов, прорывающих и интенсивно контактово метаморфизующих осадочные породы верхнего триаса. В эндо- и экзоконтактах интрузии развиты зоны кварц-мусковитовых грейзенов с бериллом, жилы и прожилки кварца с рассеянной вкрапленностью сульфидов. Зоны грейзенов обнажаются в виде двух полос шириной 20-80 м (до 120 м), прослеженных согласно контактам интрузии на 1650 и 850 м и имеющих азимуты падения соответственно  $310^{\circ}$  и  $115^{\circ}$  под углом  $40^{\circ}$  и  $30^{\circ}$ . В пределах этих зон выделено три рудных тела мощностью 0,5-8 м с содержанием окиси бериллия от 0,05 до 1,62% (средние содержания 0,12-0,26%). Кроме бериллия, в грейзенах установлен молибден (0,006%), вольфрам (до 0,3%), олово (до 0,02%), литий (до 0,1%) и висмут (до 0,1%). В кварцевых жилах мощностью до 30 см наблюдались крупные кристаллы мориона и берилла, содержание которого не определялось. По запасам бериллия месторождение относится к категории средних. После изучения рудной точки в бассейне руч. Куптурку (I-4,3), где в грейзенах наблюдались кристаллы берилла, возможно расширение перспектив месторождения Совинное.

#### Ниобий

В бассейне среднего течения р. Мани в штучных пробах из брекчированных окварцованных песчаников верхнетриасового возраста установлены повышенные (до 0,01%) содержания ниобия (I-3,2). В этом же районе ниобий отмечен в нескольких пробах донных осадков гидросети в количестве 0,003%. Практического значения выявленные проявления ниобия не имеют.

#### Ртуть

Киноварь обнаружена в отдельных шлихах в количестве I-2 зерен и имеет единые площади распространения с проявлениями золота. В связи с рассеянным характером ртутной минерализации перспективы выявления месторождений ртути оцениваются отрицательно.

#### Висмут

Висмут обнаружен в единичных шлихах в виде базобисмутита. Последний образует небольшой ( $9 \text{ км}^2$ ) шлиховой ореол с редкими зернами минерала в шлихах лишь в верховьях р. Томчи (III-3,6). Штучным опробованием гидротермально-измененных пород висмут установлен в количествах 0,002-0,05%, редко (месторождение Совинное) до 0,1%. Как видно из результатов опробования, практически интересных проявлений висмута не обнаружено.

#### Благородные металлы

##### Золото

Проявления золота сконцентрированы в основном в Западно-Сихотэ-Алинской вулканогенной зоне и в одноименном синклинории в полосе шириной 7-8 км, примыкающей к Центральному Сихотэ-Алинскому шву. Изучено несколько проявлений, среди которых наибольший интерес представляют рудопроявления участков Джули, Кварцевый и Болотистый.

Рудопроявление участка Джули (I-2,2) расположено на левобережье нижнего течения р. Тормасу, в бассейне одноименной реки. На участке развиты верхнемеловые андезиты, прорванные эоценовыми интрузиями габбро, габбро-диоритов, кварцевых диоритов, гранитов. Вдоль разломов северо-восточного направления проявлены пиритизация и эпидотизация андезитов, наблюдаются тонкие прожилки кварца, часто отмечаются кварц-андалузит-альбитовые метасоматиты с густой вкрапленностью сульфидов. В урзе долины р. Джули такие породы образуют поле протяженностью около 800-900 м и шириной до 250 м. Через биотит-кварц-плагиоклазовые, кварц-мусковит-плагиоклазовые и биотит-актинолит-эпидот-плагиоклазовые метасоматиты они постепенно переходят в неизмененные андезиты. В метасоматитах установлены убогие содержания золота (0,01-0,5 г/т), а также молибдена (до 0,003%), меди и свинца (до 0,01%), цинка (до 0,03%) и серебра (до 0,001%). К полям метасоматически измененных пород и к выходам эоценовых интрузий кварцевых диоритов тяготеют малоконтрастные металлометрические аномалии золота. Учитывая результаты работ на участке Болотистый, можно предположить, что золотая минерализация здесь также связана с телами кварцевых диоритов. Выходы метасоматитов, очевидно, указывают на наличие подобных

интрузий под этими породами. То есть для окончательной оценки рудопроявления необходимо изучение его на глубину.

Рудопроявление участка Кварцевый (I-2,4) находится на левобережье р.Тормасу, в ее среднем течении. Золото в количестве до 1 г/т сконцентрировано здесь в кварцевых прожилках мощностью до 20 см, распространенных среди валанжинских песчаников в тектонически ослабленных зонах преимущественно субширотного направления. В повышенных концентрациях отмечаются также свинец (до 0,4%), цинк (до 0,06%), молибден (0,01%, иногда до 0,1%), сурьма и олово (до 0,01%). В дельвии бортов долины ручья, размывающего андезиты самаргинской свиты, установлено до 21 мг золота на 0,02 м<sup>3</sup> промтой породы. Размер золотинок 0,1-0,5 мм, достигает иногда 1 мм (одно зерно - 2,5x2,9 мм). Коренные источники золота не установлены. Участок подлежит дальнейшему изучению с применением на первой стадии поверхностных работ.

Рудопроявления участка Болотистый расположены в верховьях одноименного ручья, являющегося правым притоком р.Сооли в ее среднем течении. На участке в эрозионном окне среди базальтов кизинской свиты обнажаются терригенные отложения берриаса и валанжина, прорванные интрузией кварцевых диоритов эоценового возраста и частично перекрытые андезитами кузнецовской свиты. Широко распространены дайки диоритовых порфиритов, выполняющие трещины преимущественно северо-западного направления. Гидротермальная деятельность проявлена в виде метасоматического окварцевания и турмалинизации. Развита также сульфидизация дайковых пород и в незначительной степени диоритов, которые участками альбитизированы. Контрастный металлометрический ореол золота площадью около 2 км<sup>2</sup> (III-I,3) с содержанием металла от 0,01 до 1-3г/т приурочен к выходу интрузии кварцевых диоритов и ее юго-восточному экзоконтакту. В шлиховых пробах из дельвии установлено от 1-2 до 50 знаков золота на шлик (0,02 м<sup>3</sup>). Обычно количество золотинок, приходящихся на 1 мг, не превышает 20-25, и лишь иногда 2-3 золотины имеют вес 1-3 мг. Выявленное рудопроявление в пределах интрузии (III-I,1) представлено двумя сближенными зонами дробленых, интенсивно альбитизированных и метасоматически окварцованных диоритов мощностью 0,3 и 0,7 м, падающими под углом 45-50° на северо-запад. Содержание золота в зонах достигает 10 г/т. Здесь же отмечается до 5 г/т серебра и повышенное количество меди (до 0,1%). Слабо окварцованные диориты вне зон содержат 0,4-0,6 г/т

золота. В осадочных породах промышленные содержания золота (до 11 г/т) приурочены к кварц-турмалиновым метасоматитам (III-I,2), часто встречающимся в дельвии. Кроме золота, в них отмечаются повышенные концентрации серебра (до 4,2 г/т) и меди (до 0,06%). Вскрытая в коренном залегании зона кварц-турмалиновых метасоматитов с содержанием золота 1,4 г/т имеет мощность 10-15 см и круто (60-70°) падает на юго-запад. В количествах от 0,01 до 0,4 г/т, реже более, золото постоянно присутствует в слабо турмалинизированных алевролитах и сульфидизированных дайковых породах. Образованный за счет разрушения коренных источников шлиховой ореол рассеяния золота в бассейне руч.Болотистый (III-I,4) имеет площадь 35 км<sup>2</sup>. Оконтуриен он по 36 шлихам (из 43 вошедших в ореол), содержащим золото от единичных до нескольких десятков знаков на шлик. Полученные результаты позволяют считать участок Болотистый первоочередным объектом для постановки поисковых работ как на коренное, так и на россыпное золото.

Кроме описанных выше проявлений, золото в количестве до 0,5 г/т установлено в кварц-сульфидных прожилках среди катаклазированных гранодиоритов позднего мела на левобережье верхнего течения р.Тормасу (II-2,2) и в лимонитизированных и окварцованных песчаниках свиты Кандах на левобережье среднего течения р.Тормасу (II-2,1). В междуречье Тормасу - Ангий, на севере района, в 12 шлиховых пробах из дельвии установлено от 2 до 6 знаков золота на шлик (I-3,1). Коренные источники этого золота не выявлены.

#### Серебро

Геохимический ореол серебра площадью 14 км<sup>2</sup> с содержанием металла в пробах донных осадков 0,00003-0,0001% выявлен в верхнем течении р.Ангий (IV-4,4) в комплексе с мышьяком и свинцом. По результатам спектрального анализа штучных проб, содержание его не превышает 0,001%. Рудопроявление серебра, представленное рассеянными тонкими прожилками кварца, сгруппированными в зону субширотного направления мощностью до 8 м, установлено в верхнем течении р.Сооли (IV-2,2). Содержание металла в отдельных штучных пробах достигает здесь 0,01%. Повышенные концентрации серебра (0,005%) выявлены также в окварцованных песчаниках в верховье р.Поды (III-2,10).

Полученные данные не определяют однозначно перспективы района на выявление месторождений серебра.

## СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Район располагает практически неисчерпаемыми запасами галечников, пригодных для приготовления бетона и дорожного строительства. В качестве бутового камня могут быть использованы все магматические породы. Объемный вес гранитов и андезитов  $2,50-2,61 \text{ г/см}^3$ , водопоглощение  $- 0,44-0,56\%$ , плотность  $- 2,65-2,80 \text{ г/см}^3$ . Значительные запасы глин сосредоточены в междуречье Анбй - Манома в отложениях приамурской свиты. Горизонты глин мощностью от I до 2 м выявлены также в четвертичных отложениях долины верхнего течения р.Тормасу и в устье р.Якчи. На левобережье нижнего течения р.Сооли в подошве покрова миоценовых базальтов встречены элювиальные глины коры выветривания андезитов кузнецовской свиты мощностью более 2 м. Эти глины содержат не более 0,5% крупнозернистых включений и около 25% песчаных частиц. Пластичность их характеризуется следующими цифрами: верхний предел - 33,38, нижний - 21,81, число пластичности - 11,57.

Хорошо сортированные пески имеют незначительное распространение. Необходимые объемы их можно получить путем отсева гравийно-галечного материала.

Распространенные на левобережье р.Тормасу розовые эоценовые граниты пригодны для монументального строительства. Базальты кизинской свиты могут быть использованы как петругическое сырье.

## ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Гидрогеологические особенности района predeterminedены интенсивной расчлененностью рельефа, наличием мощных зон трещиноватости, развитием островной многолетней мерзлоты и неравномерным выпадением атмосферных осадков. По условиям залегания и характеру циркуляции среди подземных вод выделяются пластово-поровые и трещинные.

Пластово-поровые воды можно разделить на верховодку, воды элювиально-делювиальных и аллювиальных отложений.

Верховодка отмечается на поверхности террас и пологих склонов. Ее появление связано с наличием на небольшой глубине водонепроницаемых прослоев суглинков, глин, а также линз многолетнего и сезонного льда. Режим верховодки всецело зависит от количества атмосферных осадков. Не имея подземного стока, верховодка выхо-

дит на поверхность, образуя заболоченные участки. Воды этого типа непригодны для питья из-за повышенного содержания гуминовых кислот и железа.

Воды элювиально-делювиальных отложений безнапорные, приурочены к рыхлым образованиям, почти сплошным чехлом покрывающим водораздельные пространства района. Водупором этих вод служат коренные породы. Питание их происходит за счет атмосферных осадков и подтока трещинных вод. Воды имеют ограниченные выходы на поверхность и наблюдаются в виде слабых (дебит от 0,03 до 0,4 л/с) потоков под крупноглыбовым материалом делювия. По химическому составу они гидрокарбонат-сульфатные или хлоридные кальциево-натриевые с общей жесткостью 0,35-0,40 мг-экв/л. Реакция среды слабокислая (рН=6,2-6,8). По физическим свойствам воды прозрачные, без запаха, пригодны для питья, но иногда содержат глинистый осадок.

Воды аллювиальных отложений значительны по запасам и распространены в речных долинах. Водупором для них также служат коренные породы. Наиболее водообильны отложения поймы. Глубина залегания вод в зависимости от количества выпадаемых осадков и уровня воды в реках колеблется в пределах 0,2-3 м. Дебит вод достигает 1 л/с. Питание водоносных горизонтов происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков, речной сети, а также за счет подтока трещинных вод. Дренажное осуществляется речной сетью и за счет родников в уступах террас. По химическому составу воды гидрокарбонатные кальциево-натриевые с общей жесткостью 0,10-0,44 мг-экв/л. Реакция среды слабокислая (рН=5,7-6,9). По физическим свойствам воды пресные, прозрачные, без запаха и цвета, пригодные для хозяйственных нужд и питья. Минерализация их незначительна (26-56 мг/л).

Трещинные воды в районе связаны с верхней частью зон тектонического дробления и трещиноватости в осадочных и магматических образованиях. Режим трещинных вод зависит от сезонных колебаний количества атмосферных осадков. Разгрузка вод обычно происходит в долинах водотоков, реже на склонах в виде родников. Дебит родников не превышает 0,5-1,0 л/с, температура воды - 5-7°C. Водоносность горизонтов зависит от характера и интенсивности трещиноватости коренных пород. Наиболее водообильны интрузивные породы, отличающиеся хорошо развитой системой протяженных трещин. Дренажные их ручьи характеризуются устойчивым расходом и не пересыхают даже в засушливое время года. Воды зон трещиноватости в осадочных образованиях имеют

минерализацию 30–50 мг/л, по составу являются гидрокарбонатными кальциево-натриевыми с общей жесткостью до 0,55 мг·экв/л. Реакция среды слабокислая ( $pH=6,5-6,8$ ). Химический состав вод магматических образований зависит от локальных условий циркуляции вод и химического состава водовмещающих пород. Чаще они гидрокарбонатно-нитратно-хлоридные с преобладанием катионов Са, Na, Mg. Общая жесткость вод колеблется от 0,15 до 52 мг·экв/л, реакция среды слабокислая ( $pH=6,2-6,8$ ), минерализация составляет 25–57 мг/л. По физическим свойствам трещинные воды без запаха и цвета, приятные на вкус.

Все типы подземных вод, кроме верховодки, отвечают требованиям, предъявляемым к водам для питьевых и технических целей. Наиболее значительные ресурсы их приурочены к речным долинам, где возможно использование вод аллювиальных отложений совместно с трещинными.

### ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

В пределах территории листа можно выделить две крупные металлогенические зоны, границей между которыми является Центральный Сихоте-Алинский шов, – западную и восточную.

Западная зона отличается от восточной положительной направленностью поля силы тяжести, более интенсивным и резкодифференцированным магнитным полем, широким распространением покровов вулкаников позднего мела, эоцена, миоцена и проявлением эоценового интрузивного магматизма. Характеризуется эта зона наличием в ее пределах в основном проявлений золота.

Восточная же зона представлена широким спектром проявлений различных рудных элементов, из которых определяющими являются олово, вольфрам и бериллий. Проявления этих металлов как пространственно, так и генетически связаны с различными по составу и возрасту интрузиями. Так, кварцевые диориты эоценового возраста специализированы на золото. С палеоценовыми биотитовыми гранитами связаны наиболее перспективные проявления олова и месторождение бериллия, а также слабая вольфрамовая, висмутовая и молибденовая минерализация. Перспективные проявления вольфрама обнаруживают связи с раннемеловыми высокоглиноземистыми гранитами. Для локализации различного оруденения благоприятна и вмещающая среда. Так, для образования месторождений типа вольфрамоносных скарнов благоприятными являются спилиты и известняки, в наибольшей степени насыщающие пермские и триасовые толщи.

Наиболее перспективные проявления золота концентрируются в алевролитах нижнего мела. Толщи алевролитового состава являются благоприятной средой и для локализации оловянной и другой минерализации в районе. В хрупких и трещиноватых кремнистых породах и в мощных пластах песчаников минерализация носит рассеянный характер.

Степень поисковой изученности района довольно высокая. Чуть меньше половины территории листа охвачено поисково-съемочными работами масштаба 1:50 000. Подавляющее большинство перспективных площадей уже опоскованы в различной степени детально, в том числе близкой к масштабу 1:10 000. В связи с этим вероятность обнаружения новых рудопроявлений, более перспективных с поверхности чем известные, очень низка. Для окончательной же оценки известных участков необходимо проведение дополнительных как поверхностных, преимущественно горнопроходческих работ, так и работ по оценке проявлений на глубину.

Полезными ископаемыми, представляющими практическую ценность в районе, являются золото, олово, вольфрам и бериллий. На изучение проявлений этих металлов и должны быть направлены дальнейшие поисковые и поисково-разведочные работы. Очередность изучения отражена на рис.3.

К объектам первой очереди отнесены рудопроявления золота участка Болотистый, где рекомендуется постановка поисково-оценочных работ с применением поверхностных горных выработок в большом объеме, а также бурения как в пределах участка, так и на его флангах. Работы должны быть направлены не только на заверку металлометрических ореолов и изучение коренных проявлений золота, но и на оценку аллювиальных и делювиальных россыпей в верховье р. Болотистый. Одновременно с целью наращивания перспектив золотого оруденения участка, рекомендуется провести геологосъемочные и поисковые работы масштаба 1:50 000 в западной части района на площади 1020 км<sup>2</sup> (три листа масштаба 1:50 000), где работы данного масштаба не проводились. Одной из основных предпосылок для постановки этих работ (кроме прямых признаков золотой минерализации) является распространение интрузий эоценовых кварцевых диоритов и кварцевых диоритовых порфиритов, с которыми установлена генетическая связь золотого оруденения. Организационно работы в этом районе облегчаются наличием автомобильных лесовозных дорог. К площадям работ первой очереди отнесен также шликовой ореол рассеяния шеелита и вольфрамита в бассейне р.Хор, где рекомендуется проведение поиско-

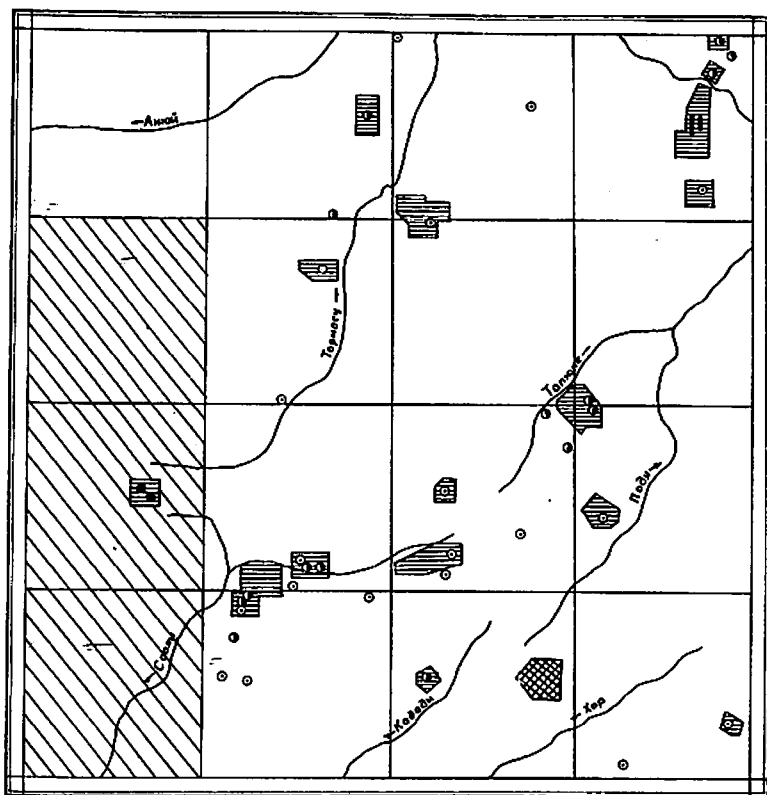


Рис.3. Карта оценки перспектив территории листа М-53-XXX  
 1 - участки, изученные с применением геохимических методов поисков масштаба 1:10 000; 2 - рудные поля месторождения; 3 - площади, рекомендуемые для постановки поисково-съемочных работ масштаба 1:50 000 в первую очередь; 4 - площади, рекомендуемые для постановки поисковых работ с металлотрической съемкой масштаба 1:10 000 в первую очередь; 5 - проявления полезных ископаемых, рекомендуемые для постановки горных и буровых работ в первую очередь; 6 - то же, во вторую очередь; 7 - рудопроявления, получившие отрицательную оценку с поверхности; 8 - площади малоперспективные

вых работ на вольфрам масштаба 1:10 000 с полным комплексом современных поисковых методов, в том числе металлотрической съемки и поверхностных горных работ.

К объектам второй очереди отнесены участки, в пределах которых установлены рудопроявления, требующие продолжения поисковых работ, но в силу географических и экономических причин проведение поисков на этих объектах в настоящее время затруднительно и нецелесообразно. Так, такие рудопроявления золота как Джули и Кварцевый в случае выявления промышленного месторождения на участке Болотистый, будут служить объектами для дальнейшего расширения перспектив золотоносности всего района. Изучение точки минерализации в среднем течении р.Анхой и глубоких горизонтов на рудопроявлениях участка Куптурку позволит увеличить перспективы месторождения бериллия Совинное. Для установления промышленной ценности перспективных рудопроявлений участков Талык (вольфрам) и Кадади (олово, вольфрам) необходимо продолжить доизучение их на глубину. Таких же работ, а также прослеживания рудных тел с поверхности требуют рудопроявления олова на участках Встречный и Хребтовый. На остальных рудопроявлениях, получивших отрицательную оценку с поверхности, нельзя отрицать наличие промышленных концентраций полезных элементов на глубине. Эти площади должны служить объектами для расширения перспектив района при получении положительных результатов на вторичных рудопроявлениях.

Остальная площадь листа в настоящее время не представляет практического интереса. Тем не менее, в ее пределах установлены проявления олова, вольфрама, золота, свинца, цинка, меди и других полезных ископаемых, зафиксированные в разобренных пробах или в виде ореолов и потоков малой интенсивности, что может свидетельствовать о глубоком залегании рудных полей.

#### ЛИТЕРАТУРА

#### О п у б л и к о в а н н а я

1. Б е л ь т е н е в Е.Б. Геологическая карта Хабаровского края и сопредельных площадей Амурской области, Приморского края и Якутской АССР в масштабе 1:500 000. Объяснительная записка. 1969.

2. Б е л я е в с к и й Н.А. Центральный Сихотэ-Алиньский структурный шов. Докл. АН СССР, т.103, № 1, 1955.

3. Б и ч к о в Д.М. Норийские сиренины Северо-Востока СССР и вопросы систематики трахицератид. Палеонтологический журнал № 4. Недра, 1975.
4. В о р о н ц о в Н.Н., А б р а м с о н Б.Я. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Сихота-Алинская, лист М-54-ХІХ, 1955.
5. Г а н е ш и н Г.С. Четвертичное оледенение Северного Сихота-Алиня. - Мат-лы по четверт. геол. и геоморф. СССР, вып.2, 1959.
6. Г е о л о г и я СССР. Т.ХІХ. Хабаровский край и Амурская область. М., Недра, 1966.
7. И в а н о в Б.А. Центральный Сихота-Алинский разлом (сдвиг). Докл. АН СССР, т.138, № 4, 1961.
8. И в а н о в Б.А. Центральный Сихота-Алинский разлом. Владивосток, 1972.
9. И з о х Э.П. Схема расчленения интрузий Северного Сихота-Алиня и ближайших районов левобережья р.Амур. Докл. АН СССР, т.134, № 1, 1960.
10. И з о х Э.П., К у н а е в И.В., Р у с с В.В. Металлогеническая карта Северного Сихота-Алиня и левобережья Амура масштаба 1:500 000. Недра, 1964.
11. И з о х Э.П., Р у с с В.В., К у н а е в И.В. Интрузивные серии Северного Сихота-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. М., Наука, 1967.
12. М а р т и н к М.В. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Сихота-Алинская, лист М-54-ХХУ. 1975.
13. П о т а п ъ е в С.В., С п и р и н а Е.Е. и др. Результаты глубинного сейсмозондирования в Хабаровском крае. Советская геология, 1979, № 3.
14. С т е п а н о в Г.И. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Сихота-Алинская, лист М-53-ХХХУ, 1960.
15. Х а р и т о н ы ч е в Г.И. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Сихота-Алинская, лист М-53-ХХІХ. 1963.

Ф о н д о в а я <sup>х/</sup>

16. А н о й к и н В.И., Г о ф м а н Н.Г. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейне среднего течения

<sup>х/</sup> Работы находятся в фондах ПГО "Дальгеология".

р.Хор. Отчет о результатах геологического доизучения масштаба 1:200 000, проведенного Гвасюгинской партией в 1975-1977 гг. на площади листа L-53-У). 1979, № 018632.

17. Б е л о г о б В.Н. Результаты гравиметрической съемки масштаба 1:1 000 000 на Северном Сихота-Алине и междуречье Амур - Амгунь - Уда. 1966, № 011213.

18. Б е л ь т е н е в Е.Б. История геологического развития Дальнего Востока в палеозое и мезозое (в пределах Хабаровского края). 1960, № 13632.

19. Б р у д н и ц к а я Е.П., Т р е т ь я к о в а Л.Д. Палеонтологическое обоснование расчленения морских триасовых, юрских и меловых отложений Северного Сихота-Алиня и Нижнего Приамурья. 1977, № 18121.

20. В о л а р о в и ч Г.П. Геологические исследования в Северном Сихота-Алине. 1934, № 03475.

21. Г л у ш к о в А.П. Геологическое строение и рудоносность бассейна верхнего течения р.Анхй. 1950, № 02573.

22. Г л у ш к о в А.П., В а р ф о л о м е е в а Э.Н. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Тормасу, Богбасу, Соломи. 1954, № 04418.

23. Г о л о в к о Б.А. Отчет о результатах работ Анхйской геофизической партии за 1961 г., 1962, № 09396.

24. Г о л о в к о С.В. Отчет о результатах работ Приамурской аэрогеофизической партии за 1970-1971 гг. 1972, № 015113.

25. Д е м и н А.В. Рудопроявления редких металлов в бассейне среднего течения р.Анхй. 1959, № 07711.

26. Д е м и н А.В. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения р.Анхй. 1960, № 08401.

27. Д о п и р о С.Ф. Отчет о геологических исследованиях в бассейнах рек Хор, Чуи и Тормасу. 1941, № 03484.

28. Д ы м о в и ч В.А. и др. Отчет о результатах геологосъемочных и поисковых работ масштаба 1:50 000 в бассейне р.Тормасу. 1976, № 017699.

29. Д ы м о в и ч В.А. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые площади листа М-53-ХХХ. Отчет о результатах геологического доизучения масштаба 1:200 000, проведенного Соолийской партией в 1977-1978 гг.), 1979, № 018828.

30. Е л и с е е в а В.К. и др. Отчет о геологических исследованиях в бассейнах рек Чуцен и Кафе. 1949, № 02513.

31. Е л и с е е в а В.К., Д в о р а к И.К. Отчет о геологосъемочных работах в масштабе 1:200 000 в бассейне среднего течения р.Анхй. 1951, № 03608.

32. Исполнов В.А. и др. Отчет о результатах геологосъемочных и поисковых работ масштаба 1:50 000 в бассейнах верхнего течения рек Анхой, Хор и Поди. 1970, № 013912.

33. Исполнов В.А., Киршев Ф.Н., Сергин Б.Ф. Отчет о результатах геологосъемочных и поисковых работ масштаба 1:50 000 в бассейнах рек Томчи, Сооли, Поди. 1973, № 015718.

34. Кабаков О.Н. Рудопроявления олова, вольфрама и молибдена в бассейне среднего течения р.Анхой. 1955, № 04791.

35. Клычко К.Ф., Змиевский Ю.П. и др. Отчет о результатах геологосъемочных и поисковых работ масштаба 1:50 000 в бассейнах рек Бол.Эртукули, Мал.Эртукули, Гаодага, Манома. 1974, № 016663.

36. Конченко Л.И., Демин А.В. Отчет о поисковых работах в бассейнах рек Кадади, Томчи и Яро. 1958, № 06728.

37. Кузьменко С.П. и др. Геологическое строение, полезные ископаемые, гидрогеологические и инженерно-геологические условия листов М-53-XXI, XXII, XXIII, XXIV. 1979, № 016688.

38. Лapidус С.Я. Результаты поисковых работ в верховье р.Хор. 1957, № 01149.

39. Мартынюк М.В. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Сихотэ-Алинская, лист М-54-XXV. Объяснительная записка. 1972, № 015212.

40. Матвеев Б.Г. и др. Отчет о результатах геологосъемочных и поисковых работ масштаба 1:50 000 в бассейне среднего течения р.Дымчи. 1969, № 013423.

41. Метелева Л.С., Шапочка И.И. Карта аномального магнитного поля СССР масштаба 1:200 000. 1967, № 013747.

42. Мотора А.И. и др. Отчет о результатах работ, проведенных Анхойской геофизической партией № 7 в бассейне среднего течения р.Анхой. 1958, № 07000.

43. Осипов Н.Г. и др. Отчет о результатах геологосъемочных и поисковых работ масштаба 1:50 000 в бассейнах рек Дурмина, Сидими и верховьев Обора. 1975, № 017137.

44. Палагин А.В., Мартынюк М.В. и др. Геология и металлогенические особенности Бута-Копшинского рудного района. 1967, № 012657.

45. Плотников И.А., Суслов А.М. и др. Анхойское месторождение бериллия. 1960, № 008359.

46. Плотников И.А., Мариненко Э.О. Отчет по теме № 105: Выявление перспектив рудоносности Западного

Сихотэ-Алиня и составление прогнозной металлогенической карты масштаба 1:200 000. 1972, № 015155.

47. Попов А.И. и др. Отчет о геологической съемке и поисках в масштабе 1:200 000, проведенных партией № 2 в верховьях бассейна р.Хор. 1954, № 04415.

48. Проскурников В.Е. Рудопроявления в верховьях р.Хор (реки Кадади, Сооли, Ингула, Сиктай, Томчи). 1955, № 04790.

49. Рейнлиб Э.А. Отчет о результатах гравиметрической съемки масштаба 1:200 000, проведенной Анхойской партией. 1973, № 015865.

50. Ривош Л.И. Отчет Дальневосточной аэромагнитной партии. 1958, № 06859.

51. Савченко А.И. Геологическая карта Северного Сихотэ-Алиня и прилегающего к нему левобережья р.Амур масштаба 1:500 000. 1961, № 09950.

52. Серебряков Л.Н., Зыков Ю.Н., Самойлов В.А. и др. Отчет о результатах геологосъемочных и поисковых работ масштаба 1:50 000 в бассейнах среднего течения рек Анхой и Поди. 1971, № 014504.

53. Шапочка И.И. Отчет о результатах аэрогеофизических работ Приморской партии. 1958, № 07557.

54. Широкая А.Н. Рудопроявления олова и вольфрама в бассейнах рек Куптурку и Томчи. 1956, № 05023.

55. Штейнберг С.Л. Литологическое изучение разреза мезозойских вулканогенно-кремнистых и терригенных отложений Северного Сихотэ-Алиня. 1970, № 13981.

Приложение 1

СПИСОК ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ,  
ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ М-53-XXX КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ  
МАСШТАБА 1:200 000

Индекс клетки на карте	№ на карте	Вид полезного иско- паемого и наимено- вание месторождения	Ссылка на ли- тературу (но- мер по списку)	Приме- чание
<b>МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ</b>				
<b>Редкие металлы и рассеянные элементы</b>				
<b>Бериллий</b>				
I-4	5	Совиное	25,34,45	

СПИСОК ПРОЯВЛЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ  
НА ЛИСТЕ М-53-XXX КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ  
МАСШТАБА 1:200 000

Индекс клетки на карте	№ на карте	Вид полезного иско- паемого и название (местонахождение) проявления	Ссылка на литерату- ру (номер по списку)	Примечание
I	2	3	4	5
<b>МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ</b>				
<b>Черные металлы</b>				
<b>Марганец</b>				
IУ-2	7	Левобережье р.Ингула	29	В делении
<b>Олово</b>				
I-4	I	Участок Куптурку	29,37,54	В коренном зале- гании
I-4	2	Там же	29,37,54	То же
II-3	I	Участок Березовый	28	"
III-2	3	Участок Хребтовый	33	"
III-2	4	Там же	33	"
III-2	5	Участок Встречный	33	"
III-3	4	Участок Томчи	33,36,54	"
III-3	II	Участок Верховья Сооли	33,38	"
III-3	13	Верховья р.Сооли	33	В делении
III-4	5	Участок Афродита	52	В коренном зале- гании
IУ-2	I	Участок Встречный	33,38	То же
IУ-2	3	Там же	33,38	"
IУ-2	5	Левобережье р.Ингула	29	В делении
IУ-2	6	Участок Блуждания	29	В коренном зале- гании

I	2	3	4	5
IV-4	I	Участок Длинный	32	В коренном зале- гании
IV-4	3	Участок Избринный	32	В делювии
		Олово, вольфрам		
IV-3	I	Участок Кадади	38	В коренном зале- гании
		Молибден		
III-2	2	Участок Хребтовый	33	В коренном зале- гании
		Вольфрам		
II-4	I	Участок Талке	29,52	В коренном зале- гании
III-3	I	Правобережье р.Талке	33	В делювии
III-3	2	Левобережье р.Поди	33	В делювии
III-4	I	Участок Талке	29	В коренном зале- гании
		Благородные металлы		
		Золото		
I-2	2	Участок Джули	28	В коренном зале- гании
I-2	4	Участок Кварцевый	28,29	То же
III-1	1	Участок Болотистый	29	"
III-1	2	Там же	29	"
		Серебро		
IV-2	2	Участок Крайний	33	"

СПИСОК ПУНКТОВ МИНЕРАЛИЗАЦИИ, МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ И ГЕОХИ-  
МИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ, ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ М-53-XXX КАРТЫ  
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ МАСШТАБА 1:200 000

Индекс клетки на карте	№ на карте	Вид полезного ископае- мого и название (мес- тонахождение) пункта минерализации, минера- логической и геохими- ческой аномалии	Ссылка на литерату- ру (номер по списку)	Примечание
I	2	3	4	5
		МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ		
		Цветные металлы		
		Свинец		
I-2	3	Левобережье среднего течения р.Тормасу	28	Металлометриче- ский ореол в донных осадках
III-3	8	Верхнее течение р.Талке	33	То же
III-3	9	Верхнее течение р.Поди	33	"
		Цинк		
I-2	I	Междуречье Анди - Тормасу	28	"
III-3	5	Верхнее течение р.Томчи	33	"
IV-1	I	Правобережье р.Сооли	29	"
IV-1	2	Там же	29	"
		Цинк, молибден		
III-2	I	Междуречье Томчи - Сичку	33	"
		Олово		
I-4	7	Река Мал.Поди	42	Геохимическая аномалия

I	2	3	4	5
I-4	8	Среднее течение р.Ангий, р.Мал.Поды	25,26	Шликовой ореол касситерита
II-3	2	Правобережье р.Тормасу	28	То же
II-3	3	Там же	28	Металлометрический ореол в донных осадках
III-3	7	Верховья рек Сооли,Томчи	33	Шликовой ореол касситерита
III-4	4	Верхнее течение р.Поды	52	То же
IV-4	4	Верхнее течение р.Ангий	32	"
		Олово, молибден		
III-3	I2	Верховья рек Сооли,Томчи	33	Металлометриче- ский ореол в дон- ных осадках
		Олово, вольфрам		
III-4	2	Среднее течение р.Талже	29,52	Металлометриче- ский ореол в де- лвании
IV-2	8	Реки Сооли, Ингула, Сиктай	29,33, 38	Шликовой ореол касситерита и шеелита
IV-3	2	Верхнее течение р.Кадади	38	Шликовой ореол касситерита и вольфрамита
		Олово, серебро		
III-2	6	Реки Сооли, Ингула	29,33	Металлометриче- ский ореол в дон- ных осадках

I	2	3	4	5
		Редкие металлы и рассеянные элементы		
		Молибден, свинец		
III-3	3	Верховья рек Талже, Томчи	33	Металлометриче- ский ореол в дон- ных осадках
		Вольфрам		
I-3	4	Река Мани	29	Шликовой ореол шеелита
I-4	4	Междуречье Мани - Ангий	29	То же
III-4	3	Междуречье Талже - Поды	29,33,52	Шликовой ореол шеелита и воль- фрамита
III-4	6	Междуречье Ангий - Поды	52	То же
IV-3	3	Правобережье р.Хор	29	"
		Бериллий		
I-3	3	Река Мани	29	Металлометриче- ский ореол в дон- ных осадках
I-4	3	Руч.Куптурку	25	Минералогическая аномалия берилла
IV-2	4	Правобережье р.Ингула	29	Пункт минерали- зации
		Бериллий, олово		
I-4	6	Междуречье Ангий - Мал.Поды	25,42,46	Металлометриче- ский ореол в де- лвании
		Ниобий		
I-3	2	Река Мани	29	Пункт минерали- зации

I	2	3	4	5
		Висмут		
Ш-3	6	Верховья р.Томчи	33	Шлиховой ореол базо-бисмутита
		Благородные металлы		
		Золото		
I-3	I	Участок Сигби	28	Шлиховая аномалия в делювии
П-2	I	Участок Солнечный	28	Пункт минерализации
П-2	2	Верхнее течение р.Тормасу	28	То же
Ш-1	3	Участок Болотистый	29	Металлометрический ореол в делювии
Ш-1	4	Руч.Болотистый	29	Шлиховой ореол
		Серебро		
Ш-3	10	Истоки р.Поды	33	Пункт минерализации
		Серебро, мышьяк, свинец		
IУ-4	2	Верхнее течение р.Аншй	32	Металлометрический ореол в донных осадках

В брошюре пронумеровано III стр.

Редактор Г.Н.Поташова  
Технический редактор С.К.Леонова  
Корректор Л.П.Сенникова

Сдано в печать 22.03.85.

Подписано к печати 17.03.87.

Тираж 148 экз.

Формат 60x90/16

Печ.л.7,0

Заказ 429 о

Центральное специализированное  
производственное хозрасчетное предприятие  
объединения "Союзгеолфонд"

1