

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ПРОИЗВОДСТВЕННОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОБЪЕДИНЕНИЕ

Уч. № 0174

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

МАСШТАБ 1:200 000

СЕРИЯ СИХОТЭ-АЛИНСКАЯ

Лист L-53-V

Объяснительная записка

Составитель *В.И.Анойкин*

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

Введение.	Стр. 5
Геологическая изученность	7
Стратиграфия.	II
Интрузивные образования.	46
Тектоника	71
Геоморфология	86
Полезные ископаемые	90
Подземные воды.	99
Оценка перспектив района.	101
Литература	105
Приложения.	109

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа L-53-У, ограниченная координатами 47°20' - 48°00' с.ш. и 136°00' - 137°00' в.д., относится к району им.Лазо Хабаровского края. Она расположена в среднем течении р.Хор, на эриадных отрогах хр.Сихотэ-Алинь, и характеризуется низко-, средне- и высокогорным в различной степени расчлененным рельефом. Низкогорная западная часть района имеет преимущественно холмисто-увалистый мелкопочечный рельеф с широкими пологоволнистыми водоразделами и хорошо выработанными долинами водотоков. Абсолютные отметки сглаженных вершин здесь составляют 400-500 м, относительные превышения их над днищами корытообразных долин - 200-300 м. Восточная часть площади характеризуется типично среднегорным (1000-1500 м), интенсивно расчлененным рельефом с узкими водоразделами и крутыми (25-30°) склонами. Только юго-восточная часть площади, занятая выходом гранитоидной интрузии, относится к высокогорному (1700-1900 м) гольцовому рельефу с сохранившимися следами горно-долинного оледенения. Хребет Сихотэ-Алинь, расположенный восточнее площади листа, служит местом зарождения большинства рек района, из которых главными являются р.Хор и его левые притоки - реки Сукпай, Чукен, Кафэ и Катэн. Правые притоки Хора малочисленны и непротяженны. Все они имеют быстрое (1,5 - 1,8 м/с) течение, изобилуют перекатами и заломами. Зимой большинство рек промерзает, весной и летом режим их зависит от количества выпадающих осадков. Подъем воды до 1,5-2 м в дождливое время происходит быстро, так же как и ее спад после наводнений. По рекам Хор, Сукпай, Катэн и частично Чукен и Кафэ возможно передвижение на моторных лодках. По Хору, Катэну и Кафэ осуществляется молевой сплав древесины.

Климат района муссонный с сухой холодной зимой и жарким влажным летом. Среднегодовая температура за последние 10 лет, по данным метеостанции Черинай, составила +0,6... -1°С. Зимой температура падает до -30...-40°С, летом поднимается до +35°С. Среднегодовое количество осадков составляет 600-800 мм. Снег окон-

чательно ложится в конце октября, исчезает он почти на всей площади в начале мая, когда реки окончательно освобождаются ото льда. Мерзлота держится до середины июня, в отдельных участках – до июля. Маршрутные геологические исследования возможны со второй половины мая до середины октября.

Горно-таежная растительность района чрезвычайно богата и разнообразна. В западной его части, наряду с хвойно-широколиственными лесами Уссурийской тайги и богатым подлеском из аралии, элеутерококка, жасмина и других кустарников, широко распространены актинидия, лимонник и дикий виноград; в восточной – преобладает темнохвойная тайга с разреженным подлеском. Верхняя граница лесов проходит на высоте 1400–1500 м. Выше находится зона субальпийской растительности, занятая кедровым стлаником, разнотравными лугами, мхами и лишайниками. Лесные массивы района являются ценным сырьем для деревообрабатывающей, а редкие виды растений и кустарников (аралия, элеутерококк, лимонник и др.) – для фармацевтической промышленности.

Животный мир также разнообразен. Копитные животные – изюбрь, кабарга, коза и кабан расселены практически повсеместно, лоси появляются редко и только в междуречье Чукен–Сукпай. Хищники представлены черным и бурым медведем, волком, росомахой, рысью и др. Из грызунов обычны заяц, белка, бурундук и различные мыши. Основным объектом охотничьего промысла в районе являются соболь, белка, норка, выдра, колонок и другие пушные зверьки. Промысловых пернатых мало. В реках в небольших количествах водятся хариус, чебак, ленок и таймень. В осеннее время на нерест заходит кета. Район изобилует различными видами кровососущих насекомых и клещами – переносчиками весенне-летнего энцефалита.

Наиболее освоена западная часть площади, где на базе лесоразработок возникли поселки Среднехорский, Катэн и Ходы. В 5 км ниже Среднехорского расположен удэгейский пос. Гвасюги. В устье р. Сукпай находится пос. Сукпай. Население поселков занято преимущественно на лесоразработках, небольшая его часть трудится в сфере обслуживания, лесхозах и промхозах. С вводом в строй Сукпайского лесопромышленного комплекса получила развитие деревообрабатывающая промышленность.

В западную часть территории из г. Хабаровска можно проехать на автомашине по автомобильной дороге Перелеславка – Бичевая – Солонцовый. Поселки Среднехорский и Гвасюги автомобильной дорогой связаны с железнодорожной веткой Кругликово – Сукпай. Возможно также водное сообщение между всеми действующими в районе поселками.

Большая часть площади покрыта мощным (1–3 м) слоем элювиально-делювиальных отложений и плохо обнажена. Выходы коренных пород приурочены в основном к береговым обрывам по рекам Хор, Кафэ, Катэн и гребням водоразделов в пределах среднегорного и высокогорного рельефа.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Первые маршрутные геологические исследования по рекам Самарга, Сукпай, Хор и Уссури были выполнены Д.В. Ивановым и Я.С. Эдельштейном соответственно в 1893 и 1899 гг. прошлого столетия. В 1935 г. И.Г. Козлов /22/ повторил маршрут по рекам Сукпай и Хор и в районе сопки Дубовой, возле пос. Ходы, обнаружил известняки с верхнепермскими фораминиферами, которые до настоящего времени используются при обосновании возраста верхнепалеозойских отложений. Сборы им верхнепермских (?) пеллеципод в низовьях р. Сукпай из-за отсутствия точной географической привязки и устаревших определений утратили свое значение.

С 1948 по 1950 г. на обширной площади в бассейне среднего течения р. Хор проведены среднемасштабные геологосъемочные работы силами ДВГТУ (нижнее течение р. Катэн), Дальневосточной экспедиции ВАГТа (правобережье р. Хор) и ВСЕГЕИ (бассейны рек Сукпай и Чукен) под руководством П.А. Сушкова /36/, Л.Б. Вонгаза /16/ и В.К. Елисеевой /20/. Наиболее древними породами в районе, по мнению Л.Б. Вонгаза и В.К. Елисеевой, являются гнейсы, кристаллические сланцы и разнообразные катаклазиты Хорского тектонического блока. Верхнепалеозойские отложения, представленные вулканогенно-кремнисто-терригенными породами, П.А. Сушковым, Л.Б. Вонгазом и В.К. Елисеевой подразделены на пять толщ, из которых четыре нижние залегают между собой согласно, а самая верхняя перекрывает их несогласно.

Е.Б. Бельтеновым /13/, проводившим в 1953 г. рекогносцировочные маршруты в Катэн–Кафэнском междуречье, принята близкая схема расчленения верхнепалеозойского комплекса, а третья и четвертая толщи были выделены соответственно в ходийскую и кафэнскую свиты. В последней по р. Кафэ, в районе устья р. Дзава (Заваха) были собраны обильные остатки фораминифер верхней перми. Считалось, что фораминиферы, собранные П.А. Сушковым в районе сопки Дубовой и Е.Б. Бельтеновым – по р. Кафэ, одновозрастны и содержащие их отложения относились к одной кафэнской свите верхней перми. Проведенным доизучением установлено, что микрофауна сопки Дубовая относится к верхам (людянзинский горизонт), а в

бассейне р.Кафэ – к низам верхней перми (владивостокский горизонт). Кроме того, в ходийской свите в районе пос.Катэн обнаружена микрофауна чандалазского горизонта, сменяющего вверх по разрезу владивостокский. На этом основании автором записки ходийская свита помещена выше кафэнской. Выяснилось также, что часть отложений, ранее считавшихся верхнепалеозойскими, является разновозрастными мезозойскими, а верхний палеозой представлен только верхнепермскими кафэнской и ходийской свитами.

Изучение мезозойских геосинклинальных и орогенных отложений проведено В.К.Елисеевой /20/, Е.Б.Бельтеновым /13/ и Л.Б.Вонгазом /16/. Геосинклинальный комплекс, по их данным, представлен пятью толщами кремнисто-терригенного состава, из которых палеонтологически обоснован возраст только верхнеюрских – нижнемеловых и валанжинских отложений. Орогенный комплекс сложен верхнемеловыми, палеогеновыми и неогеновыми вулканитами кислого, среднего и основного состава, залегающими с резким угловым несогласием на складчатом верхнепалеозойском – мезозойском основании.

Интрузивные породы, по данным среднемасштабного геокартирования в период 1949–1953 гг., распространены в районе сравнительно широко и отнесены к пяти интрузивным комплексам: 1 – варисскому (катаклазированные габброиды и гранитоиды), 2 – посленижнеюрскому (?) (основные и ультраосновные породы), 3 – юно-киммерийскому (послеверхнеюрскому) – лейкократовые граниты, 4 – раннеларамийскому (монцитоны и близкие к ним породы), 5 – позднеларамийскому (граниты, гранодиориты гранит-порфиры и дациты). Все комплексы сравнительно хорошо охарактеризованы петрографически, но схемы магматизма различных исполнителей не были увязаны между собой. Считалось /13, 36/, и это подтверждено при геологическом доизучении, что варисские катаклазированные габброиды и гранитоиды прорывают верхнюю пермь и сами прорываются меловыми гранитоидами.

Шлиховым опробованием при геологическом картировании Л.Б.Вонгазом /16/, П.А.Сушковым /36/ и В.К.Елисеевой /20/ обнаружены ореолы рассеяния шеелита, ильменита и касситерита, которые рекомендовались для дальнейшего изучения. Специальным отрядом под руководством Е.Б.Бельтенова /13/ в окрестностях пос.Ходы проводились поиски коренного источника проблематичных полиметаллических руд, несколько глыб которых обнаружил в 1949 г. заявитель И.П.Кудияров /13/ на поверхности террасы возле поселка. Ни Е.Б.Бельтеновым, ни более поздними работами М.Ф.Кохановского /24/ коренной источник руд не был обнаружен,

и до сих пор остается загадкой откуда и кем они были доставлены в этот таежный поселок.

Работами Е.Б.Бельтенова /13/ в 1953 г. было завершено среднемасштабное геологическое картирование территории и в последующем вплоть до 1971 г. здесь проводились только поисково-разведочные работы под руководством М.Ф.Кохановского /24, 25/ и И.А.Плотникова /29, 30, 31/. Ими была установлена золотоносность аллювия среднего течения р.Катэн, околонтруна непромышленная золотоносная россыпь, обнаружены отдельные штуфы брекчированных и окварцованных пород с содержанием золота до 5,5 г/т и шеелита от 147 мг/т до 25 г/т.

В 1960–1961 гг. Д.А.Кириковым проводились тематические работы^{х/} по изучению метаморфических пород Хорского тектонического блока. Его двухлетние исследования окончательно не разрешили сложную проблему метаморфит, но полученные материалы позволили автору считать метаморфические породы блока продуктами позднемеловой гранитизации верхнепермских-юрских геосинклинальных отложений в зоне Центрально-Сихотэ-Алинского глубинного разлома.

В 1971 г. в верховьях рек Дурмин и Килами Л.В.Эйриш /37/ в небольшом объеме провел поисково-ревизионные работы, в результате которых была подтверждена золотоносность этих рек и дана рекомендация по дальнейшему изучению золотоносности района.

В это же время, в связи с обнаружением на севере Приморского края крупных месторождений вольфрама скарново-грейзенового типа, в бассейне рек Мал.Сидими и Килами под руководством Ю.И.Белова /12/ проведены поисковые работы, в результате которых было выявлено два обширных шлиховых ореола рассеяния шеелита с содержанием минерала в шлихах от 50 зерен до 49 г/т. Детальные поисковые работы в пределах ореолов с проходкой канав и опробованием положительных результатов не дали.

В 1972–1975 гг., в связи с перспективностью на золото северо-западной части листа, Н.Г.Осиповым /28/ на площади около 350 км² проведена геологическая съемка масштаба 1:50 000. В результате этих работ были собраны обильные остатки нижнемеловых растений и пелеципод, единичные обломки ростров белемнитов и аммонита, что позволило усомниться в присутствии здесь верхней перми и выделить только триасово-юрские и нижнемеловые геосинклинальные отложения, на которых с резким угловым несогласием залегают галечники нижнего-среднего палеогена, андезиты кузне-

^{х/} Материалы работ не опубликованы.

цовской и базальты кизинской свит. Среди интрузивов им закартированы юрские субвулканические диабазы, основные и ультраосновные породы, раннемеловые (хунгарийские) граниты, позднемеловые гранодиориты, гранит-порфиры и ассоциирующие с ними дайки. Площадными поисками выявлены шлиховые ореолы касситерита, шеелита, золота и вольфрамита, проявления меди и свинца, большинству из которых дана отрицательная оценка.

В 1975–1977 гг. на площади листа автором записки /10/ проведено геологическое доизучение в масштабе 1:200 000, в результате которого получены новые материалы по геологическому строению и полезным ископаемым. На выявленных при доизучении оловянно-вольфрамовых рудопоявлениях Арса и Кафэн в 1976–1979 гг. проведены поисково-разведочные работы под руководством М.И. Девянина /18, 19/. Участку Арса им дана отрицательная оценка, рудопоявление Кафэн отнесено к разряду мелких месторождений.

В геофизическом отношении район изучен слабо. На всю площадь листа Л.А.Ривошем /32/ в 1957 г. составлена аэромагнитная карта масштаба 1:200 000, а на северо-западную часть имеются материалы пятиканальной вертолетной съемки, выполненной С.В. Головко /17/ в 1972 г. По данным этих работ, на аэромагнитных картах интенсивными (до 6000 г) аномалиями выделяются ультрабазитовые комплексы, приуроченные к зонам крупных разрывных нарушений, менее интенсивными (до 1000 г) – субвулканические диабазы. Дифференцированное магнитное поле обнаруживается над позднемеловыми вулканитами основного и среднего состава в междуречье Лонто–Кидами. Большая часть площади, сложенной верхнепермскими и мезозойскими осадочными отложениями и гранитоидами, характеризуется низкими значениями магнитного поля. По калиевому каналу установлены зоны метасоматически измененных эффузивов и гранитов, перспективные на выявление золоторудной минерализации. В 1965–1966 гг. В.С.Майерановым /26/ проведена гравиметрическая съемка масштаба 1:1 000 000. Им выделены две региональные гравитационные зоны положительных и отрицательных значений, силы тяжести, граница которых грубо совпадает с зоной Кафэнского разлома.

При составлении карты и объяснительной записки к ней в основу положены материалы геологического доизучения, дополненные данными предшествующих геологических и геофизических съемок, а также дешифрирования аэрофотоматериалов. Качество аэрофотоснимков хорошее, дешифрируемость их плохая. Лучше всего дешифрируются рыхлые четвертичные отложения, элементы разрывной тектоники, поля распространения эффузивных и интрузивных образований.

Крайне ограничены возможности оконтуривания и расшифровки внутренней структуры стратифицированных верхнепермских и мезозойских отложений.

В 1960 и 1964 гг. Г.И.Степановым /9/ и А.А.Козловым /4/ изданы смежные с севера и запада листы геологических карт. В настоящее время автором записки проводится геологическое доизучение с целью подготовки к изданию соседнего с юга и планируется доизучение восточного листов геологических карт. Увязка по контурам литологических подразделений с изданными листами во многих случаях достигнута, но не всегда согласуется трактовка возраста отдельных подразделений. Это связано с получением в последнее десятилетие существенно новых геологических и палеонтологических данных, послуживших основанием для пересмотра прежних представлений о стратиграфии, объеме и возрасте некоторых литолого-стратиграфических подразделений. В частности, находки органических остатков в хунгарийской свите позволили выделить из ее состава валанжинские и альб-сеноманские отложения, отказаться от выделения в Западно-Сихотэ-Алинском синклинии уктурской свиты и кафэнской свиты по границе с территорией листа L-53-IV.

Приведенные в записке аналитические данные, в том числе определения радиологического возраста пород, выполнены в Центральной лаборатории ПГО "Дальгеология". Коллекции фаунистических и флористических остатков в разные годы изучались Л.Д.Григорьевой (ГИН АН СССР), А.И.Павловым (ВСЕГЕИ), Ю.А.Дубатовой (СОИГТ), Е.П.Брудницкой, Т.В.Романчук, Л.Д.Третьяковой, Г.Р.Шишкиной, М.М.Кошман (ПГО Дальгеология), Н.И.Вербицкой (ВСЕГЕИ), С.В.Мейеном (ГИН АН СССР). Палинологические исследования проведены В.И.Шаровой и П.И.Битецкой, оценка облицовочных материалов – Н.Шуваловой (ПГО "Дальгеология").

СТРАТИГРАФИЯ

Стратифицированные образования на площади листа пользуются наибольшим распространением. Верхняя пермь, триас и юра, сложенные эвгеосинклинальными формациями демиссионного этапа, слабо различимы между собой. Более зрелые стадии (инверсионный этап) геосинклинального осадконакопления представлены преимущественно терригенными отложениями флишного типа, отнесенными к верхней юре – нижнему и частично верхнему мелу. В Хорском тектоническом блоке выделены нерасчлененные верхнепермские–нижнемеловые (?) метаморфизованные образования.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Верхний отдел

Верхнепермские отложения в составе кафэнской и ходийской свит закартированы в двух тектонических блоках по обе стороны от Центрально-Сихотэ-Алинского разлома.

Кафэнская свита (P_2^{kf}) в виде нескольких выходов шириной от I до 10 км и длиной до 60 км обнажена в бассейне нижнего и среднего течения р.Кафа, на правом берегу р.Хор (западный блок) и в междуречье Кафа - Чуken (восточный блок). Свита сложена алевритами, песчаниками, подводно-оползневыми брекчиями, кремнистыми породами с подчиненным количеством гравелитов, диабазов, липаритов и органогенных известняков. Породы практически не метаморфизованы и только в зонах крупных разрывных нарушений превращены в сланцы низких ступеней метаморфизма, брекчированы, а в контактах с интрузиями ороговикованы и в отдельных случаях метасоматически изменены. Взаимоотношение свиты с более древними образованиями не ясно. Неполные ее разрезы описаны автором /10/ по частым коренным выходам на правобережье р.Чукен (восточный блок) и на водоразделе руч.Хака и р.Хор (западный блок). По р.Чукен свита имеет следующее строение^{х/}:

1. Алевриты буровато-черные комковатые.	50 м
2. Песчаники темно-серые мелкозернистые с маломощными (до 1-2 м) прослоями алевритов.	170 "
3. Алевриты темно-серые тонкоплитчатые.	25 "
4. Песчаники серые мелко-, среднезернистые с маломощными (до 0,5 м) частыми прослоями черных алевритов	220 "
5. Алевриты темно-серые комковатые, постепенно переходящие в подводно-оползневые брекчии на алевритовом цементе. Остроугольные обломки и линзы в брекчиях представлены серыми песчаниками.	55 "
6. Песчаники серые мелкозернистые	15 "
7. Алевриты черные комковатые	30 "
8. Песчаники мелкозернистые темно-серые с единичными маломощными (до 0,5 м) прослоями алевритов	25 "

^{х/}Разрезы дочетвертичных образований приводятся снизу вверх.

9. Кремнистые породы зеленовато-серые плитчатые, сверху сменяющиеся кремнистыми и обычными алевритами.	30 м
10. Песчаники мелкозернистые темно-серые	20 "
11. Подводно-оползневые брекчии темно-серые до черных; в алевритовой заполняющей массе присутствуют будиноподобные обломки (0,5-5 см) песчаников и реже кремней.	35 "
12. Песчаники серые мелко-среднезернистые.	15 "
13. Алевриты темно-серые с тонкой горизонтальной слоистостью, тонкоплитчатые	65 "
14. Кремнистые породы сероцветные тонкоплитчатые (5-10 см) с прослойками (1-2 мм) кремнисто-глинистых сланцев.	70 "
15. Алевриты темно-серые комковатые.	45 "
16. Сланцы кремнисто-глинистые зеленовато-серые.	20 "
17. Кремнистые породы тонкоплитчатые, разделенные прослойками кремнисто-глинистых сланцев мощностью 5-10 см.	40 "
18. Алевриты темно-серые с маломощными (до 5 м) прослоями серых мелкозернистых песчаников	35 "
19. Подводно-оползневые брекчии темно-серые комковатые	50 "
20. Кремнистые породы серые с прослоями и пластами кремнисто-глинистых сланцев	50 "
21. Туфы основного состава серовато-зеленые.	20 "
22. Кремнистые породы сероцветные.	20 "
23. Алевриты темно-серые плитчатые	50 "
24. Сланцы кремнисто-глинистые зеленовато-серые.	20 "
25. Кремнистые породы зеленовато-серые	35 "
26. Алевриты черные комковатые и брекчиевидные	40 "
27. Сланцы кремнисто-глинистые зеленовато-серые.	15 "
28. Алевриты темно-серые тонкоплитчатые.	35 "
29. Песчаники мелкозернистые темно-серые	15 "
30. Алевриты темно-серые до черных плитчатые и комковатые с редкими обломками песчаников.	105 "

31. Подводно-оползневые брекчии, комковатые алевролиты.	25 м
32. Песчаники среднезернистые серые литокластические.	20 "
33. Алевролиты темно-серые плитчатые и комковатые, иногда с плохо выраженной линзовидной слоистостью.	100 "

Мощность разреза 1565 м.

Разрез предположительно средней и верхней частей кафэнской свиты в западном блоке, изученный по канавам на водоразделе Хака-Катэн, следующий:

1. Подводно-оползневые брекчии темно-серые.	135 м
2. Кремнистые породы серые и зеленовато-серые.	70 "
3. Подводно-оползневые брекчии темно- и зеленовато-серые.	125 "
4. Сланцы кремнисто-глинистые.	60 "
5. Песчаники зеленовато-серые мелкозернистые.	60 "
6. Сланцы кремнисто-глинистые темно-серые.	55 "
7. Песчаники темно-серые среднезернистые с прослоями алевролитов.	75 "
8. Алевролиты темно-серые неслоистые.	130 "
9. Песчаники темно-серые мелко-среднезернистые с прослоями (0,5-1 м) черных алевролитов.	80 "
10. Сланцы кремнисто-глинистые туфогенные.	40 "
Перерыв в наблюдениях.	
11. Песчаники серые среднезернистые.	25 "
12. Алевролиты черные комковатые.	45 "
13. Песчаники серые мелко-среднезернистые.	40 "
Мощность разреза 940 м.	

Близкий с описанным разрез свиты наблюдается по р.Кафэ, но здесь большую роль играют подводно-оползневые брекчии. С известной долей условности к кафэнской свите отнесены песчаники с прослоями алевролитов и подводно-оползневых брекчий, распространенные на водоразделе Чукали (левый приток р.Хор) – Киллэ и по правобережью р.Туломи. В настоящее время не ясно, вызвано ли резкое преобладание здесь песчаников фациальными особенностями или они принадлежат к отложениям иного возраста.

Строение и состав свиты в пределах каждого из блоков относительно выдержаны по площади, хотя количественные соотношения между отдельными разновидностями пород и их мощности подвержены значительным изменениям. Для восточного блока (междуречье Чукен-

Кафэ) характерны грубообломочные фации, включающие линзы и горизонты органогенных известняков. Количество последних резко увеличивается по простиранию свиты в южном направлении. В западном блоке типичны подводно-оползневые брекчии, алевролиты и песчаники. Мощность свиты около 2000 м. Возраст ее обосновывается находками в известняках по правобережью р.Дзава и Сагды-Селанка (восточный блок) фузулинид *Neoschwagerina craticulifera* (Schwager), *N. Simplex* Ozawa, *N. cf. Kato* Ozawa, *N. Schuberti* Koch.-Devide, *Praesumatrina* ex gr. *neoschwagerinoides* (Deprat). Перечисленные виды, по мнению Т.В.Романчук, характерны для низов верхней перми и характеризуют зону *Neoschwagerina* (владивостокский горизонт). К кафэнской свите, с некоторой долей условности, отнесены также ксенолиты (?) глинистых сланцев и кислых вулканитов, залегающие среди катаклазированных гранитоидов и габброидов в истоках р.Саланка (правый приток р.Кафэ). В них обнаружены растительные остатки *Paracalamites* sp. (tur. *P. angustus* Such.), *Cordaites* cf. *latifolius* (Neub.) S. Meyen, *C. aff. nasutus* Such., *Zamipteris* cf. *neuburgiana* S. Meyen, *Z. aff. Schmalhauseni* Schwed., *Z. longifolia* Schwed. По мнению определявших их С.В.Мейена и Н.И.Вербичкой, они характерны для конца ранней – начала поздней перми.

Ходийская свита (P_2^{hd}) распространена преимущественно в бассейнах нижних течений рек Катэн (западный блок) и Чукен (восточный блок). В ее составе преобладают кремнистые породы, реже встречаются глинистые и кремнисто-глинистые сланцы, песчаники, алевролиты, вулканиты основного состава и подводно-оползневые брекчии с линзами органогенных известняков и известняковых брекчий. На подстилающей кафэнской свите она залегает согласно, как это установлено в нижнем течении р.Чукен. За границу свит здесь принята подошва первого наиболее мощного пласта кремнистых пород, которые через кремнисто-глинистые сланцы постепенными переходами связаны с алевролитами верхов кафэнской свиты. В других местах контакты между свитами либо тектонические, либо в коренном залегании не наблюдались. Строение нижней части свиты изучено по частым коренным выходам с нижним течением р.Чукен. Здесь выше пласта темно-серых алевролитов кафэнской свиты мощностью около 100 м следуют:

1. Кремнисто-глинистые сланцы зеленовато-серые, постепенно переходящие в серые тонкоплитчатые кремнистые породы.	140 м
2. Песчаники темно-серые мелкозернистые с маломощными (до 0,5 м) прослоями темно-серых алевролитов.	60 "

3. Кремнисто-глинистые сланцы голубовато-серые.	20 м
4. Песчаники серые мелкозернистые до алевритистых	25 м
5. Алевриты темно-серые тонкоплитчатые	40 "
6. Песчаники мелкозернистые темно-серые массивные.	65 "
7. Алевриты темно-серые тонкоплитчатые	25 "
8. Кремнисто-глинистые сланцы зеленовато-серые.	9 "
9. Кремнистые породы тонкоплитчатые (2-5 см) серые и голубовато-серые, чередующиеся с тонкими (1-5 мм) прослоями зеленовато-серых кремнисто-глинистых сланцев.	320 "
Мощность разреза 704 м.	
Наиболее представительным, хотя и неполным, является разрез, изученный по канавам на водоразделе Хака-Катэн:	
1. Диабазы зеленые рассланцованные	45 м
2. Кремнистые породы сероцветные	45 "
3. Кремнисто-глинистые сланцы зеленовато-серые.	140 "
4. Кремнистые породы сероцветные	40 "
5. Алевриты зеленовато-серые	80 "
6. Кремнистые сланцы зеленовато-серые.	50 "
7. Алевриты темно-серые грубоплитчатые	40 "
8. Кремнистые сланцы зеленовато-серые.	40 "
9. Песчаники мелкозернистые зеленовато-серые с прослоями (до 0,5-2 м) зеленовато-серых алевритов.	95 "
10. Подводно-оползневые брекчии с глинистым заполнителем	115 "
11. Вулканы основного состава измененные	15 "
12. Кремнистые сланцы зеленовато-серые	30 "
13. Кремнистые породы сероцветные.	35 "
14. Кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы.	120 "
15. Кремнистые породы зеленовато-серые	55 "
16. Алевриты зеленовато- и темно-серые	60 "
17. Гиадокластиты основного состава темно-зеленые.	50 "
18. Кремнистые породы сероцветные с прослоями кремнисто-глинистых сланцев.	160 "

19. Гиадокластиты основного состава серовато-зеленые.	55 м
20. Алевриты зеленовато-серые.	40 "
21. Кремнистые породы сероцветные.	45 "
Мощность разреза 1375 м.	

Примерно такой же состав свиты выдерживается на значительной площади в бассейнах рек Катэн и Коломи, с тем отличием, что в алевритах среди кремнистых пород наблюдаются маломощные линзы известняков с микрофауной. Самая верхняя часть свиты, закартированная в районе сопки Дубовой, представлена зелеными вулканомитовыми песчаниками и брекчиями, лавами и туфами основного состава мощностью около 600 м. Таким образом, выявляются существенные различия в составе и строении свиты по разные стороны от зоны Центрально-Сихотэ-Алинского разлома. В западном блоке помимо преобладающих кремнистых пород наблюдается широкий спектр вулканогенно-обломочных пород, тогда как в восточном - вулканогенные породы полностью отсутствуют, а роль обломочных отложений сведена до минимума. Мощность всей свиты не менее 1800 м.

Ходийская свита в западном блоке охарактеризована двумя комплексами органических остатков, соответствующих чандалазскому и людянзинскому горизонтам верхней перми. Первый из них, определенный Т.В.Романчук из существенно кремнистых низов свиты, включает остатки фораминифер *Pachyphloia ovata*, *Pachyphloia multisepata* Lange, *P. multisepata* K. M.-MacIay, *Geinitzina pusilla* Gross, (подзона *Lepidolina jabeina* зоны *Parafusulina stricta*) и мшанок *Ulrichotrypella wanneri* (Bassler), *Rhabdomeson* sp. и др. Второй комплекс, обнаруженный в верхах свиты (сопка Дубовая) преимущественно вулканогенно-осадочного состава, содержит многочисленные остатки фораминифер, брахиопод, криноидей (*Cyclocyclon ex gr. mui* J. Dubat. et Snao), аммоноидей и мшанок. По всем группам фауны палеонтологами единодушно признается верхнепермский возраст вмещающих отложений. Т.В.Романчук и в известняках и цементе осадочных брекчий определила *Colaniella parva* (Colani), что позволяет коррелировать отложения с людянзинским горизонтом верхней перми Приморья. Следует однако заметить, что А.И.Павлов, определявший аммоноидеи с сопки Дубовая, относит вмещающие их известняки к кептенскому ярусу верхней перми, т.е. к более низкому чандалазскому горизонту. При крупномасштабном картировании, по-видимому, возможно выделение верхней части свиты в качестве самостоятельного стратиграфического подразделения.

Петрографическое изучение обломочных пород верхней перми показало, что в них в различных количествах присутствует примесь пирокластического материала основного и кислого состава, что

обуславливает туфогенный состав пород и зеленовато-серые тона окраски. Окатанность и сортировка обломочного материала обычно плохие. Впервые в районе в составе кафэнской свиты описаны своеобразные осадочные брекчии. Состоят они из глинистого заполнителя, в который погружены разновеликие (0,2-6 см) остроугольные плоские и изометричные обломки песчаников, вулканитов основного и кислого состава. Предполагается /10/, что они образовались в процессе вулканических извержений и подводного оползания еще неконсолидированного осадка на склонах поднятий.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА(?)

Верхний отдел

Толща диабазов (Т₃?), сложенная диабазами, вариолитами, туфами и гиадокластитам основного состава, туффитами, алевролитами и кремнистыми породами, закартирована в пределах Центрально-Сихотэ-Алинского антиклинория в виде нескольких полос меридионального и северо-западного направлений. Надежных данных о взаимоотношении толщи с верхнепермскими отложениями не получено. Геологическими наблюдениями и данными бурения на месторождении Кафэн /19/ достоверно установлено только то, что она залегает стратиграфически выше верхнепермских отложений, иногда на разных стратиграфических уровнях. Разрезы верхнетриасовых (?) отложений характеризуются значительной фацальной изменчивостью. Наиболее представительный из них описан по частым коренным выходам на правобережье р.Хор, к западу от р.Коломи:

1. Диабазы зеленые с глыбовой отдельностью.	40 м
2. Вариолиты (с хлоритом в вариолях) темно-зеленые массивные	40 "
3. Диабазы зеленые массивные с неправильной плитчатой отдельностью.	205 "
4. Туфы и гиадокластиты основного состава	20 "
5. Алевролиты кремнистые темно-зеленые.	20 "
6. Туфы и лавобрекчии основного состава	20 "
7. Диабазы и их лавобрекчии зеленые	360 "
8. Вариолиты, аналогичные слою 2.	35 "
9. Диабазы зеленые массивные.	125 "
10. Туфы основного состава.	25 "
11. Диабазы зеленые массивные с шаровой и плитчатой отдельностью.	185 "

12. Диабазы зеленые массивные, иногда миндалекаменные.	325 м
Мощность разреза 1400 м.	

Не исключено, что описанный разрез включает тела субвулканических диабазов, выделение которых среди излившихся аналогов затруднительно. Существенно туфовый состав толщи наблюдался в коренных выходах по правобережью р.Катэн, в районе одноименного поселка:

1. Туфы основного состава (I-15 м), переслаивающиеся с кремнистыми туфогенными алевролитами (0,5-2 м).	140 м
2. Туффиты зеленовато-серые с прослоем до 2 м гравелитов	20 "
3. Туфы основного состава зеленые (5-10 м), переслаивающиеся с кремнистыми темно-серыми плотными алевролитами	55 "
4. Туффиты зеленовато-серые.	25 "
5. Туфы основного состава серовато-зеленые (I-5 м), чередующиеся со слоистыми туффитами и кремнистыми алевролитами (0,5-1 м) с растительным детритом	185 "
6. Туффиты зеленовато-серые тонкослоистые.	20 "
7. Алевролиты кремнистые (0,2-0,5 м), переслаивающиеся с зеленовато-серыми туффитами	20 "
8. Туфы основного состава, переслаивающиеся с туффитами и кремнистыми алевролитами; характерны грубоплитчатая отдельность и слоистая текстура в туффитах и кремнистых алевролитах	170 "
9. Песчаники мелкозернистые темно-серые с прослоями черных алевролитов мощностью до 10 см; на плоскостях наложения отмечается редкий углефицированный растительный детрит	45 "
10. Гиадокластиты основного состава зеленые сланцеватые с плохо выраженной слоистостью	330 "
Мощность разреза 1010 м.	

Судя по маршрутным наблюдениям, в выходах диабазовой толщи по рекам Були, Хулигчи и Холи среди вулканитов присутствуют кремнистые породы и подводно-оползневые брекчии, образующие пласты мощностью в десятки метров. Мощности верхнетриасовых отложений 1600 м.

Учитывая, что породы нижнего и среднего триаса на северном Сихотэ-Алине неизвестны, возраст толщи, на основании несогласного (?) налегания ее на верхнепермские отложения и согласного перекрытия краснореченской свитой, принимается условно верхнетриасовым.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ - КРСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

В различных структурно-формационных зонах выделены краснореченская и джаурская свиты.

Краснореченская свита ($T_3 - J_1^{1/2}$) распространена в зоне Центрально-Сихотэ-Алинского антиклинария, в бассейнах рек Килами, Дурмин, Нептту и Були. Ведущую роль в ее составе играют кремнистые породы, алевролиты и песчаники, которые подчинены кремнисто-глинистым сланцам, диабазы и известняки. Согласно контакту свиты с подстилающими отложениями наблюдался только на правом берегу р.Хор, в 4,5 км ниже устья р.Коломи, где он проведен по подошве кремнистых пород, согласно сменяющих вверх по разрезу основные вулканиты верхнего триаса (?).

Неполный разрез низов свиты изучен Н.Г.Осиповым /28/ по линии горных выработок на водоразделе р.Дурмин и руч.Ороченский:

1. Песчаники мелко-среднезернистые с пластами (5-10 м) темно-серых однородных кремнистых алевролитов. 50 м
2. Песчаники, аналогичные слою I, с очень редкими маломощными (до 5 м) пластами алевролитов 29 "
3. Туфы основного состава и тахилиты с маломощными (1,5-2 м) прослоями темно-серых алевролитов. 97"
4. Алевролиты темно-серые массивные; в средней части прослой (2 м) туфов основного состава. 32 "
5. Туфы основного состава зеленовато-серые 59 "
6. Алевролиты кремнистые темно-серые однородные 28 "
7. Туфы основного состава; в верхах пласт кремнистых пород (8 м) 47 "
8. Алевролиты темно-серые однородные; в средней части пласты туфов основного состава (13-15 м) и линзы кремнистых пород 148 "

9. Переслаивание серых кремнистых пород (10-15 м) и туфов основного состава (20-25 м); в средней части прослой алевролитов (3 м) и линзы кремнистых пород (1,5 м). 94 м

10. Кремнистые породы серые массивные с прослоями (1-2 м) туфов основного состава 24 "
- Мощность разреза 608 м.

Предположительно верхняя часть свиты, по данным Н.Г.Осипова /28/, обнажена на правом берегу руч.Ороченский у пос.Дурмин:

1. Песчаники мелкозернистые и алевролитистые. 6 м
 2. Кремнистые породы темно-серые массивные. 15 "
 3. Песчаники мелкозернистые полимиктовые. 10 "
 4. Алевролиты массивные однородные. 2,5 "
 5. Песчаники мелкозернистые полимиктовые. 2,5 "
 6. Алевролиты однородные массивные. 7,5 "
 7. Кремнистые породы темно-серые массивные. 83 "
 8. Алевролиты массивные с прослоем (5 м) мелкозернистых полимиктовых песчаников 47 "
 9. Кремнистые породы пестроцветные. 73 "
 10. Алевролиты массивные с прослоем (5 м) мелкозернистых полимиктовых песчаников 45 "
 11. Кремнистые породы темно-серые, черные 50 "
 12. Алевролиты массивные однородные 27 "
 13. Кремнистые породы сероцветные 5,5 "
- Мощность разреза 374 м.

Видимая мощность свиты по приведенным разрезам составила 982 м. Как видно из разрезов, строение свиты здесь характеризуется переслаиванием кремнистых пород, алевролитов, песчаников и туфов основного состава. При этом кремнистые породы в значительном объеме появляются только в верхах свиты, тогда как в бассейнах рек Були и Нептты они не менее характерны и для низов свиты. Карбонатные отложения в составе свиты в значительном объеме наблюдались только по правому берегу р.Хор, в 2 км ниже устья р.Коломи, где по многочисленным скальным обнажениям изучен следующий частный разрез:

1. Кремнистые породы сероцветные тонкоплитчатые. 70 м
2. Известняки серые и желтовато-серые плитчатые (2-10 см), переслаивавшиеся с сероцветными плитчатыми кремнистыми породами; контакты известняков и кремнистых пород резкие или постепенные через кремнистые известняки 120 "

3. Кремнистые породы сероцветные тонко-плитчатые, переходящие участками в кремнистые известняки. 25 м
4. Известняки серые и желтовато-серые плитчатые 35 "
- 5 Кремнистые породы сероцветные тонко-плитчатые 25 "
6. Известняки тонкоплитчатые (3-10 см), переслаивающиеся с кремнистыми известняками и сероцветными кремнистыми породами 150 "
7. Кремнистые породы серые и зеленовато-серые 45 "
- Мощность разреза 470 м.

Ориентировочная мощность описанных отложений составляет не менее 1800 м. По сходному составу и строению они сопоставлены с краснореченской свитой, верхнетриасовый - нижнеюрский возраст которой в районе г.Хабаровска обоснован находками фораминифер, пелеципод и аммонита /II/. Кроме того, А.Ф.Атрасенко /II/ доказано согласное налегание ниже-среднеюрских отложений хунгарийской свиты с киселевским комплексом радиоларий на кремнистых породах, сопоставленных с краснореченской свитой.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ - ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Джаурская свита ($T_3 - Jd_1$) закартирована в зоне Восточно-Сихотэ-Алинского синклинория (бассейны рек Чуцен, Делуго и Няуха), где она обнажается в ядрах антиклинальных складок в виде нескольких полос северо-восточного простирания. Стратиграфические взаимоотношения свиты с подстилающими отложениями не известны. Свита на 80-90% сложена кремнистыми породами, среди которых залегают редкие пласты кремнисто-глинистых и глинистых сланцев, песчаников и единичные линзы слоистых известняков (рис. I). Характерный и наиболее полный разрез джаурской свиты описан по частым коренным выходам на правобережье р.Делуго:

1. Кремнистые породы однообразные сероцветные тонкоплитчатые с редкими маломощными (0,5-3 см) прослоями кремнисто-глинистых сланцев. 710 м
2. Песчаники мелкозернистые серые массивные; переход их в ниже- и вышележащие кремнистые породы осуществляется через кремнисто-глинистые сланцы. 70 "
3. Кремнистые породы тонкоплитчатые серые и зеленовато-серые. 80 "

СИСТЕМА	ОТДЕЛ	ЯРУС	МАСШ	МОЩНОСТЬ В М	ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД
МЕЛОВАЯ	НИЖНИЙ	ВАЛАНЖИНСКИЙ	$K_4 V$	800	Толща диабазов. Диабазы, их туфы, алевролиты темно-серые, песчаники мелкозернистые, гравелиты. В алевролитах и гравелитах <i>Bucina</i> sp. и обломки раковин бивальмитов
			$K_4 V$	1800	Взаимоотношения не ясны Толща алевролитов и глинистых сланцев. Алевролиты, глинистые сланцы, песчаники серые мелко- и среднезернистые, гравелиты, мелкогалечные конгломераты, туфы основного состава. В алевролитах и глинистых сланцах <i>Bucina</i> cf. <i>terrestris</i> (Laf.), <i>B. cf. fischeriana</i> (Qrb.), <i>B. cf. in-plata</i> (Laf.), <i>B. cf. wolloschitzkyi</i> (Sch.), <i>B. cf. uraticoides</i> (Laf.), <i>B. cf. vereshchagina</i> (Laf.), <i>B. cf. conobryna</i> (Laf.), <i>B. cf. stibica</i> (Sch.), <i>B. cf. hesperidina</i> (Laf.)
ЮРСКАЯ			$J_3 - K_1$	1700	Толща песчаников и алевролитов. Песчаники серые и темно-серые мелкозернистые, алевролиты темно-серые и черные с углеродизированным растительным детритом, конгломераты мелкогалечные, седиментационные брекчи, гравелиты, кремнистые породы серые, сланцы кремнисто-глинистые зеленовато-серые и суровые с радиолариями: <i>Bicosphaera</i> sp., <i>Bicolocapsa</i> sp., <i>Tricolocapsa</i> sp., <i>Lithocapsa</i> sp.
			$J_3 - Jd_1$	1870	Джаурская свита. Кремнистые породы сероцветные, реже суровые, сланцы кремнисто-глинистые и глинистые, песчаники мелкозернистые темно-серые, единичные линзы слоистых известняков. В кремнистых породах радиоларии: <i>Bicolocapsa in-plata</i> (Laf.), <i>Tricolocapsa pauperata</i> (Laf.), <i>T. elongata</i> (Laf.), <i>Trisphaera fistulistylus</i> (Laf.) и др.

Примечание. Стратиграфическая колонка изображает разрез Восточно-Сихотэ-Алинского синклинория

Рис. I. Стратиграфическая колонка

Перерыв в наблюдениях.

4. Кремнистые породы сероцветные с редкими маломощными (0,5–3 см) прослоями кремнисто-глинистых сланцев. 300 м

5. Кремнисто-глинистые сланцы, участками переходящие в кремнистые алевролиты серые, зеленовато-серые, редко вишневые 105 "

6. Кремнистые породы сероцветные с единичными линзами туфов основного состава. 190 "

7. Алевролиты кремнистые, кремнисто-глинистые сланцы зеленовато- и коричневатосерые. 415 "

Мощность разреза 1870 м.

Двучленное строение свиты, при котором верхи ее (пачка 7) сложены кремнисто-глинистыми сланцами и алевролитами различной (от первых десятков до нескольких сотен метров) мощности, выдерживается на многих участках.

Изученные отложения обнаруживают большое сходство с триасово-юрской джаурской свитой, распространенной в бассейнах рек Анжы и Джаур, с которой они и сопоставляются. По р. Чуken в ней Л.М.Олейник определила верхнетриасовые радиолярии, *Dicelocarpa inclusa* Hinde, *Tricolocarpa pauperata* Rüst, *T. elongata* Pantanelli, *Trisphaera fistulistylus* Zhamoidea, а в перекрывающей ее толще кремнисто-терригенного состава, по данным В.К.Елисеевой /20/, содержатся радиолярии поздней юры – раннего мела (определения Р.Х.Липман). Таким образом, имеющийся фактический материал подтверждает правомерность корреляций кремнистых отложений Центрально-Сихотэ-Алинского синклиория с джаурской свитой, однако вопрос о ее верхней возрастной границе остается открытым. Необходимо добавить, что в одном из шлифов с радиоляриями Л.М.Олейник обнаружила плохой сохранности остатки конодонтов мезозойского облика, дальнейшие сборы и определение которых помогут, вероятно, уточнить возраст джаурской свиты.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Нижний – средний отделы

Хунгарийская свита (J_{1-2}^{Hn}) закартирована в Центрально-Сихотэ-Алинском антиклинории, в бассейнах рек Сои, Сакбяза, Немпта, Хулигчи и Сидими. Она согласно наращивает разрез краснореченской свиты и отделяется от последней мощной

пачкой алевропсаммитовых пород, которая принимается за подошву свиты. По данным Н.Г.Осипова /28/, в бассейне руч.Ороченский выявляется трехчленное строение свиты. Низы ее сложены преимущественно серыми мелко-среднезернистыми полимиктовыми песчаниками, средняя часть – темно-серыми массивными и слабо рассланцованными алевролитами, верхняя – сероцветными кремнистыми породами. Более однообразный существенно алеврито-глинистый состав с подводно-оползевыми брекчиями присущ выходам свиты в бассейнах рек Немпта и Хулигчи. В истоках р.Сои и на водоразделе Коломи и Талу-Макчи среди алевролитов наблюдались линзы и пласты мощностью до 100 м и протяженностью около 3 км серых плитчатых хемогенных известняков, переслаивавшихся с кремнистыми породами.

Мощность хунгарийской свиты ориентировочно равна 1750 м. Ее возраст принят на основании определения Т.В.Романчук /II/ ниже-среднеюрских радиолярий и присутствия юрского спорово-пыльцевого комплекса в аналогичных отложениях на соседней с севера площади /9/. На рассматриваемой территории в хунгарийской свите собраны остатки ростров белемнитов, напоминающих, по мнению Е.П.Брудницкой, юрские и меловые формы. Учитывая эти данные и то, что хунгарийская свита согласно залегает на отложениях, сопоставленных с краснореченской свитой, можно предполагать, что время формирования осадков относится к ранней-средней юре.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ – МЕЛОВАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Толща песчаников и алевролитов (J_3-K_1) закартирована в бассейнах рек Чуken, Делюга и Лев.Тык-па на значительной площади. Взаимоотношения ее с подстилающей джаурской свитой на площади листа неоднозначны. По левобережью р.Чуken, в 1,5 км выше устья р.Дзава, на кремнистых породах джаурской свиты она залегает с размывом, выраженным базальным горизонтом дресвянистых брекчий мощностью около 6 м. Признаки размыва и, вероятно, углового несогласия еще более отчетливо выявляются по левобережью р.Чуken у южной границы листа, где основание толщи представлено мощной (30–50 м) пачкой конгломератов и гравелитов, в гальке которых присутствует большое количество кремнистых пород, характерных для джаурской свиты. Изучение контакта с проходкой канав в приустьевой части р.Делюга свидетельствует в пользу согласных взаимоотношений между ними, хотя скрытое несогласие не исключено. Разрез толщи изучен по частым береговым обнажениям р.Делюго:

1. Песчаники темно-серые грубоплитчатые (10-50 м) с маломощными (до 1 м) прослойками темно-серых алевролитов.	130 м
2. Алевролиты кремнистые зеленовато-серые массивные.	30 "
3. Песчаники серые мелкозернистые, содержащие иногда остроугольные обломки черных алевролитов.	40 "
4. Алевролиты темно-серые до черных, слабо сланцеватые.	120 "
5. Алевролиты кремнистые зеленовато-серые	50 "
6. Кремнистые породы сероцветные тонкоплитчатые.	45 "
7. Алевролиты темно-серые до черных, аналогичные слою 4.	155 "
8. Песчаники серые и желтовато-серые мелко-среднезернистые с редкими маломощными (5-10 м) пластами и прослоями (0,5-1 м) черных, иногда углистых алевролитов	340 "
9. Алевролиты темно-серые плитчатые, нередко с тонкой горизонтальной слоистостью.	60 "
10. Песчаники серые мелкозернистые массивные с редкими маломощными (0,1-0,5 м) прослоями алевролитов.	60 "
11. Алевролиты, аналогичные слою 9.	40 "
12. Песчаники серые мелкозернистые однородные и слоистые с редкими маломощными (0,3-0,5 м) прослоями алевролитов.	230 "
13. Седиментационные брекчии, обломочный материал которых представлен преимущественно алевролитами	30 "
14. Песчаники серые мелкозернистые массивные.	80 "
15. Алевролиты темно-серые иногда слоистые.	70 "
16. Песчаники серые мелко-среднезернистые (20-40 м), чередующиеся с алевролитами темно-серыми (20-30 м).	100 "
17. Алевролиты темно-серые сланцеватые.	80 "

Мощность разреза 1660 м.

В бассейне р.Диазкчи (левобережье р.Чукен) толща сложена почти исключительно песчаниками и осадочными брекчиями, часто с обломками известняков размером до 5 см. Они представляют собой продукт размыта верхнепалеозойских отложений, поскольку в одном

из обломков удалось обнаружить среднекаменноугольные фораминиферы.

Приблизительная мощность толщи равна 1700 м. В общем стратиграфическом разрезе района она занимает положение между триасово-юрской джаурской свитой и валанжином. В кремнистых алевролитах толщи, по данным В.К.Елисеевой /20/, содержатся радиолярии *Gelosphaera* sp., *Discolosara* sp., *Tricolosara* sp., *Lithosara* sp., характерные, по мнению Р.А.Липман, для верхней юры - нижнего мела. Вышеприведенные данные, а также хорошая сопоставимость с аналогичными отложениями бассейна р.Ануй /6/, позволяют датировать описанную толщу верхней юрой - нижним мелом.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ - МЕЛОВАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ (?)

Гнейсы очковые биотитовые; кварциты и гнейсы силлиманит-биотитовые; филлиты, метаалевролиты, метапесчаники, сланцы альбит-актинолитовые и двуслюдяные (P_2-K_1 ?) закартированы в Хорском тектоническом блоке, обнажающемся в зоне Центрально-Сихотэ-Алинского разлома. Общая протяженность блока около 100 км, наибольшая ширина в средней части 7 км. Автором изучена только юго-западная его часть длиной 56 км. Метаморфизованные породы блока имеют тектонические границы со свитой Кандахэ верхнемелового возраста и с валанжинскими отложениями. По пространственному размещению, составу и степени метаморфизма породы блока разделяются на три ассоциации, каждая из которых слагает в основном самостоятельные линейные тектонические блоки, стратиграфическое положение которых относительно друг друга не ясно.

Гнейсы очковые биотитовые распространены в осевой части Хорского блока в виде линзы длиной около 50 км и максимальной шириной 3,5 км. Они являются продуктом избирательной метасоматической гранитизации филлитов и двуслюдяных микрокристаллических сланцев и имеют скорее структурное, чем стратиграфическое значение. Наиболее интенсивная гранитизация, вплоть до образования метасоматических гранитов, проявилась в центральной части выходов гнейсов. В краевой зоне среди очковых гнейсов (очень редко в центре) сохраняются полосчатые реликты биотитовых гнейсов и в отдельных участках (р.Ку, руч.Верх.Буге) обнаруживаются постепенные переходы гнейсов в слюдяные сланцы и слабо метаморфизованные пелиты. Пространственное размещение про-

дуктов полевошпатового бластеза подчинено ореолу гранитизации и согласуется с метаморфической зональностью пород Хорского блока. Если считать кристаллизационную сланцеватость и метаморфическую полосчатость совпадающими с первичным напластованием пород, можно допустить, что разрез наращивается в юго-восточном направлении. Полевые наблюдения показывают, что исходный состав пород был довольно однообразен и представлен преимущественно алевропелитами. Мощность фельдшпатизированных очковых гнейсов с прослоями обычных гнейсов и кристаллических сланцев оценивается в 1500 м.

Порфиробластические очковые гнейсы внешне довольно разнообразны, облик которых меняется от места к месту в связи с вариациями в содержании и размерности очковых и линзовидно-очковых выделений плагиоклаза (олигоклаза и андезина) и кварц-полевошпатовых сегрегаций, степени милонитизации и структурно-текстурных особенностей. Усредненный их состав следующий (в %): кварц (20-25), калишпат (0-20), плагиоклаз в порфиробластах (10-50); биотит (5-20), гранат (1-3) и силлиманит (0-3). Порфиробласты, представленные в основном олигоклазом, имеют округлую, овальную и реже таблитчатую форму размером от 1 до 5-8 мм, часть с вросками кварца и биотита. Основная ткань сложена биотит-кварц-полевошпатовым агрегатом, имеющим лепидогранобластовую структуру и гнейсовидную текстуру. Порфиробластез протекал в условиях интенсивного стресса, что обусловило почти повсеместное образование катакlastических и бластомилонитовых структур.

Кварциты и гнейсы силлиманит-биотитовые залегают в тектонической пластине длиной 30 км и максимальной шириной около 1 км. Вдоль западной ее границы распространены преимущественно светлые слюдястые кварциты. Гнейсы силлиманит-биотитовые сосредоточены в центральной части блока. С кварцитами они образуют постепенные переходы и тонкое (1-10 см) переслаивание. Полевошпатовые кварциты, ассоциирующие с гнейсами и слюдястыми кварцитами, распространены преимущественно вдоль восточной границы блока, сопровождая зону разлома. Первичными породами, по мнению автора, могли быть переслаивавшиеся между собой песчаники, алевролиты и, возможно, кремнистые породы. Кварциты, судя по приуроченности их к зонам разломов, имеют, очевидно, метасоматическое происхождение и возникли в регрессивную стадию кислотного выщелачивания биотитовых гнейсов.

Гнейсы силлиманит-биотитовые - серые плитчатые породы, имеющие гнейсовую текстуру, лепидогранобластовую и анизодиаметричную структуры. Состоят (в %) они из кварца (20-30), олигоклаза (20-30), калишпата (20-30), биотита (7-10), мусковита (3-4) и силли-

манита-фибrolита (5-10). Силлиманит-биотитовые гнейсы связаны постепенными переходами с кристаллическими сланцами, в которых резко (до 40-50%) увеличивается количество темноцветных минералов и практически исчезает калишпат. Кварциты имеют светло-серый цвет, плитчатую отдельность, grano- и гетерогранобластовую структуру, массивную и сланцеватую текстуру. Состоят они на 80-90% из гранобластового изодиаметрического агрегата кварца с размером зерен 0,1-0,3 мм. В различных количествах (10-20%) попеременно присутствуют гранат, плагиоклаз, мусковит и биотит, обуславливающие образование различных петрографических типов кварцитов.

Мощность гнейсо-кварцитовой пачки около 500 м.

Филлиты, метаалевролиты, метапесчаники, сланцы альбит-актинолитовые и двуслюдяные представляют третью, наиболее разнообразную группу пород, обрамляющих очковые гнейсы с обеих сторон. На северо-востоке (за пределами территории) и юго-западе обе полосы различных сланцев в связи с "выклиниванием" очковых гнейсов смыкаются и образуют единое поле шириной 1-3 км.

С гнейсо-кварцитовой полосой и частично с очковыми гнейсами сланцы граничат по разломам. Строение и состав описываемых образований западного обрамления очковых гнейсов лучше всего изучены в левом борту р. Ку. Здесь гофрированные и окремненные филлиты и различные сланцы наблюдаются между двумя разобщенными выходами очковых гнейсов, с которыми они связаны единой метаморфической зональностью. Последняя выражена в постепенном увеличении степени перекристаллизации алевропелитовых сланцев, увеличении размерности метаморфических минералов, исчезновении реликтовых осадочных структур и текстур, зарождении и постепенном увеличении количества порфиробластов плагиоклаза и синметаморфических кварц-полевошпатовых сегрегаций. Порфиробластез, как правило, развивается послойно и избирательно, в результате чего наблюдается неоднократное чередование обычных сланцев и гнейсов с их порфиробластическими разновидностями. Все породы нередко интенсивно рассланцованы, иногда милонитизированы и в различной степени подвержены низкотемпературным диафорическим изменениям - окварцеванию и серицитизации.

В сланцевой полосе по восточному обрамлению очковых гнейсов помимо метапелитовых и метасаммитовых сланцев присутствуют прослои и пласты мощностью до 10 м зеленокаменных сланцев альбит-актинолитового состава. Некоторые из биотитовых сланцев (филлитов) обнаруживают типичную роговиковую структуру и массив-

ную текстуру. Большинство других разновидностей пород характеризуется микролепидогранобластовой структурой и сланцеватой текстурой. В отдельных участках отчетливо сохраняется реликтовая слоистость осадочных алевропелитовых пород, бластопелитовая и бластоалевритовая структура.

Юго-западная оконечность Хорского тектонического блока сложена более разнообразным комплексом пород – метаморфизованными глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, метапесчаниками, зелеными хлорит-альбит-актинолитовыми сланцами, измененными подводно-оползевыми брекчиями и кремнистыми или окремненными породами.

Все эти слабо метаморфизованные отложения с реликтами первичного состава и структуры, за счет которых возникли более глубоко метаморфизованные образования, хорошо сопоставляются с кремнисто-вулканогенно-терригенными сложениями геосинклинального комплекса, распространенными на площади листа. Однако принадлежность их к какому-либо стратиграфическому подразделению не определена ввиду их сходства между собой, и поэтому они датируются в широком диапазоне как верхняя пермь – нижний мел. Сходство первичного вещественного состава в различной степени метаморфизованных пород подтверждается геохимическими данными, полученными при изучении разреза по руч. Верх. Буге. Рассматриваемые образования не являются принадлежностью фундамента Сихотэ-Алинской складчатой области, поскольку для него характерен совершенно иной формационный состав пород (графические сланцы, железистые кварциты, карбонатные породы) и широтный или северо-западный структурный план. С другой стороны, аналогичные, как и в Хорском блоке, метаморфические породы известны на Сихотэ-Алине среди перми в Хасанском и других районах, наблюдались автором в верховьях р. Кафэ, на соседней с юга территории. Характерной их особенностью является локализация в узких зонах смятия среди пород геосинклинального комплекса.

Самыми ранними исследованиями /16, 20/ метаморфические породы блока не расчленялись на пара- и ортопороды и относились по глубокой степени метаморфизма к докембрию. Позднее при углубленном изучении возникло несколько точек зрения о том, что метаморфизованные породы не являются выступом древнего фундамента, а представляют собой те же геосинклинальные отложения, что и в обрамлении блока, но преобразованные в зоне глубинного разлома в меловое время. Г.И. Степанов /9/ считал, что очковые гнейсы являются бластомилонитами по гранитоидам позднего мела, а вмещающие их породы – метаморфизованными аналогами триасово-юр-

ской джаурской свиты. Д.А. Кириков, по результатам тематического изучения в 1961–1962 гг., рассматривал очковые гнейсы и различные сланцы как метаморфизованные в зоне разлома верхнепермские – юрские породы. Б.А. Иванов /2/ на основании изучения полевых материалов Д.А. Кирикова пришел к выводу, что очковые гнейсы и сланцы являются позднемеловыми ультрамилонитами и бластомилонитами по гранитоидам, сформированным в высокотемпературных условиях в связи с движениями по Центрально-Сихотэ-Алинскому разлому. Ближайшее этому объяснение приведено Л.И. Красным /5/ в работе по тектонике Хабаровского края.

Несколько другие представления о возрасте и генезисе метаморфических пород отражены Е.Б. Бельтеновым /14/ в объяснительной записке к геологической карте Сихотэ-Алиня масштаба 1:500 000. Метаморфические породы отнесены им к образованиям фундамента Сихотэ-Алинской складчатой области и индексированы силуром-девонем, а маломощные тела катаклазированных гранитоидов – к раннему мелу.

Биотитовые и двуслюдяные сланцы Хорского блока и часть гранитизированных пород обнаруживают некоторое сходство с метаморфизованными породами бассейна р. Анхой, которые М.В. Мартынюком /6/ рассматриваются как выступ фундамента верхнепротерозойского или нижнепалеозойского возраста, а К.Ф. Клычко /21/ – измененными диномотермальным метаморфизмом палеозойскими отложениями.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Н и ж н и й о т д е л

Баланжинский ярус

Баланжинские отложения на площади листа пользуются значительным распространением. Формирование их происходило в различных структурно-формационных зонах, что существенным образом отразилось на их составе и степени изменения. В каждой из зон по литологическому составу они подразделены на две толщи.

Зона Западно-Сихотэ-Алинского синклинария

Толща песчаников и гравелитов (K_1v^1) распространена в северо-западной части листа (бассейн рек Дурмин и Мал. Сидими), где залегает несогласно на более древних отложениях мезозоя. Базальные слои, по данным Н.Г. Осипова /28/,

представлены гравелитами, мелкогалечными конгломератами и грубо-зернистыми песчаниками. Выше по разрезу присутствуют алевролиты, андезиты и их туфы. Разрез низов толщи в истоках ручьев Ороченский и Кабаний следующий:

1. Песчаники серые полевошпатово-кварцевые грубозернистые с пластом (8 м) гравелитов в основании. 46 м
 2. Гравелиты и мелкогалечные конгломераты. 19 "
 3. Песчаники серые полимиктовые неравномернозернистые; в подошве и кровле прослой (10-15 см) темно-серых однородных алевролитов с фауной *Corbicula* sp. indet. 57 "
 4. Гравелиты и мелкогалечные конгломераты. 17 "
 5. Песчаники темно-серые неравномернозернистые с гравием, галькой или линзами (0,5-3 м) гравелитов, мелкогалечных конгломератов, реже алевролитов. 62 "
- Мощность разреза 201 м.

На водоразделе ручьев Хвоцевый и Кошин вышеприведенный разрез наращивается вначале песчаниками с линзами гравелитов, а затем песчаниками, переслоенными через 10-30 м туфами основного состава. Мощность пачки около 500 м. Верхняя часть разреза мощностью около 130 м сложена переслаивающимися песчаниками и алевролитами. Фациальный состав толщи по простиранию не выдержан. С юга на север и далее на северо-восток за пределы рассматриваемой территории в ней появляется все больше туфов и лав среднего состава, мелкогалечных конгломератов и гравелитов. Общая мощность толщи около 900 м.

Толща алевролитов и песчаников (K_1v^2) выделена в верхнем течении рек Дурмин и Килами. Граница ее с нижней толщей валанжина проводится по подошве первого пласта алевролитов или алевритистых песчаников. На правобережье р. Мал. Сидими, по данным Н. Г. Осипова /28/, на кристаллокластических туфах подстилающей толщи согласно залегают:

1. Песчаники зеленовато-серые алевритистые с текстурами взмучивания. 32 м
2. Туфы андезитов буровато-серые кристаллокластические. 10 "
3. Песчаники зеленовато-серые алевритистые полимиктовые с маломощными (1,5-2 м) прослоями алевритов и мелкозернистых песчаников. 93 "
4. Алевролиты зеленовато-серые песчаные. 60 "

5. Туфы андезитов буровато-серые кристаллокластические с прослоями (0,3-0,6 м) туфогенных алевролитов и пепловых туфов. 23 м
- Мощность разреза 375 м.

Верхи толщи на правобережье р. Дурмин имеют следующее строение:

1. Алевролиты темно-серые однородные; в подошве и кровле слои (8-10 м) мелкозернистых песчаников с линзами (1-3 м) гравелитов и мелкогалечных конгломератов; в песчаниках фауна *Corbicula amagovir ensis* Kob. et Sur. 48 м
 2. Алевролиты темно-серые с прослоями (10-15 см) алевритистых песчаников. 20 "
 3. Алевролиты темно-серые однородные с прослоями (15-20 см) силицифицированных туфов. 29 "
 4. Песчаники серые мелкозернистые полимиктовые (3-5 м), переслаивающиеся со светло- и темно-серыми однородными алевролитами (2-15 м). 73 "
 5. Алевролиты темно-серые с примесью псаммитового материала. 35 "
 6. Алевролиты темно-серые однородные; в средней части линзы (1-1,5 м) алевролитов с редкой галькой; в основании слой (12 м) светло-серых алевритистых песчаников с флорой *Onychiopsis psilotoides* (St. et Webb), *Nilssonina* cf. *Schmidtii* (Heer) Sew., *Podozamites* ex gr. *lanceolatus* Z. et H. 30 "
- Мощность разреза 235 м.

Литологический состав толщи относительно выдержан по простиранию, при этом подмечено, что к верхам разрез ее обогащается более тонкозернистыми осадками. Общая мощность толщи 400 м.

В обеих толщах собраны одинаковые остатки фауны и флоры, по которым возраст вмещающих отложений определяется нижнемеловым. Валанжинский возраст, с некоторой долей условности, принят на основании находок в нижней толще пелеципод *Buchia* cf. *volgensis* (Zah.), *B. sibirica*, *B. uncitoides*, *Corbicula amagovir ensis* Kob. et Sur. (определения А. И. Якушиной и Л. Д. Третьяковой) и корреляции с валанжинскими отложениями бассейна р. Няуха.

Зоны Центрально-Сихотэ-Алинского антиклинория
и Восточно-Сихотэ-Алинского синклинория

Толща алевролитов и глинистых сланцев (K_1v^1) закартирована в линейных тектонических блоках, примыкающих к зонам Центрально-Сихотэ-Алинского, Няухинского и Катэнского разломов. Основание толщи наблюдалось только по правобережью р.Дзава, где оно представлено базальным горизонтом мелкогалечных конгломератов мощностью около 8 м, залегающим несогласно на кафэнской свите. Контакт вертикальный или подвернут под верхнепермские отложения. Присутствие грубообломочных пород в основании толщи в других местах дает основание предполагать ее несогласное налегание и на триасово-юрские породы.

Разрез толщи, изученный автором /10/ по разрозненным коренным выходам на правобережье р.Дзава, следующий:

1. Алевролиты черные тонкоплитчатые с базальным горизонтом (8 м) мелкогалечных конгломератов. 110 м
2. Алевролиты темно-серые, иногда переходящие в алевритистые черные песчаники. 100 "
3. Песчаники мелкозернистые серые и зеленовато-серые 50 "
4. Алевролиты темно-серые тонкоплитчатые с редкими маломощными (1-10 м) прослоями и линзами мелкозернистых темно-серых песчаников. 300 "
5. Песчаники мелкозернистые зеленовато-серые, реже темно-серые с линзами и прослоями (1-10 м) алевролитов 400 "

Мощность разреза 960 м.

Приведенный состав толщи хорошо выдерживается по простиранию более чем на 30 км от р.Чукен до р.Танду-Виосани. Весьма близкое описанному строение толщи наблюдается по левобережью р.Хор и в бассейне р.Коломи. Существенно псаммитовый состав толщи отмечен в узкой полосе тектонического блока, прослеживающегося от р.Сои до р.Кафе. Полная мощность толщи составляет не менее 1800 м.

Толща диабазов (K_1v^2) распространена в линейном тектоническом блоке северо-восточного направления на левобережье р.Хор. Она на 60-70% сложена серовато-зелеными и зелеными эффузивами основного состава и их туфами, среди которых повсеместно наблюдаются пласты и пачки переслаивания мощностью до

100 м массивных алевролитов и песчаников, редкие линзы гравелитов. Состав толщи фациально не выдержан. С юго-запада на северо-восток доля осадочных пород в ней сокращается, а вулканитов увеличивается. Мощность толщи достигает 800 м.

Возраст описанных двух толщ датируется валанжином на основании сборов одинаковых остатков пеллеципод, среди которых Л.Д.Третьяковой определены *Buchia* cf. *terebratuloides* Lah., *B. cf. fischeriana* (Orb.), *B. cf. inflata* (Toula.), *B. cf. wollosowitschi* (Sok.), *B. cf. uncitoides* (Pavl.), *B. cf. sibirica* (Sok.) и др. Ранее В.И.Бодылевской, по сборам В.К.Елисеевой /20/, из нижней толщи определил *Buchia* cf. *keyserlingi* Lah., *B. cf. vereshagiana* Konovalov sp. nov., *Lima* cf. *consovbiana* Pchel., которые, по его мнению, имеют валанжинский возраст.

Из предшествующего описания следует, что в мезозойском геосинклинальном комплексе, по валанжин включительно, широко распространены обломочные, вулканогенные, кремнистые и глинистые породы. Среди обломочных осадочных пород преобладают полимиктовые и кварц-полевошпатовые песчаники, которым подчинены алевролиты, подводно-оползневые брекчии, гравелиты и конгломераты. Петрографическим изучением /10, 28/ установлено, что в обломочных породах мезозоя, по сравнению с верхнепермскими, резко снижена примесь пирокластического материала, в них лучше проявлена сортировка кластического материала, состав которого более разнообразен. В псаммитовых породах — это кварц и плагиоклаз с примесью обломков спилитов, кремнистых пород и измененных вулканитов кислого состава, представляющих собой продукт разрушения верхнепалеозойских эвгеосинклинальных отложений. В псефитовых, наиболее характерных для верхнеюрских-нижнемеловых отложений, к названным породам добавляются алевролиты, глинистые сланцы, песчаники, известняки, жильный кварц.

Вулканические породы представлены лавами (спилиты, диабазы), туфами и гналокластитами основного состава. Среди туфов преобладают псаммитовые кристаллолитокластические, встречаются также пелитовые и псефитовые. Присутствуют вулканогенно-осадочные породы с различными соотношениями пирокластического и осадочного материала.

Кремнистые породы преимущественно сероцветные, реже зеленые, темно-серые и сургучные. Микроскопически в них определяются криптокристаллическая и органогенная структуры, массивная и псевдобрекчиевая текстуры. Они почти целиком состоят из микроили криптокристаллического агрегата кварца и редких чешуек серпичита и хлорита. При обогащении кремнистых пород глинистым веще-

ством они постепенно переходят в кремнисто-глинистые сланцы с пелитовой и алевропелитовой структурами и сланцеватой текстурой.

Н и ж н и й — в е р х н и й о т д е л ,
а л ь б с к и й — с е н о м а н с к и й я р у с ы

Толща алевролитов и песчаников (K_{al-s}) закартирована на небольшой площади по левобережью нижнего течения р. Сукпай. Взаимоотношение ее с подстилающими отложениями не ясно. Преобладающими породами в составе толщи являются алевролиты, содержащие пакки мощностью до 200 м темно-серых до черных мелко-среднезернистых песчаников, прослои и маломощные (1-10 м) пласты гравелитов и мелко-среднегалечных конгломератов. Алевролиты часто углистые, содержат обильный растительный детрит и редкие отпечатки растений. В разрезе по левобережью р. Сукпай видимые низы альб-сеноманских отложений представлены преимущественно алевролитами, средняя часть — песчаниками и верхняя — алевролитами, переслаивающимися с песчаниками, гравелитами и конгломератами. В составе обломочного материала псефитовых пород преобладают кислые вулканы, реже песчаники и алевролиты. Окатанность и сортировка обломков плохие. Часть из них возможно имеет пирокластическое происхождение.

Видимая мощность толщи около 800 м. В ней собраны растительные остатки *Birisia acuta* Samyl., *Gleichenia zippei* (Corda) Heer., *Cladophlebis* cf. *oerstedtii* (Heer) Sew., *Protophyllocladus* cf. *polymorphus* Lesq., *Phoenicopsis* и *Sphenobaiera* sp. indet., характерные, по мнению М.М. Кошман, для верхов нижнего — низов верхнего мела. В.Н. Верещагиным из сборов А.К. Салдугеева /35/ по правобережью р. Сукпай был определен аммонит *Fuzovia* sp. indet. альб-туронского возраста, а В.А. Самылиной — отпечатки папоротников *Asplenium dicksonianum* Heer, *Cladophlebis jelisejevii*, *Cyparissidium gracile* Heer сеноман-турона.

В е р х н и й о т д е л

С а м а р г и н с к а я с в и т а (K_{2-m}) распространена в северо-западной части листа, в бассейнах верхних течений рек Верх. Толчи, Лонто, Мидза и Килами. Остатки покровов андезитов, отнесенных к этой свите, известны на левобережье р. Хор, у западной границы листа и на правом борту руч. Дорожный. На соседней с запада территории листа А.А. Козловым /4/ аналогичные образования сопоставлены с маломихайловской свитой.

Толща, залегающая субгоризонтально с резким угловым несогласием на отложениях складчатого структурного этажа, на аэрофотоснимках оконтуривается по массивным формам и уступу в рельефе. Низы ее сложены темно-серыми с желтоватым оттенком андезитами (табл. I). Гипсометрически выше они сменяются сначала сургучными порфировыми, а затем серыми афировыми и порфировыми андезитами. Верхи толщи (водораздел Лонто-Томма-Сикчи) сложены туфами андезитов псаммито-псефитовой размерности мощностью 15-20 м.

Некоторые из образцов андезитов имеют сравнительно высокую (до $2000 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС) магнитную восприимчивость, вследствие чего на аэромагнитной карте площадь их распространения характеризуется повышенным (до 800 г) значением магнитного поля. Плотность их равна 2,6-2,7 г/см³. Полная мощность свиты не превышает 200 м.

Свита занимает самое низкое стратиграфическое положение среди позднемеловых вулканитов и на соседней с запада территории листа /4/ охарактеризована сенон-датским комплексом растительных остатков. Учитывая, что она прорывается, по данным Н.Г. Осипова /28/, субвулканическими дацитами с радиологическими датировками 89 и 90 млн. лет — для нее принимается позднемеловой возраст.

П р и м о р с к а я с в и т а (K_{2-l}) распространена ограниченно на водоразделе Лонто-Мидза, в истоках р. Килами и в междуречье Чуken-Кафэ. Состав ее в различных выходах не постоянен. В бассейнах рек Мидза и Килами она сложена слабо сцементированными светло-серыми, белесыми и зеленовато-серыми туфами различной размерности, имеющими плитчатую отдельность и, нередко, градиационную слоистость. Мощность их составляет около 150 м. На водоразделе Чуken-Кафэ широко представлены кристаллоигнибриты липаритов с хорошо выраженной псевдофлюидальной текстурой. Из всех пород района описываемые имеют самую низкую плотность (2,2-2,5 г/см³) и практически немагнитны.

Общая мощность кислых вулканитов не превышает 180 м.

Палеонтологические и радиологические датировки возраста описываемых вулканитов отсутствуют. Геологическими наблюдениями установлено их налегание на самаргинскую свиту андезитов и прорывание позднемеловыми субвулканическими гранит-порфирами. По составу и геологическому возрасту кислые вулканы сопоставлены с приморской свитой, выделяющейся в истоках р. Бикин /1/.

Д а т с к и й я р у с

С в и т а К а н д а х о (K_{2-n}) закартирована в узких (0,5-4 км) грабенах вдоль зоны Центрально-Сихотэ-Алинского раз-

Петрографическая характеристика

Порода, индекс	Состав, %	
	вкрапленников (обломков)	основной массы
I	2	3
Автомагматическая брекчия липаритов (λP_2)	Кварц - 20, плагиоклаз - 25, калишпат - 15, биотит - 1-3, обломки пород, алевриты, спилиты - до 10	Кварц-полевошпатовый агрегат - 30
Диабазы (βJ_{1-2})	Плагиоклаз альбитизированный - 50-60, пироксен (авгит) - 40-45, биотит - 1-5	
Гранодиорит-порфиры ($\gamma \delta \pi K_2$)	Плагиоклаз - 20-30, кварц - 10-15, пироксен - 10-15, калишпат - 3-5, биотит - 2-3	Кварц, полевой шпат - 40
Диоритовые порфиры ($\delta \pi K_2$)	Плагиоклаз (андезин) - 30-40, кварц - 5, разложенный темно-цветный минерал	Кварц-полевошпатовый агрегат - 40-50
Липариты субвулканические (λK_2)	Кварц - 10, калишпат - 10-15, плагиоклаз - 10, биотит - 0-2	Кварц-полевошпатовый агрегат - 60-70
Гранит-порфиры субвулканические ($\gamma \pi K_2$)	Кварц - 5-10, калишпат - 10, плагиоклаз - 10-15	Кварц - 30, полевые шпаты - 35-40

Таблица I

субвулканических и эффузивных пород

Структура		Текстура	Минералы	
породы	основной массы		акцессорные	вторичные
4	5	6	7	8
Кристалло-кластическая	Микрофельзитовая	Массивная, флюидальная	Циркон, ортит	Серицит, хлорит, пренит
Офитовая		Массивная	Сфен, апатит, ильменит, магнетит	Хлорит, альбит, серицит, лейкоксен
Порфировая	Микрогранитовая	Массивная	Апатит, циркон, ильменит	Хлорит, серицит
Порфировая	Микропризматическая	Массивная	Апатит, циркон, ильменит	Хлорит, эпидот, серицит
Порфировая	Фельзитовая сферолитовая	Массивная, флюидальная	Циркон, монацит	Кварц, серицит
Порфировая	Микрогранитовая гранофировая	Массивная	Циркон, монацит	Серицит, хлорит

1	2	3
Андезиты (αK_2)	Плагиоклаз (андезин) - 15, пироксен (авгит) - 5	Стекло с микролитами плагиоклаза - 80
Кристаллогнимбриты липаритов ($K_2 P_1$)	Кварц - 15-20, плагиоклаз - 10-15	Микрофельзитовый агрегат - 70
Андезиты ($K_2 K_n$)	Плагиоклаз (андезин) - 10, хлоритизированный темноцветный минерал - 1-5	Хлоритизированное стекло с микролитами плагиоклаза - 85
Андезито-базальты ($P_2 K_2$)	Плагиоклаз - 0-3, пироксен (авгит) - 0-2	Разложенное стекло с микролитами плагиоклаза - 95

Продолжение табл. I

4	5	6	7	8
Порфировая	Микролитовая пилотакситовая	Массивная	Магнетит, ильменит	Хлорит, серицит, пренит
Кристалло-кластическая	Стекловатая	Массивная флюидальная	Циркон, ильменит	
Порфировая миндалека-менная	Пилотакситовая гиалопилитовая	Массивная	Магнетит, ильменит, сфен	Хлорит, кальцит, пренит
Афировая порфировая	Витрофировая гиалопилитовая	Массивная флюидальная	Магнетит, ильменит	Серпентин, хлорит, лейкоксен

лома и объединяет отложения, имеющие приразломный характер. В верховьях р. Саланка свита разделяется на две узкие (600–1000 м) прямолинейные полосы, одна из которых (восточная) приурочена к долине р. Хор и обнажена только на отдельных участках. С окружающими образованиями свита почти всюду граничит по тектоническим разрывам и только, по-видимому, в междуречье Сои – Чукена она неогласно налегает на метаморфические породы. Состав свиты по простираю очень неустойчив. В юго-западной части она сложена мелкогалечными конгломератами с маломощными (1–5 м) прослоями гравелитов и песчаников, в центральной и восточной – преимущественно андезитами и их туфами, редко алевролитами, аргиллитами и обломочными породами, в северо-восточной – песчаниками и алевролитами с прослоями гравелитов и пластами основных вулканитов. Мощность свиты – 500 м. В аргиллитах по правобережью р. Сои собраны отпечатки растений *Metasequoia disticha* (Heer), *Miki*, *Taxodium dubium* (Sternb) Heer и *Sequoia cf. minima* Sveshni (определения М.М. Кошман), характерные для позднемеловых и раннепалеогеновых флор северного полушария. Из прослоя аргиллитов среди конгломератов по правобережью р. Кафе Н.М. Битюцкой определена пыльца голосемянных и покрытосемянных растений, а также споры мхов и папоротников сенон-датского возраста. По составу, возрасту и структурному положению описываемые образования хорошо коррелируются с сенон-датской дорифеевской свитой (Приморский край) и датской свитой Кандакс, выделенной в бассейне р. Антэй.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Э о ц е н

Кузнецовская свита (P_2^{Kz}), сложенная разнообразными андезитами и андезито-базальтами, распространена только в северо-западной части территории листа, на водораздельных участках в истоках рек Верх. Толчи, Мидза и Килами. Учитывая, что она залегает на разных толщах верхнего мела, между ней и подстилающими образованиями предполагается несогласие. От подстилающих сенонских андезитов породы свиты хорошо отличаются тонкоплитчатой отдельностью, афировой структурой и темно-серым цветом. Вулканиты свиты характеризуются повышенной (до $800 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС) магнитной восприимчивостью и создают резко дифференцированное знакопеременное магнитное поле интенсивностью до 500 Г. Суммарная мощность свиты около 200 м.

Нижняя возрастная граница свиты определяется наложением ее

на сенон-датские вулканиты, верхняя – перекрытием олигоценовыми галечниками. Учитывая радиологическую датировку (54 млн. лет), представляется вероятным эоценовый возраст свиты, известной в северном Сихотэ-Алине под названием кузнецовской.

О л и г о ц е н

Бирофельдская свита (P_3^{bf}), сложенная галечниками, гравийниками, алевролитами и глинами, распространена на локальных участках в северо-западной части территории листа, где она залегает на валанжинских и более древних образованиях. По данным Н.Г. Осипова [28], обобщенный разрез свиты имеет следующее строение:

1. Галечники с хорошо окатанной галькой и мелкими валунами осадочных и эффузивных пород; заполнителем служит песчано-гравийный материал и алевролиты. 135 м
 2. Песчано-гравийные отложения с примесью хорошо окатанной гальки 10 "
 3. Алевролиты и глины бурого и серого цвета 5 "
- Мощность разреза 150 м.

На смежной территории /II/ в рассматриваемых образованиях определены спорово-пыльцевые комплексы из различных частей разреза, позволяющие датировать возраст содержащих их осадков олигоценом.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

М и о ц е н

Кизинская свита (N_1^{Kz}) представлена базальтами, образующими разрозненные, небольшие по площади покровы в междуречье Дурмин – Сидими, на правобережье р. Сукпай, в бассейнах рек Чуken и Катэн. На аэрофотоснимках покровы базальтов характеризуются однообразным темно-серым фототонном, плоскими субгоризонтальными поверхностями водоразделов, иногда уступами в рельефе. Некоторые покровы фиксируются локальными магнитными аномалиями интенсивностью 200–300 Г.

Базальты свиты серые, пепельно-серые массивной, пористой или пузыристой текстуры. По химическому составу они близки к среднему составу базальтов по Р. Дэли, отличаясь от него повышенным (52,55%) содержанием SiO_2 .

Мощность свиты в различных покровах колеблется от первых десятков метров до 120 м.

Кизинская свита местами залегает на олигоцен-миоценовых галечниках бирофельдской свиты; по данным А.Ф.Атрашенко /II/, в низах покровов базальтов содержится галька и валуны подстилающих рыхлых отложений. Радиологический возраст базальтов 15 млн. лет (басс.руч.Хвощевой, северо-западная часть территории листа). Не исключено, что на площади листа часть покровов базальтов, имеющих радиологический возраст 8 млн. лет (нижнее течение р.Сукпай), принадлежит плиоцен-раннечетвертичным (совгаванская свита).

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные отложения разделены по генезису на аллювиальные, делювиальные и пролювиальные, а по возрасту – на среднечетвертичные, верхнечетвертичные, верхнечетвертичные-современные и современные звенья.

Среднее звено

Среднее звено (Q_{II}), представленное аллювиальными галечниками, гравийниками, песками, алевритами, глинами, выделено в долинах наиболее крупных рек района, где оно слагает рыхлый чехол эрозионно-аккумулятивных террас высотой 20–25 м.

Наиболее полный разрез среднечетвертичного звена, изученный по р.Хор, возле бывшего пос.Кафэн, представлен следующими породами:

1. Почвенно-растительный слой. 0,2 м
 2. Гравий с мелкой галькой и суглинистым заполнителем. 0,9 "
 3. Глина коричневая. 0,7 "
 4. Вслунники и галечники с гравийным заполнителем. 2,6 "
 5. Глина грязно-желтая с прослоем песка 0,9 "
 6. Средний и крупный галечник. 1,8 "
 7. Глина коричневая. 0,2 "
 8. Пачка переслаивания гравийников и песков. 6,2 "
 9. Глина серовато-желтая с маломощными (0,1–0,2 м) линзами илистого материала с гумусом. 1,4 "
 10. Песок средне-мелкозернистый серый и бурый 0,6 "
- Мощность 15,5 м.

Слабо и хорошо окатанный обломочный материал среднечетвер-

тичного звена представлен осадочными и магматическими породами, жильным кварцем. Мощность описанных образований очень непостоянна и колеблется от 5 до 20 м.

Возраст звена определяется высоким (20–25 м) гипсометрическим положением его образований относительно русел рек и спорово-пыльцевым комплексом, обнаруженным в слое девять вышеприведенного разреза. Присутствие в нем пыльца *Betula Schmidtii*, не встречающейся в отложениях моложе среднечетвертичных, позволяет, по мнению В.П.Шаровой, отнести вмещающие отложения к теплему подотделу среднего плейстоцена.

Верхнее звено

Верхнее звено (Q_{III}) широко распространено в долинах рек Хор, Кафа, Чуцен, Сукпай и Сидими. Оно слагает первую и вторую надпойменные террасы высотой 3–10 м и представлено плохо сортированными осадками, среди которых доминируют галечники с валунами, содержащие прослой гравийников и песков мощностью 0,2–0,6 м. Хорошо и плохо окатанный обломочный псефитовый материал рыхлых осадков представлен разнообразными породами, известными в бассейне р.Хор. Мощность верхнечетвертичного звена равна 5–10 м. Охарактеризованность спорами и пылью рассматриваемых отложений крайне бедная, верхнечетвертичный возраст их принимается на основании гипсометрического положения и сопоставления с соседними районами /4, II/.

Верхнее и современное звенья

Верхнее и современное звенья (Q_{III-IV}), представленные галечниками, щебнем, алевритами, распространены в устье р.Далого, среднем течении р.Чакза и более широко по периферии Средне-Амурской депрессии в северо-западной части территории листа. Слагают они пролювиальные конусы выноса постоянных и временных водотоков, а также делювиально-пролювиальные шлейфы вдоль выложенных подножий склонов.

Отложения конусов выноса, представленные несортированным обломочным материалом различной размерности, формы и окатанности, наблюдались в устьях многих временных водотоков и сухих ложбин. Длина и ширина их достигает 0,2–0,3 м, высота 4–6 м.

Отложения делювиально-пролювиальных шлейфов изучены Н.Г.Осиповым /28/ в верховьях рек Дурмин и Мал.Сидими. Представлены они слабо окатанным и плохо сортированным обломочным материалом с

примесь алеврита и песка. Петрографический состав обломков в каждом конкретном случае определяется составом субстрата. Размер обломков щебня и слабо окатанных галек колеблется от 1 до 10 см. На площади резко расчлененного рельефа (басс. рек Делуго, Чакза) в составе делювиально-пролювиальных образований присутствуют валуны и глыбы до 1 м в поперечнике. Мощность описываемых образований достигает 4–5 м. Предполагается, что формирование вышеописанных обломочных пород происходило в конце позднечетвертичного и в современное время.

С о в р е м е н н о е з в е н о

Современное звено (Q_{IV}) объединяет аллювиальные галечники, валунники, пески, гравийники, алевриты, широко распространенные в долинах крупных рек района, где выделяются пойменная и русловая фации. Отложения пойменной фации представлены главным образом песками, гравием, суглинками. Осадки русловой фации, включающие косы и нижнюю часть пойм, имеют грубообломочный состав, обусловленный присутствием гальки и валунов различной степени окатанности. Мощность современного аллювия не менее 4 м.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

На территории листа впервые на основании изученных взаимоотношений с вмещающими отложениями и радиологических датировок выделяются две фазы позднепермских, ранне-среднепермских, четыре фазы раннемеловых, три – позднемеловых и одна фаза палеогеновых интрузий и сопутствующих им даек. Схема магматизма для региона бассейна р. Хор разработана еще слабо и отнесение рассматриваемых образований к интрузивным комплексам, выделенным в отдаленных районах Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Амура, затруднительно. Поэтому интрузивные образования сгруппированы и описываются только по возрасту, фазам и фациям. По дешифровочным признакам устанавливается три типа интрузивов. К первому отнесены Кафэнский, Нялухинский, Сукпайский и Ороченский массивы (см. рис. 3), характеризующиеся массивными возвышающимися формами рельефа и серым пятнистым тоном фотоизображения; ко второму – Сидимийский и третья фаза Сукпайского массива, образующие "утопленный" рельеф, своеобразный струйчатый фоторисунок поверхности с густой врезанной речной сетью, наличием рытвин, борозд и мелких эрозионных ложбин. Третий тип интрузий (Чакзинский массив) обуславливает высокогорный гольцовый рельеф со следами оледенения. Внутреннее строение массивов не дешифрируется.

ПОЗДНЕПЕРМСКИЕ ИНТРУЗИИ

Габбро и габбро-диабазы амфиболитизированные ($v-v'P_2$) распространены в истоках р. Саланка (правый приток р. Кафэ), где они составляют массив длиной 14 км и максимальной шириной 3 км, а также несколько дайкообразных тел поблизости с массивом и в среднем течении р. Чу-кен. Массив габбро-диабазов по р. Саланка имеет оложное строение, которое в настоящее время полностью не расшифровано. Помимо катаклазированных измененных габбро и габбро-диабазов в нем могут присутствовать стратифицированные диабазы и их туфы, выделение которых в покровную фацию возможно только при детальном исследовании. Достаточно уверенно среди массива картируются ксенолиты слабо ороговикованных вулканогенно-осадочных пород верхней перми, размер которых достигает 0,2х3 км и более. Рвуший контакт обычно осуществляется через диабазы, которые на удалении от него на 5–10 м постепенно сменяются более раскристаллизованными габбро-диабазами и габбро. Эти особенности строения контактов указывают на небольшую глубину становления массива, который вместе с вмещающей его кафэнской свитой подвергся интенсивному катаклазу и имеет нередко сорванные контакты с вмещающими породами. Валанжинские отложения, судя по наличию в их основании продуктов размыва основных пород, перекрывали массив, но в настоящее время граничат с ним по разрывам.

В составе массива доминируют в различной степени измененные габбро и габбро-диабазы (табл. 2), встречаются также породы, близкие габбро-диоритам. Все разновидности обладают зеленой окраской, мелко-среднезернистой структурой, сланцеватой однородной и полосчатой текстурами. Они претерпели интенсивный зеленокаменный метаморфизм, выразившийся в амфиболитизации и альбитизации пород с образованием лепидогранобластовых структур. Габброиды характеризуются очень низкими ($10-40 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС) значениями магнитной восприимчивости и поэтому на аэромагнитных картах не выражаются. Среднее значение плотности равно $2,85 \text{ г/см}^3$.

Нижний возрастной предел габбро-диабазов определяется присутствием в них ксенолитов глинистых сланцев с флорой низов верхней перми, верхний – налеганием (?) валанжинских отложений. Учитывая их тесную пространственную связь с позднепермскими вулканами кафэнской свиты, автор считает их разновозрастными образованиями.

Граниты катаклазированные ($1P_2$), дайки липаритов и автомагматиче-

Петрографическая характеристика

Порода, индекс	Состав, %
1	2
Габбро амфиболизированное ($v-v\beta P_2$)	Роговая обманка - 40-45, плагиоклаз (андезин) - 55-60
Граниты катаклазированные (γP_2)	Кварц - 40-60, плагиоклаз (олигоклаз) - 20-25, калишпат - 20-25
Дуниты (σK_1)	Оливин - 80-85, пироксен (диаллаг) - 8-15, магнетит - 5-7
Габбро ($v K_1$)	Плагиоклаз (андезин-лабрадор) - 45-60, пироксен ромбический и моноклинный - 40-50
Габбро-амфиболиты ($v K_1?$)	Плагиоклаз (андезин-лабрадор) - 40-50, зеленая роговая обманка - 30-50, биотит - 10-20
Граниты двуслюдяные ($\gamma_1 K_1$)	Кварц - 25-30, плагиоклаз (олигоклаз-андезин) - 30-35, калишпат - 25-30, биотит - 8-10, мусковит - 0-5
Граниты лейкократовые ($\gamma_2 K_1$)	Кварц - 25-30, плагиоклаз (олигоклаз) - 30, пертитовый калишпат - 40-45, биотит - 1-5
Гранодиориты амфибол-биотитовые ($\gamma_3 K_2$)	Кварц - 15-25, плагиоклаз (андезин) - 30-50, калишпат - 15-30, биотит - 8-15, роговая обманка - 5-8

Таблица 2

основных разновидностей интрузивных пород

Структура	Текстура	Минералы	
		акцессорные	вторичные
3	4	5	6
Бластогаббровая катакластическая	Массивная гнейсовидная	Сфен, ильменит, апатит	Альбит, актинолит, эпидот, хлорит
Бластоцементная катакластическая	Массивная сланцеватая	Апатит, сфен	Кварц, серицит, хлорит, пренит
Панидиоморфнозернистая, петельчатая	Массивная	Хромит, шпинель	Сerpentin, хлорит, эпидот
Габбровая, призматическизернистая	Полосчатая, массивная	Апатит, сфен, циркон, ильменит (1-5%)	Серицит, хлорит
Гранобластовая, лепидогранобластовая	Массивная гнейсовидная	Сфен, апатит (до 1%), ильменит	Хлорит, эпидот
Гипидиоморфнозернистая	Массивная	Апатит, циркон	Микроклин, серицит
Гипидиоморфнозернистая	Массивная	Циркон, апатит	Пелит, серицит
Гипидиоморфнозернистая, порфировидная	Массивная	Апатит, сфен, циркон, турмалин	Серицит, хлорит

1	2
Гранодиориты амфибол-биотитовые гнейсовидные ($\gamma\delta K_2$)	Кварц - 20-30, плагиоклаз (андезин) - 40-45, калишпат - 20, биотит - 10-12, роговая обманка - 2-3
Граниты лейкократовые (γK_2)	Кварц - 30-35, калишпат - 40, плагиоклаз - 20-30, биотит - 1-5
Граниты лейкократовые гнейсовидные (γK_2)	Кварц - 30-35, калишпат - 40, плагиоклаз - 25, биотит - 1-3, мусковит - 0-1
Граниты розовые лейкократовые (γP_2)	Кварц - 25-30, калишпат - 50-55, плагиоклаз - 15-20, биотит - 3-5

Продолжение табл.2

3	4	5	6
Бластогранитовая бластомилонитовая	Гнейсовидная, линзовидно- очковая	Циркон, апатит, ортит	Кварц, турмалин
Гипидиоморфно-зернистая	Массивная	Циркон, сфен, апатит, ортит	Хлорит, серицит
Поикилограно-бластовая	Гнейсовидная	Циркон, апатит, гранат	Хлорит, микроклин
Гипидиоморфно-зернистая	Массивная	Апатит, ортит, циркон	Хлорит, серицит

ских брекчий (λP_2) распространены в истоках р. Саланка только среди выходов амфиболизированных габбро-диабазов в виде удлиненных дайкообразных или субпластовых тел. Степень насыщения ими базитового субстрата в отдельных участках сравнительно высока. Контакты крутые $50-60^\circ$, резкие или затупеваны тектоническими подвижками и гидротермальными процессами. В ненарушенных участках контактов в габбро-диабазе наблюдается маломощная (до 5 см) зона биотитизации, указывающая на активный характер внедрения гранитов.

Дайки гранитов и их автобрекчии мощностью от 0,5 до 10 м прорывают габброиды и осадочные породы кафенской свиты. Взаимоотношения их с гранитами не наблюдались, но установлено, что некоторые из субпластовых гранитных тел у контактов приобретают облик липаритов или автобрекчий, что позволяет все названные кислые породы относить к единому комплексу и считать их фациальными разновидностями. Повсеместно породы катаклазированы и в различной степени подвержены серицитизации, окварцеванию, прени-тизации, хлоритизации и карбонатизации. Возраст их, как и амфиболизированных габбро-диабазов, принимается позднепермским. По отношению к габброидам они являются более поздними образованиями.

РАНЕ-СРЕДНЕПЕРМСКИЕ СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ ИНТРУЗИИ

Диабазы, долериты, тахилиты, лавобрекчии основного состава ($\beta' J_{1-2}$) сравнительно широко распространены в северо-западной части листа, где слагают мелкие пластовые залежи, штоки и дайки. Они прорывают хунгарийскую (истоки р. Хулигчи) и краснореченскую (басс. р. Кузнечиха) свиты и оказывают на них слабое контактное воздействие, которое выражается в образовании во вмещающих породах маломощных (0,5-5 м) зон ороговикования и перекристаллизации. Контакты тел обычно четкие, ровные и извилистые, встречаются маломощные апофизы во вмещающие породы.

Благодаря сравнительно высоким значениям ($500-600 \cdot 10^{-6}$ ад. СГС) магнитной восприимчивости, наиболее крупные тела субвулканических диабазов четко фиксируются аномалиями магнитного поля интенсивностью 500-600, в редких случаях до 800 γ. Наиболее крупные массивы, закартированные в среднем течении рек Хулигчи и Скуба, дешифрируются на аэрофотоснимках массивными формами рельефа.

Наиболее распространены диабазы (см. табл. I) и диабазовые порфириты, очень редко встречаются их вариолитовые разновидности,

долериты, тахилиты и лавобрекчии. Дайки диабазов развиты в бассейнах рек Хулигчи, Туломи и ручья Ороченский. Простираение их северо-западное и меридиональное, залегание крутое ($50-65^\circ$), контакты с вмещающими породами четкие. Мощность даек колеблется от 1-2 м до 50-60 м, протяженность наиболее крупных - 200-500 м.

По химизму, как отмечает Н.Г. Осипов [28], субвулканические диабазы отличаются от соответствующего среднего типа пород по Р. Дэли повышенным содержанием SiO_2 .

Описанные интрузии, как указывалось, прорывают нижне-среднепермскую хунгарийскую свиту и отсутствуют среди валанжинских отложений. Радиологический возраст диабазов, по данным Н.Г. Осипова [28], равен 144 млн. лет. Учитывая эти сведения и тесную пространственную связь с вулканитами хунгарийской свиты, возраст описанных интрузий принимается ранне-среднепермским.

РАННЕМЕЛОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Среди раннемеловых выделяются интрузивы от ультраосновного до кислого состава, формировавшиеся в инверсионную стадию развития Сихотэ-Алинской складчатой системы в продолжение четырех этапов интрузивной деятельности. Продуктом первого являются субвулканические интрузии и дайки диабазов и диабазовых порфиритов ($\beta' K_1$), второго - интрузии дунитов, пироксенитов, перидотитов (σK_1), габбро (νK_1), дайки пироксенитов (σK_1) и пикритовых порфиритов (πK_1), третьего - граниты биотитовые и двуслюдяные ($\tau_1 K_1$), четвертого - лейкократовые граниты ($\tau_2 K_1$).

Субвулканические диабазы, диабазовые порфириты и их дайки ($\beta' K_1$) распространены в северо-восточной части листа, где они приурочены к разломам северо-восточного направления. Они интродуцируют и метаморфизуют верхнепермские и мезозойские отложения по валанжин включительно. В свою очередь они прорываются и ороговиковываются сенонскими гранитоидными интрузиями. Морфология рвущих контактов с валанжином различная. В одном обнажении (правобережье р. Чукуен) контакт с вмещающими песчаниками и алевролитами субсогласный, падает по азимуту 150° угол 80° , в другом (там же) - он отчетливо секущий. Наблюдаются апофизы диабазов во вмещающие алевролиты с фауной бухий. В обоих случаях диабазы на контакте в интервале 1-5 м имеют стекловатый и брекчиевидный облик.

Рассматриваемые интрузии в различных выходах представлены афировыми и порфировыми диабазами темно-зеленого цвета, характеризующимися, как правило, глыбовой отдельностью. На многих

участках они ороговикованы и превращены в амфиболизированные и биотитизированные породы с редкими реликтами диабазовой структуры. Благодаря повышенным значениям (до $1000 \cdot 10^{-6}$ ед. СТС) магнитной восприимчивости, субвулканические диабазы на фоне практически немагнитных осадочных пород хорошо выделяются на аэромагнитных картах аномалиями интенсивностью до 200 γ . Контуры выходов субвулканических диабазов в грубом приближении дешифрируются на аэрофотоснимках. Дайки диабазов предположительно синхронные с внедрением субвулканических тел выявлены на левобережье Хора и Няухи, в среднем течении р. Делуго и других местах. Мощность их колеблется от нескольких до первых десятков метров, протяженность – десятки – первые сотни метров. Раннемеловой возраст описанных диабазов принимается на основании того, что они прорывают валанжинские отложения и сами интродуцируются сенонскими гранитоидами. А.Ф. Атрашенко /II/ на смежной территории наблюдалось прорывание диабазов раннемеловыми гранитоидами.

Дуниты, пироксениты, перидотиты (σK_1), дайки пироксенитов (σK_1) и пикритовых порфиритов (πK_1) сосредоточены почти исключительно в пределах Центрально-Сихотэ-Алинского антиклинория. Они составляют внутреннюю часть Верхнекафэнского массива, а также ряд мелких выходов среди верхнепермских и триасово-юрских отложений. Пространственное размещение гипербазитов контролируется разломами северо-восточного и меридионального направлений, вдоль которых они образуют обычно тела трещинного типа. Взаимоотношения их с вмещающими образованиями различны. В сложнотифференцированном Верхнекафэнском массиве они фациально переходят к периферии в габбро или граничат с мезозойскими отложениями по разломам. Самостоятельные мелкие тела ультрабазитов прорывают верхнепермские, триасово-юрские и, по-видимому, нижнемеловые отложения, которые на контакте слабо ороговикованы. Сами гипербазиты в пределах узкой полосы эндоконтакта амфиболизированы. В зонах разломов они обычно превращены в серпентиниты и зеленые сланцы, на удалении от них – сохраняют первичный состав и структуры.

Ультрабазиты характеризуются высокими (свыше $5000 \cdot 10^{-6}$ ед. СТС) значениями магнитной восприимчивости, благодаря чему в магнитном поле они выделяются интенсивными (до 6000 γ) аэромагнитными аномалиями (рис.2).

Наиболее сложное строение имеет Верхнекафэнский массив. Здесь, помимо преобладающих дунитов и пироксенитов, встречается перидотиты. В отдельных обнажениях по р. Кафэ наблюдается ритмическое слоистое строение, обусловленное чередованием слоев (5 –



Рис.2. Карта аномального магнитного поля ΔT_a

Изолинии (ΔT_a) в мТ: 1 – положительные, 2 – отрицательные, 3 – точки экстремумов (58) и их значения в мТ

10 см) дунитов с пироксенитами и перидотитов с габбро, что обближает массив с расслоенными габбро-перидотитовыми комплексами. Мелкие тела ультрабазитов сложены либо одними дунитами (реки Туломи, Скуба), либо дунитами и перидотитами, иногда в тесной ассоциации с диабазами (бассейн р. Мал. Сидими). В отдельных участках в них присутствуют мелкие (1-2 см) прожилки и гнезда асбестоподобного минерала.

Химический состав пироксенитов приведен в табл. 3. От среднего состава пироксенитов по Р. Дэли они отличаются меньшим содержанием Al_2O_3 , FeO , CaO и щелочей, но содержат вдвое больше MgO . Дайки гипербазитов распространены среди стратифицированных образований, возраст которых определяется от верхней перми по валанжин включительно. Мощность их колеблется от 5 до 50 м, протяженность 100-300 м.

Г а б б р о (νK_1) слагают полностью Нижнекафэнский и краевые зоны Верхнекафэнского массивов, а также ряд мелких, контролируемых разломами удлиненных тел в нижнем течении рек Катэн, Кафэ и Чукен. Большинство дайкообразных тел габбро размещено среди верхнепермских отложений, с которыми они имеют рвущие активные контакты. Габбро в зоне контакта приобретает мелкозернистую, габбровую и диабазовую структуры, терригенные породы в зоне шириной до 200 м преобразованы в биотит-амфибол-плагноклазовые роговики и ороговикованные породы. В верхнекафэнском массиве габброиды слагают его краевую часть и связаны фациальными переходами с перидотитами, пироксенитами и дунитами, в остальных случаях они образуют самостоятельные тела, в которых гипербазиты встречаются лишь спорадически. Для габбро характерны разнозернистые структуры, массивная, реже полосчатая (директивная) текстура. Большинство пород описываемой группы в той или иной мере испытало катаклаз и гидротермальную переработку. Габбро характеризуются повышенными концентрациями ильменита, поэтому их интрузии могут явиться объектами для поисков коренных и связанных с ними россыпных месторождений ильменита.

Условно к раннемеловым образованиям отнесены г а б б р о - а м ф и б о л и т ы и а м ф и б о л и т ы (νK_1), распространенные в Хорском тектоническом блоке в виде тектонической пластины длиной 30 км и максимальной шириной 600 м. Породы метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациях и первичный их состав трудно диагностируется. Предполагается, что большая их часть имела первичный габбровый состав, но не исключено, что многие амфиболиты возникли за счет туфов основного состава.

Габбро-амфиболиты массивные и сланцеватые породы темно-зеленого цвета, состоящие (в %) из плагиоклаза (30-40), зеленой роговой обманки (30-50) и биотита (10-20). Характерно повышенное (до 1%) количество апатита, присутствует сфен и рудный минерал. Они имеют массивную и сланцеватую (гнейсовидную) текстуры, гранобластовую и бластогаббровую структуры. Вблизи тектонических разрывов породы катаклазированы, милонитизированы, превращены в зеленокаменные сланцы и окремнены. Среди апагаббровых амфиболитов встречаются разновидности с лепидогранобластовой структурой, которые могли сформироваться за счет вулканогенных или субвулканических пород основного состава в процессе метаморфизма. Характерной особенностью габбро-амфиболитов является их неравномернозернистая структура, которая может указывать на их метасоматическое происхождение.

По химическому составу габбро-амфиболиты относятся к классу недосыщенных кремнеземом меланократовых пород, бедных щелочами (см. табл. 3). От среднего габбро по Р. Дэли они отличаются повышенным содержанием щелочных алюмосиликатов. При гранитизации и мигматизации, широко проявленных в Хорском тектоническом блоке, состав габброидов приближается к диоритам.

Габбро-пироксенит-дунитовые интрузии интродуцируют верхнепермские и условно ниже-среднеюрские отложения, а в нижнем течении р. Кафэ габбро прорываются раннемеловыми гранитами. Радиологический их возраст, определенный по одному образцу, составляет 136 млн. лет. Учитывая приведенные данные, раннемеловой их возраст наиболее вероятен. Для габбро-амфиболитов Хорского блока этот возраст принимается условным на основании некоторого сходства их с габброидами Нижнекафэнского массива. Пространственное совмещение габбро-амфиболитов с зоной смятия мезозойского возраста также может служить косвенным доказательством их раннемелового возраста. В пределах Хорского блока габбро-амфиболиты прорываются поздне-меловыми (?) гнейсовидными гранитоидами и поздне-меловыми постметаморфическими дайками основного и среднего состава. Амфиболитизация габброидов, по мнению автора, произошла под влиянием динамометаморфизма и поздне-меловой гранитизации, о чем могут свидетельствовать радиологические данные, полученные по трем образцам (61, 65 и 94 млн. лет). Наиболее достоверной цифрой, полученной для образца, лишенного продуктов диафтореза, является 94 млн. лет.

Г р а н и т ы б и о т и т о в ы е и д в у с л ы д ы - н ы е (γK_1), дайки гранитов (γK_1), гранит-порфиров (γK_1) и гранодио-

Химический состав

Порода, индекс	Место взятия образца	№ про- бы	Содержание			
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
1	2	3	4	5	6	7
Базальт (N ₁ K ₂)	Правый борт доли- ны р.Сукпай	1907	52,25	2,04	15,24	1,53
Гнейс (P ₂ - K ₁ ?)	Правобережье среднего течения р.Хор	1444	66,91	0,66	16,38	0,61
Гранит (γK ₂)	Верховье руч.Мио- сашакчи-Биосани	1851	70,45	0,26	14,70	0,40
Гранит (γK ₂)	Левый борт доли- ны р.Сукпай	1913	70,65	0,38	14,22	0,35
Гранит (γK ₂)	Правобережье р.Оло, левый приток р.Чукен	2481	68,50	0,55	15,07	0,47
Пегматит (γK ₂)	Правый борт доли- ны руч.Верх.Буге	P-39M	74,42	0,04	14,06	0,28
Гранодиорит (γδK ₂)	Верх. течение р.Сидими, левый приток р.Немпта	065	65,50	0,41	15,50	1,21
Гранодиорит (γδK ₂)	Левобережье р.Няуха, правый приток р.Чукен	832	67,15	0,54	15,33	0,78
Гранодиорит (γδK ₂)	Правобережье р.Няуха, правый приток р.Чукен	1696	66,89	0,61	15,33	0,43
Гранодиорит (γδK ₂)	Водораздел р.Прав.Таси и р.Оло, левые притоки р.Чукен	2597	67,91	0,62	15,40	0,29
Гранодиорит (γδK ₂)	Среднее течение р.Дашикчи	213-3	67,10	0,52	14,91	0,73
Гранодиорит (γδK ₂)	Верховье р.Сред.Танду	1954	68,32	0,45	14,92	0,57
Гранодиорит гнейсовидный (γδK ₂)	Правый борт до- лины р.Сред.Тан- ду	1953-A	68,33	0,45	15,32	0,43
То же	Среднее течение р.Танду-Биосани	1957	69,82	0,42	14,78	0,32
"	Левобережье р.Хор	2772-Д	70,04	0,39	14,81	0,10

Таблица 3

горных пород

окислов в весовых процентах										
FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	CO ₂	H ₂ O	Сумма
8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
8,66	0,13	6,72	7,92	3,40	1,08	0,37	0,00	0,25	0,36	99,95
3,41	0,09	1,61	3,25	3,71	2,74	0,13	0,00	0,25	0,65	100,40
2,05	0,06	0,57	1,50	4,25	4,75	0,08	0,00	0,00	0,69	99,76
2,40	0,06	1,29	2,53	3,20	4,25	0,10	0,00	0,26	0,26	99,95
2,72	0,06	1,57	2,91	3,71	3,51	0,18	0,00	0,12	0,62	99,99
0,23	0,00	0,39	2,01	3,00	5,25	0,14	0,00	0,00	0,29	100,12
2,31	0,09	3,25	3,67	3,15	3,10	0,19	0,01	0,34	0,79	99,52
3,21	0,09	2,29	3,25	3,12	3,58	0,16	0,00	0,11	0,56	100,17
3,34	0,09	1,80	4,25	3,12	3,30	0,19	0,00	0,00	0,80	100,20
3,13	0,08	1,46	3,56	3,28	3,59	0,19	0,00	0,17	0,29	99,97
3,27	0,08	1,53	3,81	3,30	3,80	0,14	0,00	0,00	0,77	99,96
2,70	0,06	1,42	3,26	3,40	3,00	0,14	0,00	0,04	0,46	99,74
2,69	0,06	1,31	3,29	3,40	4,00	0,12	0,00	0,04	0,38	99,82
2,48	0,04	1,06	2,85	3,20	4,12	0,10	0,00	0,00	0,58	99,71
2,50	0,06	1,21	2,56	3,30	4,50	0,11	0,00	0,00	0,52	100,10

1	2	3	4	5	6	7
Диоритовый порфирит (δK_2)	Левый борт долины нижнего течения р. Кафэ	58	67,29	0,75	17,54	1,49
Гранит гнейсовидный ($\gamma \delta K_2$)	Нижнее течение руч. Верх. Буге	P-47-I	72,77	0,26	14,41	0,10
Гранит гнейсовидный ($\gamma K_2?$)	Левый борт долины руч. Верх. Буге	P-63-M	74,90	0,03	14,01	0,19
Гранит ($\gamma_2 K_1$)	Нижнее течение р. Киллэ, правый приток р. Кафэ	345-I	76,35	0,07	12,25	0,17
То же	Правобережье нижнего течения р. Кафэ	1025	76,44	0,08	13,35	0,67
Гранит ($\gamma_1 K_1$)	Верх. течение р. Сидими, левый приток р. Немпта	050	71,00	0,37	15,00	0,23
То же	Среднее течение р. Талу-Макчи	2972	69,04	0,56	15,11	0,50
"	Левобережье руч. Военный	K-572	70,01	0,35	14,89	0,69
"	Левобережье руч. Военный	K-594	68,80	0,40	14,99	0,22
Диорит (νK_1)	Правобережье р. Кафэ	2158	50,6	92,35	19,54	1,43
Габбро (νK_1)	Правобережье среднего течения р. Хор	2200	44,02	2,83	12,31	1,28
Амфиболит (νK_1)	Нижнее течение руч. Буге	P-20	45,90	2,12	17,79	2,74
Амфиболит гранитизированный (νK_1)	Нижнее течение р. Гобеленку	2668-A	64,98	0,63	16,66	0,90
Кортландит (νK_1)	Левый борт долины нижнего течения р. Кафэ	221-III	43,62	1,46	7,45	3,11

Продолжение табл. 3

8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
4,23	0,12	3,32	5,20	3,64	2,12	0,18	0,00	1,57	2,15	99,60
1,36	0,03	0,65	1,72	3,40	4,75	0,08	0,00	0,04	0,39	99,96
0,40	0,02	0,36	1,06	3,90	4,75	0,09	0,00	0,04	0,31	100,06
0,86	0,02	0,38	0,59	3,70	5,00	0,01	0,00	0,00	0,52	99,92
0,60	0,02	1,08	0,80	2,81	3,80	0,08	0,01	0,21	0,31	100,26
1,91	0,05	1,52	1,55	3,15	4,00	0,22	0,01	0,10	0,78	99,85
2,63	0,06	1,60	1,24	3,00	4,12	0,20	0,00	0,04	1,45	99,55
1,28	0,05	1,71	2,67	3,30	3,80	0,13	0,91	0,00	00,60	100,39
2,11	0,06	2,26	3,00	3,90	2,60	0,15	0,47	0,00	0,71	99,67
7,99	0,15	4,21	6,98	3,71	1,21	0,08	0,04	0,00	1,54	99,92
10,76	0,15	10,12	10,57	2,72	0,66	0,29	0,33	1,38	2,09	99,50
8,82	0,16	5,43	9,36	3,30	1,85	0,96	0,32	0,04	0,72	99,51
3,05	0,06	1,07	3,28	3,80	4,75	0,19	0,00	0,00	0,49	99,86
8,38	0,15	25,4	55,63	1,26	0,66	0,15	0,25	0,22	2,11	99,90

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

№ пробы	a	c	b	s	a'	c'	f'	m'	n	t	φ	a:c	q
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
I907	9,0	5,6	24,8	60,6	0,0	15,9	38,6	45,5	82,7	2,9	5,2	1,6	-2,4
I444	12,0	3,9	8,4	75,7	22,3	0,9	45,5	32,2	67,3	0,7	6,2	3,1	23,5
I851	16,0	1,7	3,4	79,0	0,0	3,0	68,7	28,3	57,6	0,3	10,0	9,4	24,3
I913	-13,0	2,9	4,9	79,3	0,0	3,2	52,9	43,9	53,4	0,4	6,0	4,5	29,7
2481	13,1	3,4	5,7	77,7	0,0	1,4	52,6	46,0	61,6	0,6	7,0	3,8	25,6
P-39M	13,9	2,3	1,2	82,6	0,0	10,1	36,8	53,1	46,5	0,0	19,2	6,1	35,2
065	11,4	4,5	9,2	74,9	4,3	0,0	36,0	59,7	60,7	0,5	11,2	2,6	22,4
832	11,9	3,9	8,2	76,0	6,8	0,0	46,7	47,1	57,0	0,6	8,1	3,0	24,2
I696	11,6	4,4	7,4	76,5	0,0	9,9	49,3	40,9	59,0	0,7	4,9	2,6	25,2
2597	12,4	4,1	6,0	77,5	0,0	3,9	54,9	41,2	58,1	0,7	4,1	3,0	26,7
213-3	12,7	3,6	7,4	76,3	0,0	14,0	51,2	34,8	56,9	0,6	8,4	3,6	23,6
I954	13,2	3,3	6,1	77,4	0,0	10,1	50,7	39,2	56,4	0,5	7,9	4,0	25,2
I953-A	13,2	3,6	5,6	77,6	0,0	7,0	53,3	39,7	56,4	0,5	6,6	3,7	25,2
I957	12,9	3,4	4,5	79,2	0,0	1,8	58,7	39,7	54,1	0,5	6,0	3,8	29,1
2772-D	13,6	3,0	4,6	78,8	0,0	2,0	54,0	44,0	52,7	0,4	1,8	4,6	27,5

Продолжение табл.3

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
58	11,8	6,6	11,8	69,8	0,0	1,2	48,4	50,4	72,3	1,0	11,4	1,8	9,5
P-47-I	14,0	2,0	3,2	80,8	22,8	0,0	43,3	33,9	52,1	0,3	2,6	6,9	31,5
P-63M	14,9	1,2	1,8	82,0	37,7	0,0	29,8	32,4	55,5	0,0	8,6	12,0	33,0
345-I	14,7	0,5	1,8	83,0	0,0	11,6	53,4	35,0	52,9	0,1	2,9	30,4	36,2
1025	10,9	0,9	6,8	81,4	58,6	0,0	16,1	25,3	52,9	0,1	7,9	12,0	40,0
050	12,3	1,8	7,9	78,0	43,6	0,0	25,1	31,3	54,5	0,4	2,4	6,7	29,7
2972	12,2	1,5	10,0	76,4	44,9	0,0	28,9	26,2	52,5	0,6	4,1	8,3	27,0
K-572	12,6	3,2	5,3	78,8	12,3	0,0	34,2	53,5	56,9	0,4	10,9	3,9	29,2
K-594	12,2	3,6	6,4	72,7	6,4	0,0	34,6	59,0	69,6	0,4	2,9	3,4	27,1
2188	10,5	8,6	17,5	63,3	0,0	2,3	54,4	43,3	82,3	3,4	7,4	1,2	-3,0
2200	6,9	4,7	36,4	52,0	0,0	22,1	32,2	46,7	86,2	4,6	3,0	1,5	-14,5
P-20	10,4	7,3	25,7	56,6	0,0	18,2	44,3	37,5	73,0	3,4	9,6	1,4	-14,9
2668-A	15,4	3,6	6,0	75,0	0,0	7,7	62,1	30,2	54,9	0,7	12,8	4,3	15,7
221-III	3,2	2,7	50,0	44,1	0,0	6,5	18,7	74,8	74,4	2,5	4,6	1,2	-21,0

р и т о в (δK_1). Эти породы слагают юго-западное окончание крупного Сидимийского массива, ряд мелких (до 10 км²) тел в бассейнах рек Немпта, Були, Коломи и руч. Военный (возле пос. Кафэн), а также дайки. Интрузивы, установленные дешифрированием аэрофотоснимков и бурением на рудопроявлении Арса (истоки р. Мал. Сидими), прорывают верхнепермские, триасово-юрские и нижнемеловые отложения, имеющие пологое залегание кровли. Граниты в зоне эндоконтакта грейзенизированы, осадочные породы ороговикованы, а известняки скарнированы. Мелкие их выходы и дайки (месторождение Кафэн) нацело переработаны метасоматическими процессами.

Рассматриваемые интрузии сложены характерными немагнитными серыми мелко- и среднезернистыми биотитовыми и двуслюдяными гранитами, в которых (в %) плагиоклаз (30-40) несколько преобладает над калишпатом (25-35). Темноцветные компоненты составляют от 5 до 15% и представлены либо одним биотитом, либо биотитом и мусковитом. Иногда состав пород приближается к гранодиоритам. В некоторых из выходов раннемеловых гранитов (истоки р. Коломинка) присутствуют мелкие ксенолиты гнейсовидных роговиков, что характерно для гранитоидов хунгарийской серии.

Интрузии сопровождаются дайками гранитов, гранит- и гранодиорит-порфиров мощностью от первых метров до 50 м. Большинство их полностью или частично грейзенизировано. С интрузиями и дайками описанных гранитов связана олово-золото-вольфрамовая минерализация.

Химический состав гранитов (см. табл. 3) характеризуется пониженным содержанием кремнезема и пересыщенностью глиноземом. Эти особенности позволяют сопоставить их с гранитами раннемелового хунгарийского и поздне мелового сандинского комплексов /6/, время формирования которых в настоящее время признается соответственно ранне- и поздне меловым. Раннемеловой возраст рассматриваемых гранитоидов принимается с учетом радиологических датировок - 105, 122, 128 и 130 млн. лет (табл. 4).

Граниты лейкократовые (δK_1) и их дайки выделены в качестве второй фазы раннемеловых гранитоидных интрузий, распространенных в междуречье Катэн-Кафэ в виде двух дугообразно изгибающихся полос и образующих овальную (9х20 км) структуру северо-восточного простирания. Для них характерны тесная пространственная связь с раннемеловым габбро-дунитовым комплексом, линейная форма тел и крутые активные контакты с вмещающими породами кафэнской свиты. Последние на контакте с гранитами ороговикованы и метасоматически изменены. Рассматриваемые интрузии и дайки сложены однородными светло-серыми лейко-

Таблица 4

Радиологический возраст горных пород

№ на карте	Порода, индекс	№ пробы	Место взятия образца	Возраст, млн. лет	K, %	$\frac{Ar^{40} \times 10^{-9}}{K^{40}}$ г/г	$\frac{Ar^{40}}{K^{40}}$
1	2	3	4	5	6	7	8
1	Базальт ($M_1 K_2$)	1907	Правый борт р. Сукпай	8	1,16	0,86	0,00445
2	Гнейс (P_2-K_1 ?)	1444	Правобережье среднего течения р. Хор	53	2,29	8,59	0,00307
3	Гранит (δK_1)	1851	Верховья руч. Миосахаки-Биосани	65	3,79	16,9	0,00367
4	Гранит (δK_2)	1913	Левый борт р. Сукпай	16	3,67	19,5	0,00436
5	Гранит (δK_2)	2481	Правобережье р. Оло, левый приток р. Чуцен	76	3,51	18,4	0,00432
6	Гранодиорит (δK_2)	065	Верх. течение р. Сидими, левый приток р. Немпта	82	2,86	16,3	0,00467
7	Гранодиорит (δK_2)	832	Левобережье р. Чуцен	105	3,16	22,8	0,00695
8	Гранодиорит (δK_2)	1690	Правобережье р. Науха	115	2,39	19,0	0,0065
9	Гранодиорит (δK_2)	2597	Водораздел р. Прав. Таси и Оло, левые притоки р. Чуцен	96	3,19	21,5	0,0055
10	Гранодиорит (δK_2)	215-3	Среднее течение р. Далики	76	3,14	16,5	0,0043
11	Гранодиорит (δK_2)	1954	Верховья р. Сред. Танцу	76	3,55	18,6	0,0043
12	Гранодиорит гнейсовидный (δK_2)	1953-A	Правый борт р. Сред. Танцу	84	3,23	18,9	0,00478
13	Гранодиорит гнейсовидный (δK_2)	1957	Среднее течение р. Танцу-Биосани	74	3,32	17,2	0,0042
14	То же	2772-D	Правобережье р. Танцу-Биосани	114	3,23	25,9	0,00656
15	Гранит гнейсовидный (δK_2)	P-47-1	Ниж. течение руч. Верх. Буге	87	3,88	23,35	0,00494

Продолжение табл. 4

1	2	3	4	5	6	7	8
16	Диоритовый порфирит (δK_2)	58	Левый борт нижнего течения р. Кафэ	76	1,71	9,1	0,00436
17	Пегматит (ρK_2)	P-39M	Правый руч. Верх. Буге	69	4,15	19,65	0,0039
18	Гранит гнейсовидный (γK_2)	P-63M	Левый борт руч. Верх. Буге	72	3,91	19,7	0,0041
19	То же	2575	Верховья р. Сои	61	3,74	16,1	0,00352
20	Гранит ($\gamma_2 K_1$)	345-I	Нижнее течение р. Киллэ, правый приток р. Кафэ	129	3,91	35,7	0,00747
21	Гранит ($\gamma_2 K_1$)	1025	Правобережье нижнего течения р. Кафэ	124	1,34	30,0	0,0185
22	Гранит ($\gamma_1 K_1$)	050	Верх. течение р. Сидили, левый приток р. Немта	122	3,51	29,7	0,00695
23	То же	2972	Среднее течение р. Талу-Макчи	128	3,32	31,2	0,0074
24	"	K-572	Левобережье руч. Военный	130	2,96	26,9	0,0075
25	"	K-594	Левобережье руч. Военный	105	2,27	16,7	0,006
26	Габбро-диорит (γK_1)	2153	Правобережье р. Кафэ	136	0,53	5,37	0,00826
27	Амфиболит (γK_1)	P-20	Ниж. течение руч. Буге	61	1,83	7,7	0,00344
28	Амфиболит (γK_1)	2639	Водораздел руч. Таежного и правого притока р. Хор	94	1,84	12,18	0,0054
29	Амфиболит (γK_1)	2668-A	Ниж. течение р. Гобеленку	65	3,49	15,6	0,0037

кратовыми средне-крупнозернистыми гранитами, содержащими биотит в количестве 1-3% объема породы. Из лейкократовых минералов присутствует (в %) кварц (25-30), плагиоклаз (30), своеобразный, с шнуровидными пертитовыми вростками, калишпат (40-45). Породы характеризуются небольшой ($2,55 \text{ г/см}^3$) плотностью и очень низкой (до $10 \cdot 10^{-6}$ ад.СГС) магнитной восприимчивостью. По внешнему облику описываемые граниты сходны с позднемеловыми лейкократовыми гранитами, однако отличаются от последних повышенной щелочностью и, нередко, пересыщенностью глиноземом (см. табл. 3).

Раннемеловой возраст описанных гранитов принят на основании их тесной пространственной ассоциации с раннемеловыми гипербазит-габбровыми интрузиями, которые они прорывают, и радиологических датировок (124 и 129 млн. лет).

ПОЗДНЕМЕЛОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Среди позднемеловых интрузий выделяются сенонские и датские. Формирование их совпадает с периодом общего воздымания Сихотэ-Алинской складчатой области. К позднемеловым с известной долей условности отнесены также интрузивные и метасоматические (или палингенно-метасоматические) гранитоиды разнообразного состава и текстуры, распространенные в пределах Хорского тектонического блока.

Гранодиорит-порфиры ($\gamma \delta K_2$), диоритовые порфиры (δK_2) и дациты субвулканические (γK_2), дайки гранодиорит-порфиров ($\gamma \delta K_2$) и диоритовых порфиров (δK_2). Эти образования распространены преимущественно в юго-восточной части листа, где слагают крупный Чакзинский массив и ряд более мелких выходов в нижнем течении р. Катэн и на левобережье р. Хор. Контакты интрузий с вмещающими отложениями четкие, извилистые, крутые ($60-70^\circ$), в эндоконтактах интрузивов проявлена маломощная зона (сантиметры - первые метры) стекловатого строения, в которой нередко присутствуют остроугольные обломки ороговикованных осадочных пород. Наиболее крупный Чакзинский массив сложен преимущественно гранодиорит-порфирами и диоритовыми порфиритами, постепенно переходящими к периферии в дациты. Первые две разновидности пород образуют между собой взаимопереходы, которые можно видеть очень часто даже в отдельных глыбах. В таких участках характерна пятнистая неравномерно-зернистая структура, обусловленная наличием включений, в одних случаях диоритовых порфиров в гранодиорит-

порфирах, в других - наоборот. По своей природе они представляют собой, вероятно, гомеогенные включения. Особенности структур и текстур свидетельствуют о близповерхностных условиях становления массива. Остальные мелкие тела представлены либо диоритовыми порфирами (нижнее течение р. Катэн), либо дацитами и липарито-дацитами (левобережье р. Хор, ниже устья р. Сукпай). С ними связано внедрение большого количества даек аналогичного состава, мощность которых не превышает 10 м, протяженность - первых сотен метров. Большинство пород немагнитны и на аэромагнитных картах масштаба 1:200 000 не выражаются. Признаков минерализации в связи с описанными породами не встречено. В составе позднемелового комплекса описанные интрузии самые древние - они прорывают альб-сеноманские отложения и сами рвутся сенонскими амфибол-биотитовыми гранодиоритами ($\gamma\delta K_2$) и субвулканическими липаритами (λK_2). На этом основании они отнесены к первой фазе сенонского комплекса.

Гранодиориты амфибол-биотитовые, иногда гнейсовидные ($\gamma\delta K_2$), дайки гранодиорит-порфиров ($\gamma\delta K_2$) и аплитов ($\rho_1 K_2$). Интрузии этого состава распространены наиболее широко. Ими сложены Ороченский, Сидимийский и краевые части Сукпайского массивов, интрузивы в междуречье Делюго-Няуха, в истоках р. Гула-Биосани и ряд более мелких выходов. Они прорывают и метаморфизуют верхнепермские и мезозойские отложения, включая альб-сеноманские. Характер контактов и форма интрузивов различны. Извилистая в плане конфигурация Няухинского массива и обширный ареал ороговикованных пород, прослеживаемый в северо-восточном направлении, определенно свидетельствуют о пологом в целом погружении кровли массива в этом направлении и его вытянутости согласно складчатым структурам. Восточный контакт Сукпайского массива пологий, западный - имеет отчетливые черты контакта синорогенных интрузий, согласных с залеганием вмещающих пород. Распространенные здесь гнейсовидные гранодиориты на контакте приобретают отчетливое порфировидное строение, сланцеватость магматического течения и протоматматический катаклиз. Поверхность контакта, сланцеватость в интрузиве и кристаллизационная сланцеватость в гнейсовидных рогахниках конформны и падают по азимуту 290° , угол 60° .

Описываемые интрузии сложены среднезернистыми амфибол-биотитовыми и биотитовыми гранодиоритами, реже гранитами. Краевая фация Сукпайского массива шириной до 2 км, примыкающая к зоне Центрально-Сихотэ-Алинского разлома, сложена гнейсогранодиоритами, связанными постепенными переходами с гранодиоритами. С обеими текстурными разновидностями гранодиоритов ассоциируют маломощные

(3-10 см) жилы аплитов и дайки гранодиорит-порфиров, имеющих соответственно массивную и гнейсовидную текстуры.

Для пород Ороченского и, частично, Сидимийского массивов характерны высокие (до $1000 \cdot 10^{-6}$ ад.СГС) средние значения магнитной восприимчивости. Гранодиориты остальных массивов практически не магнитны. По петрографическим же и петрохимическим особенностям они близки между собой и поэтому объединены в одну фазу. В связи с рассматриваемыми гранитоидами в зонах их экзоконтактов встречается бедная минерализация олова, вольфрама, молибдена, цинка и свинца. По классификации А.Н. Заварицкого (см. табл. 3) они относятся к породам, пересыщенным SiO_2 (от 22,4 до 29,1) и бедным щелочами (а:с от 2,6 до 4,0).

Позднемеловой (сенонский) возраст гранодиоритов принимается на основании того, что они по левобережью р. Сукпай прорывают альб-сеноманские отложения и имеют радиологические датировки по девяти пробам (см. табл. 4) от 74 до 115 млн. лет. Сами гранодиориты прорваны гранитами второй фазы (γK_2), субвулканическими липаритами (λK_2) и гранит-порфирами (γK_2).

Липариты (λK_2), гранит-порфиры (γK_2) субвулканические и их дайки пользуются ограниченным распространением. Это светло-серые до белых массивные, реже флюидальные породы афировой и порфировой структуры, в контактах с вмещающими отложениями иногда содержащие обломочный материал боковых пород в количестве до 5-10%. Встречаются разновидности (басс. р. Толчи), напоминающие по структурно-текстурным признакам фьяммеигнимбриты. Вблизи зоны Центрально-Сихотэ-Алинского разлома описываемые породы интенсивно брекчированы и изменены до серицит-кварцевых метасоматитов. Геологическими наблюдениями устанавливается рвущий их контакт с субвулканическими гранодиорит-порфирами ($\gamma\delta K_2$), а также липаритами приморской свиты (сенон), с которой они нередко пространственно ассоциируют и очевидно комагматичны.

Граниты биотитовые, иногда гнейсовидные (γK_2), гранит-порфиры (γK_2). Дайки гранитов, аплитов ($\rho_2 K_2$) и гранит-порфиров (γK_2). Граниты светло-серые среднезернистые выделены в качестве второй фазы в Сукпайском массиве и самостоятельного Сакбязинского массива в междуречье Саланка-Чукен. Вмещающими их породами являются гранодиориты ($\gamma\delta K_2$), верхнепермские и триасово-юрские отложения, интенсивно ороговикованные в зоне относительно полого ($30-40^\circ$) падающего в сторону вмещающих отложений контакта. С гранитами пространственно ассо-

цируют маломощные (5–10 м) дайки гранитов, аплитов и гранит-порфиров, имеющие северо-восточное простирание.

Петрохимические характеристики пород (см. табл. 3) указывают на пересыщенность их кремнеземом и обычное для гранитов содержание щелочей.

Гнейсовидные разности гранитов распространены только среди метаморфических пород в Хорском тектоническом блоке, где они играют в основном роль лейкосомы в полосчатых мигматитах. На геологической карте показаны только некоторые наиболее крупные тела гранитов, а более мелкие, в различной степени насыщающие субстрат, отражены знаком мигматизации. Большинство их размещено среди пород амфиболитовой фации метаморфизма, в центральной части линейного блока, и характеризуется гетеробластовой, пойкилобластовой структурами, гнейсовидной текстурой. В отдельных участках они густо (до 30–40% объема пород) насыщают субстрат, в результате чего образуются лентовидно- и линзовидно-полосчатые или ветвистые мигматиты. В пегматоидных разновидностях жильных гранитов, наиболее широко распространенных в полосе силлиманит-биотитовых гнейсов, обычны массивные текстуры и гипадиоморфнозернистые структуры, характерные для статических условий кристаллизации в завершающую стадию динамометаморфизма.

По петрохимическим характеристикам (см. табл. 3) гнейсовидные граниты отличаются от остальных позднемеловых гранитоидов повышенным содержанием щелочных алюмосиликатов и незначительным количеством фемических компонентов. Сопоставление гранитоидов Хорского блока и Сукпайского массива /10/ свидетельствует о том, что они геохимически идентичны по содержаниям микроэлементов (свинца, молибдена, бериллия, иттрия, бария) и различаются по относительному накоплению ванадия и петрогенных элементов (кальция, магния).

Время формирования гнейсовидных гранитоидов, из-за неясного возраста вмещающих образований, прямыми геологическими данными не определяется. Поскольку эти гранитоиды слагают согласные с метаморфическим субстратом тела, они могут считаться синметаморфическими и коррелироваться по времени с заключительной ранне-сенонской фазой складчатости /2/.

Этому заключению не противоречат и данные радиологических определений (см. табл. 4) калий-аргоновым методом четырех образцов гранитов (69, 61, 72, 72 млн. лет), отобранных автором, и шести образцов (от 65 до 85 млн. лет) – Г.И. Степановым /9/ на смежной с севера территории листа. При этом допускается, что приведенные радиологические датировки гранитов отвечают заклю-

чительной стадии метаморфических процессов, в том числе и диафтореза, а не времени их внедрения.

Граниты розовые лейкократовые (γP_1) слагают один крупный (примерно 45 км²) и три мелких штока по левобережью р. Хор, между устьями рек Сукпай и Чуken. По характерной розовато-серой окраске они легко отличаются от всех остальных магматических пород района. По составу это амфибол-биотитовые и биотитовые, по структуре равномернозернистые и порфировидные породы. На фоне однородного строения иногда заметны шлировые обособления меланократового состава округлой формы размером до 3 см в поперечнике. Вблизи контакта с гранодиоритами появляются обычно мелкозернистые и аплитовидные граниты.

По петрохимическим характеристикам рассматриваемые породы соответствуют щелочным гранитам (см. табл. 4). Они пересыщены кремнеземом ($Q = 24,3$) и щелочами ($a:c = 9,4$). Абсолютный возраст гранитов (65 млн. лет) соответствует раннему палеогену и согласуется с геологическими данными – прерыванием ими сенондатских интрузий.

ТЕКТОНИКА

Площадь листа расположена в пределах Центрально-Сихотэ-Алинского антиклинория, Восточно- и Западно-Сихотэ-Алинского синклинория и Западно-Сихотэ-Алинской вулканической зоны /57/. Одной из крупнейших разрывных структур района является зона Центрально-Сихотэ-Алинского структурного шва, обусловившего в мезозое развитие двух структурно-формационных зон. По данным гравиметрической съемки /26/, площадь входит в Сихотэ-Алинскую отрицательную и Уссури-Амгунскую положительную гравитационные зоны. Положением района на стыке отмеченных структур обусловлено его сложное тектоническое строение. Выделяются два резко отличных структурных этажа: верхнепалеозойский-мезозойский и мезозойско-кайнозойский (рис. 3).

ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ – МЕЗОЗОЙСКИЙ ЭТАЖ

Верхнепалеозойский-мезозойский этаж объединяет три структурных яруса, имеющих сходный структурный план, но разделенных по поверхностям несогласия. Сюда же входит и нерасчлененный структурный ярус.

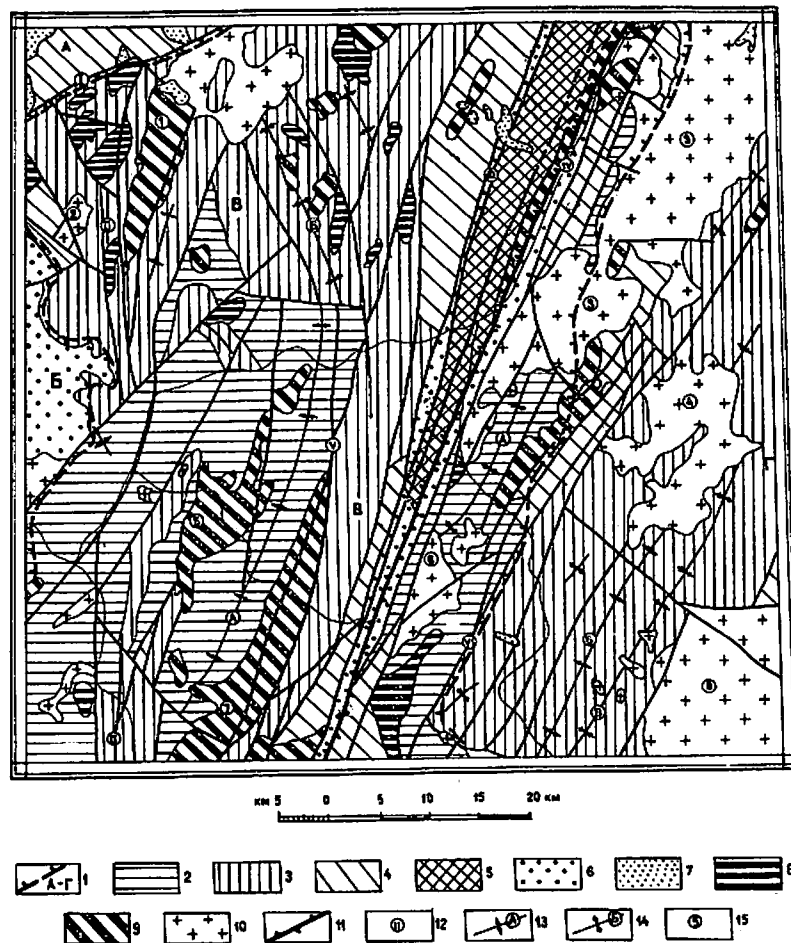


Рис.3.Тектоническая схема

1 - границы структурно-формационных зон (структурно-формационные зоны на схеме нанесены прописными буквами русского алфавита): А - Западно-Сихотэ-Алиинский синклиниорий, Б - Западно-Сихотэ-Алиинская вулканическая зона, В - Центрально-Сихотэ-Алиинский антиклинорий, Г - Восточно-Сихотэ-Алиинский синклиниорий; 2-4 - ярусы геосинклинального структурного этажа: 2 - верхнепермский, 3 - триасово-юрский, 4 - нижне-верхнемеловой; 5 - нерасчлененный геосинклинальный структурный ярус, сложенный метаморфизованными образованиями; 6 - верхнемеловой-среднепалеоценовый ярус орогенного структурного этажа; 7 - верхнепалеогеновый-четвертичный ярус посторогенного структурного этажа; 8-10 - интрузивные образования: 8 - демиссионного, 9 - инверсионного, 10 - орогенного этапов; 11 - главная линия зоны Центрально-Сихотэ-Алиинского разлома; 12 - прочие зоны разрывных нарушений и их наименования (на схеме римскими цифрами в кружках нанесены): I - Дурминская, II - Катэнская, III - Коломинская, IV - Чакзинская, V - Кафэнская, VI - Няухинская; 13 - оси антиклиналей и их наименования (на схеме прописными буквами в кружках нанесены): А - Кафэнская, Б - Делогинская; 14 - оси синклиналей и их наименования (на схеме прописными буквами в кружках нанесены): А - Чуенская, Б - Туломинская, В - Дукпинская; 15 - наименование интрузивных массивов (на схеме арабскими цифрами в кружках нанесены): 1 - Сидимийский, 2 - Ороченский, 3 - Сукпайский, 4 - Няухинский, 5 - Нижнекафэнский, 6 - Сакбязинский, 7 - Верхнекафэнский, 8 - Чакзинский

Нижний структурный ярус

Нижний структурный ярус, сформированный в результате позднепермской (?) фазы складчатости, представлен верхнепермскими вулканогенно-кремнисто-терригенными кафэнской и ходийской свитами. Выделение яруса в данном объеме несколько условно, поскольку в пределах Северного Сихотэ-Алиня пока неизвестны нижне-среднетриасовые осадки и неясны взаимоотношения с верхнетриасовыми. Выходы нижнего структурного яруса закартированы в двух крупных тектонических блоках по обе стороны от Центрально-Сихотэ-Алинского разлома. Ориентировка структур в них несколько различна. Складчатые сооружения Кафэнского блока линейно-вытянутые, дугообразные, меняющие свое направление от северо-восточного до северо-западного. В Чукенском блоке они ориентированы строго в северо-восточном направлении, характерном для мезозойских толщ синклиория. Как правило, складчатые структуры нижнего яруса разбиты разломами на множество различных по величине блоков, что затрудняет расшифровку общего его тектонического строения. Более или менее отчетливо выделяется несколько перемежающихся синклинальных и антиклинальных складок различной величины. Длина наиболее крупной Кафэнской антиклинали, ось которой ориентирована в северо-восточном и северо-западном направлениях, на площади листа равна 45 км, наибольшая ширина - 7 км. Ядро ее выполнено преимущественно песчаниками и подводно-оползневыми брекчиями кафэнской, западное крыло - кремнистыми породами ходийской свит. Восточное крыло складки уничтожено Кафэнским разломом, по которому внедрилась габбро-гипербазитовая интрузия. Углы падения пластов на крыльях и в ядре преимущественно крутые, реже средней ($40-50^\circ$) крутизны.

Фрагмент крупной антиклинали установлен по правобережью р.Хор, в районе пос.Гвасюги. Ось складки, в отличие от Кафэнской антиклинали, вытянута в северо-западном направлении. Протяженность ее не превышает 6 км.

Часть крупной Чукенской синклинали восстанавливается по элементам залегания слоев в нижнем течении р.Чукен. Длина ее около 40 км, ширина - 5 км. Северо-восточное окончание Чукенской синклинали срезается выходами поздне-меловых интрузий, юго-западное - зоной Центрального разлома, где структура разбита на систему ли-

нейных тектонических блоков. Изучение береговых обрывов по рекам Хор, Чукен и Кафэ указывает на чрезвычайно сложную дислоцированность осадков и широкое распространение разрывных структур различного масштаба. В обнажениях фиксируются остроугольные, нередко изоклинные, сильно сжатые антиклинальные и синклинальные складки, ширина крыльев которых составляет 1-15 м. Отмечаются как нормальные, так и опрокинутые складки, чрезвычайно характерен будинач пород. В кремнистых образованиях ходийской свиты распространены сундучные и дисгармоничные складки. Последние имеют, очевидно, оползневую природу. В зонах рассланцевания широко распространены мелкие складки и плейчатость.

Средний структурный ярус

Средний структурный ярус объединяет верхнетриасовые (?), нижне-среднеюрские и верхнеюрские-нижнемеловые вулканогенно-кремнисто-терригенные отложения, характеризующиеся однотипной складчатостью, план которой, как и верхнепермских структур, различен по обе стороны от Центрально-Сихотэ-Алинского структурного шва. Раннемезозойские складчатые структуры, закартированные к западу от структурного шва, облекают выходы верхнепермских пород и в плане имеют вид дуг, обращенных выпуклостью на восток-северо-восток. В пределах синклиория структурный план раннего мезозоя типично "сихотэ-алинский". Здесь также он согласуется с направлением осей складок верхнепермских отложений. Как и в нижнем, в описываемом структурном ярусе преобладают сильно сжатые линейные складки, но иногда (междуречье Ахбио-Хуаликчи и Деахуазкчи, нижнее течение р.Деляго) они близки к брахиформным. В Центрально-Сихотэ-Алинском антиклинории реставрируется несколько крупных антиклиналей и синклиналей меридионального и северо-западного направлений. Наиболее четко картируется фрагмент Киламийской антиклинали, имеющей протяженность около 18 км и ширину 4 км. Ядро складки выполнено кремнистыми отложениями краснореченской, крылья - хунгарийской свит. Пликативные структуры осложнены тектоническими разрывами и складками более низких порядков, фрагменты которых можно наблюдать в отдельных обнажениях.

Лучшая сохранность складчатых форм среднего структурного яруса наблюдается в пределах синклиория. Здесь выделяются Делюгинская антиклиналь и Дукпинская синклиналь, осложненные более мелкими склад-

ками. Оси названных структур ориентированы в северо-восточном направлении под углом около 20° к направлению структурного шва. Морфология мелких складок разнообразна, в известной мере определяется литологическим составом толщ. В толще существенно терригенного состава (J_3-K_1) складки более крупные и простые, в кремнистых отложениях джаурской свиты преобладают остроугольные подобные, нормальные и опрокинутые, реже отмечаются сундучные, шевронные и дисгармоничные складки. Малые структурные формы (кливаж, линейность и бороздчатость) в общем не характерны для описываемого структурного яруса. Они наблюдаются только в крупных зонах расщепления по правобережью рек Сои и Кафа.

Сравнивая интенсивность складчатых деформаций верхнепалеозойского и раннемезозойского структурных ярусов, можно отметить некоторое упрощение складчатости в более молодом структурном ярусе. В обоих структурных ярусах выдерживается близкий план складчатых деформаций, который может указывать на унаследованный характер складчатости и на ведущую роль в ее формировании более поздних мезозойских тектонических движений.

Верхний структурный ярус

Верхний структурный ярус включает валанжинские и альб-сеноманские вулканогенно-терригенные отложения. Формирование их происходило в различных фациальных и тектонических условиях, что существенным образом отразилось на составе отложений и степени их дислоцированности. Складчатая их структура оформилась в результате готеривских и сеноман-туронских тектонических движений.

Под воздействием последних валанжинские отложения бассейна р. Сидими сматы в систему простых чередующихся между собой линейных антиклиналей и синклиналей с изменяющимся направлением осей складок от северо-западного (истоки р. Дурмин) до северо-восточного (средние течения рек Кузнечиха и Сидими) направлений. Ширина складок не превышает 3 км, протяженность — 10 км. Углы падения пластов на крыльях складок здесь колеблются от 20° до 70° , чаще крутизна их составляет $30-45^\circ$. На отдельных участках можно ожидать брахиформные складки с пологим ($15-30^\circ$) залеганием слоев.

Резкий контраст с описанными имеют структуры валанжинских отложений, закартированные в линейных тектонических блоках вдоль зон Центрально-Сихотэ-Алинского и Н я у х и н с к о г о р а з л о м о в. По имеющимся элементам залегания слоистости предполагается моноклиналиное строение каждого из линейных блоков, ос-

ложенное мелкими складками и кливажем. Породы интенсивно дислоцированы, погружаются на северо-запад или юго-восток под углами $60-70^\circ$. В зонах крупных разломов, особенно Колонинского, ограничивающего с запада Хорский тектонический блок, валанжинские алевролиты и глинистые сланцы филлитизированы, интенсивно кливажированы, насыщены тонкими кварцевыми прожилками. В них получают широкое распространение малые структурные формы — пloyчатость, бороздчатость и микроскладки размером от нескольких сантиметров до первых метров. Кливаж и другие мелкие структурные формы ориентированы под острым ($15-20^\circ$) углом к простиранию зоны Колонинского разлома. Несколько лучше изучена структура валанжинских отложений в бассейне р. Няуха. Здесь по правобережью р. Дзава базальные мелкогалечные конгломераты валанжина залегают несогласно на верхнепермских отложениях. Контакт вертикальный или крутой (85°), запрокинутый под верхнепермские отложения кафанской свиты. Эти и другие наблюдения с несомненностью указывают на запрокидывание низов валанжинских отложений в северо-западном направлении и о резком структурном несогласии между валанжином и более древними отложениями. Альб-сеноманские отложения, закартированные только по левобережью р. Сукпай, также интенсивно дислоцированы, в зонах разломов расщеплены.

Таким образом, первые два структурных яруса нижнего этажа — нижний и средний, имеют конформный план складчатости, а верхний характеризуется приразломным типом складчатости.

Нерасчлененный структурный ярус

Нерасчлененный структурный ярус объединяет метаморфизованные отложения верхней перми — нижнего мела (?), выделенные в Хорском тектоническом блоке. Он представлен системой из четырех линейных тектонических блоков или пластин, вытянутых параллельно Центрально-Сихотэ-Алинскому разлому.

Первый (западный) блок имеет протяженность на площади листа 40 км, ширину — 700–800 м. Филлиты и реже зеленые сланцы, составляющие блок, интенсивно сматы в мелкие напряженные складки ламинарного течения и изгиба, осевые поверхности которых наклонены большей частью в северо-западном направлении. Характерно широкое распространение пloyчатости, бороздчатости и микроскладчатости. Обычно крутые ($60-80^\circ$) трещины кливажа, параллельные осевым поверхностям складок, минерализованы кварцем или

альбит-кварцевым агрегатом и ориентированы под углами 15–20° к простиранию разрывов.

Второй более крупный тектонический блок (40х4 км) сложен породами зеленосланцевой и амфиболитовой фаций метаморфизма. Элементы залегания кристаллизационной сланцеватости, кливажа и слоистости (?) указывают на их моноклиальное падение в юго-восточном направлении под углами от 20–30° в осевой части блока до 70–80° в краевой. В отличие от первого, для описываемого блока характерно упрощение складчатости, которое, однако, может быть кажущимся. В обнажениях только в редких случаях можно видеть напряженные мелкие складки, обычно же фиксируется моноклиальное падение кристаллизационной сланцеватости, метаморфической полосчатости в гнейсах и мигматитах и кливажа в метапелитах. Замеры этих элементов показывают, что сланцеватость в метапелитах, метаморфическая и мигматитовая полосчатость в очковых гнейсах согласованы и падают в юго-восточном направлении (120–140°) под углами от 40 до 70°.

Третий тектонический блок шириной 0,5–1 км представлен кварцитами и силлиманит-биотитовыми гнейсами. Как и в вышеописанном, здесь основные структурные элементы падают преимущественно в юго-восточном направлении под углами 30–70° и косо ориентированы относительно тектонических разрывов Центрально-Сихотэ-Алинского шва. По сравнению с очковыми гнейсами второго блока в кварцитах более четко выражена линейность (след пересечения кливажа и метаморфической полосчатости). Редкие замеры залегания линейности свидетельствуют о ее погружении в северо-восточном и юго-западном направлениях под углами 5–30°.

Четвертый блок сложен мигматизированными габбро-амфиболитами и амфиболитами, которые не обнаруживают четких признаков складчатости. Лишь близ зоны Центрально-Сихотэ-Алинского разлома, где широко проявлена милонитизация, отмечаются мелкие складки в милонитах.

Таким образом, характер и интенсивность складчатости в породах различной степени метаморфизма проявились неодинаково. В породах зеленосланцевой фации метаморфизма наиболее типичны мелкие складки изгиба и ламинарного течения. Основной плоскостной текстурой их являются трещины кливажа, минерализованные кварцем, альбитом, серицитом и биотитом. Складки в породах амфиболитовой фации метаморфизма более крупные и простые. Аналог кливажа – кристаллизационная сланцеватость – обусловлен план-параллельным расположением крупных чешуй биотита, мусковита или

силлиманита. Параллельно кристаллизационной сланцеватости размещены линзы и жилы гранитной лейкоксомы, порфиробласты плагиоклаза. Как в породах зеленосланцевой, так и амфиболитовой фаций метаморфизма процессы складкообразования происходили синхронно или почти синхронно с метаморфизмом пород.

Учитывая тесную сопряженность мелких складок с зонами разломов, можно допустить, что они имеют приразломный характер. План деформаций в породах различных блоков и фаций метаморфизма одинаков. Более того, он хорошо согласуется со структурным планом пород мезозойского обрамления. Это дает основания предполагать, что в зоне Центрально-Сихотэ-Алинского разлома все структурные элементы обязаны своим происхождением единому этапу и плану деформаций, возникших в связи с готеривской и сеноман-туронской складчатостью и движениями по Центрально-Сихотэ-Алинскому разлому.

ВЕРХНИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ

Верхний структурный этаж, охватывающий орогенные комплексы, подразделен на нижний и верхний структурные ярусы.

Нижний структурный ярус

Нижний структурный ярус объединяет верхнемеловые и эоценовые эффузивы среднего и кислого состава, залегающие субгоризонтально с резким угловым несогласием на нижнем структурном этаже. Слабый (10–15°) наклон отдельных потоков вулканитов указывает скорее на неровности рельефа субстрата, чем на складчатые дислокации. К этому же структурному ярусу отнесены верхнемеловые образования свиты Кандахэ, выполняющие Хорский грабен в зоне Центрально-Сихотэ-Алинского разлома. Однако, ввиду исключительности структурного положения, эти образования испытали значительные складчатые деформации. В них почти повсеместно устанавливается крутое (40–80°), в отдельных случаях и опрокинутое, залегание, а вблизи зон разрывов – будинаж, развальцевание и катаклиз пород. В отличие от всех более древних отложений, закартированных в зоне разлома, рассланцевание в породах свиты Кандахэ отсутствует.

Верхний структурный ярус

Верхний структурный ярус описываемого этажа включает формацию миоценовых платобазальтов кизинской свиты и рыхлые олигоценовые отложения. Залегание их всюду субгоризонтальное, а наблюдаемый нередко слабый уклон обусловлен, вероятно, неровностями субстрата. Базальты кизинской свиты встречаются по всей площади, но везде образуют мелкие останцы на различных гипсометрических уровнях рельефа.

На исследованной территории широко проявлены разрывные нарушения, придавшие ей блоковое строение. Среди них по направлению выделяется четыре группы.

Разрывные нарушения северо-восточного направления самые многочисленные и наиболее древние. К ним относятся Центрально-Сихотэ-Алинский структурный шов, Коломинская, Няухинская, Кафэнская и другие зоны разломов.

Зона Центрально-Сихотэ-Алинского структурного шва четко выделяется геоморфологически. К ней приурочены прямолинейные отрезки русел рек и ручьев, а также депрессионные понижения в рельефе. Отдельные отрезки ее хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках, на аэромагнитных картах она почти не выделяется. Зона разлома состоит из серии сближенных субпараллельных разрывов, среди которых выделяются, обычно, главный и второстепенные. Главный разрыв удивительно прямолинеен и ориентирован в северо-восточном направлении по азимуту около 25° . Аналогичную ориентировку имеют и второстепенные разрывы. По данным дешифрирования аэрофотоснимков, определяется прямолинейная крутопадающая ($70-80^{\circ}$) на юго-восток поверхность сместителя, по которой уверенно определяются опущенный восточный, сложенный свитой Кандахэ, и приподнятый западный, представленный метаморфическими образованиями, блоки. В зоне сместителя развиты выветрелые рыхлые продукты механического истирания мощностью около 50 м. Они свидетельствуют о самых последних, видимо, кайнозойских движениях по разлому, которыми затушевана вся предыдущая история развития этой крупной и долгоживущей глубинной разрывной структуры Сихотэ-Алиня. Заложение разлома произошло еще в позднем палеозое, поскольку он определенным образом уже влиял на формирование верхнепермских отложений и контролировал размещение домезозойских габброидов, гранитоидов, продуктов вулканизма основного и кислого состава. По мнению Б.А.Иванова /2/, Центрально-Сихотэ-Алинский разлом является левосторонним сдвигом с амплитудой горизонтального пе-

ремещения 150-200 км. С ранне-позднемиловыми движениями по зоне Центрального разлома связано проявление динамотермального метаморфизма и следующей за ним метасоматической гранитизации, которая наиболее интенсивно проявилась в осевой части линейного блока. С поздними фазами движений, как считает Б.А.Иванов /2/, связано становление позднемиловых (сенонских) гранитоидных массивов.

Коломинская зона разлома является западным ответвлением Центрального шва и состоит из трех сближенных и параллельных разрывов, отделяющих Хорский блок от слабо метаморфизованных валанжинских отложений. Синхронно с воздыманием блока формировался узкий грабен, заполнившийся отложениями поздней молассы (свита Кандахэ). Дешифрирование аэрофотоснимков и поведение малых структурных форм указывает на крутое ($70-80^{\circ}$) западное падение поверхности сместителя разрывов описываемой зоны. Верхнемиловые отложения свиты Кандахэ в зоне разлома брекчированы, обохрены и на отдельных участках окварцованы, валанжинские породы интенсивно расщеплены, смяты в мелкие складки и пронизаны тонкой сетью кварцевых прожилков, в краевой части блока метаморфит они близки к филлитам. Одна из характерных особенностей Хорского отрезка зоны Центрально-Сихотэ-Алинского разлома - косоориентированное расположение кливажа и других структурных форм по отношению к простиранию разрывов. По мнению Б.А.Иванова /2/, их ориентировка совпадает с теоретически возможным простиранием складок волочения при левостороннем сдвиге.

Няухинская зона разлома состоит из серии разрывов (взбросо-сдвиги) северо-восточного направления, ориентированных под острым углом к зоне Центрального разлома. Она служит восточным ограничением Чукенского блока, сложенного верхнепермской кафэнской свитой, и принимается за границу Центрально-Сихотэ-Алинского антиклинория и Восточно-Сихотэ-Алинского синклинория. Зона контролируется выходами валанжинских отложений и раннемиловых субвулканических диабазов. В коренном обнажении по р.Деахуаэчки она представлена полосой дробления и смятия пород шириной около 10 м с падением поверхности сместителя по азимуту 120° , угол 80° . В других местах отдельные ветви разлома имеют также крутое залегание и сходную морфологию. Амплитуда смещений по зоне составляет не менее 2 км.

Чакзинская зона разлома, проявленная в триасово-юрских отложениях, относится к разрывной структуре более низкого порядка. Она прослежена в пределах одного струк-

турного яруса и по амплитуде вертикальных перемещений (500–800 м) уступает Няхинской.

Кафэнская зона, закартированная к западу от Центрально-Сихотэ-Алинского разлома, выражена системой дугообразных и прямолинейных разрывов северо-восточного и северо-западного направлений. Наиболее четко зона проявлена в среднем течении р.Кафэ, где она контролируется выходами линейных тел раннемеловых гипербазитов и гранитоидов. Продолжением ее на северо-восток от р.Хор является, очевидно, система разрывов в истоках р.Талу-Макчи, отделяющих валанжинские отложения от ниже-среднеюрских. Здесь зона трассируется выходами и скрытыми на глубине телами гипербазитов, которые контрастно выделяются на аэромагнитной карте масштаба 1:200 000. Сочленение с разрывами северо-западного направления обуславливает дугообразную систему разрывов, совпадающую с простиранием верхнепермских и мезозойских складчатых структур. Зона имеет глубинное заложение и длительное развитие. Представляется, что вначале она развивалась как надвиговая структура, но впоследствии трансформировалась в крутой взброс с падением поверхности сместителя в западном направлении. Гравиметрическими данными установлено /26/, что с Кафэнской зоной разломов примерно совпадает граница гравитационной ступени между Уссури-Амгунской положительной и Сихотэ-Алинской отрицательной гравитационными аномалиями. Вдоль отдельных разрывов зоны отмечается катаклиз, рассланцевание и смятие пород шириной до сотни метров.

Дурминская зона разлома служит восточной границей Западно-Сихотэ-Алинского антиклинория. Амплитуда перемещения по разлому, имеющему крутое до вертикального падение, составляет не менее 1000 м. По данным Н.Г.Осипова /28/, Дурминский разлом состоит из серии сближенных разрывов, образующих ослабленную тектоническую зону шириной 1,5–2 км. Раннемеловое время образования разлома подтверждается заложением прогиба соответствующего возраста, выполненного грубообломочными и вулканогенными отложениями. Дальнейшие подвижки по серии разрывов происходили вплоть до миоцена.

Среди меридиональных разломов наиболее крупным является Катэнский разлом, выраженный системой разрывов и залеченный на многих участках линейными телами высокомагнитных диабазов и гипербазитов. На изученной площади закартирована только его северная часть протяженностью около 60 км. Амплитуда смещения по зоне Катэнского разлома, если судить по строению выхода кафэнской свиты в нижнем течении р.Катэн, составляет око-

ло 1000 м. Разлом контролирует распространение верхнетриасовых (?) и ниже-среднеюрских отложений и влияет на ориентировку складчатых структур. Так, верхнепермские и мезозойские отложения, распространенные к востоку от зоны разлома (междуречье Кафэ-Катэн), имеют северо-восточное направление складчатых форм, а к западу от него – северо-западное. В коренном залегании зона разлома наблюдалась в цоколе террасы р.Катэн, в 300 м выше одноименного поселка. Здесь на протяжении 30 м развиты сильно развальцованные, будинированные, участками превращенные в глину осадочные породы, простирающиеся в меридиональном направлении. Природа разлома не ясна. Предполагается, что за пределами территории, в районе р.Бикин, Катэнский разлом сочленится с Центрально-Сихотэ-Алинским. Если это так, он может быть сопоставлен с крупным меридиональным И м а н о - Ф у д з и н - с к и м р а з л о м о м, считающимся левосторонним сдвигом /2/.

Разрывы северо-западного и близширотного направлений рассматриваются как более молодые взбросы по отношению к складчатым северо-восточным. Они пользуются сравнительно широким распространением и выделяются по результатам дешифрирования аэрофотоснимков или смещению границ толщ и более ранних северо-восточных разрывных нарушений. Амплитуда смещения по ним обычно невелика и в редких случаях (бассейн р.Туломи), судя по срезу имми триасово-юрских отложений, составляет 1,5–2 км.

Большинство их является поперечными к складчатым структурам. Продольные разрывы этого направления имеются только в северо-западной части листа, где они согласуются с простиранием вмещающих пород.

Заканчивая характеристику разрывных структур района, отметим длительную историю их развития и тесную связь с геосинклинальным и орогенным этапами развития Сихотэ-Алиня. В геосинклинальный этап заложились и развивались складчатые разрывы, имеющие северо-восточное простирание. Они контролируются мощными зонами дробления, рассланцевания и смятия пород, внедрением разновозрастных интрузий. В орогенный этап движения по этим разрывам продолжались, но получили широкое распространение также разрывы северо-западного или близширотного направлений. По отношению к первым они являются более молодыми и по типу смещений могут быть отнесены к сбросам или сбросо-сдвигам.

В свете изложенных данных летопись геологического развития района в общих чертах может быть восстановлена с начала поздней перми, т.е. с момента формирования в морских условиях обломоч-

ных, глинистых и вулканогенно-кремнистых отложений кафэнской и ходийской свит.

Накопление верхнепермских отложений по обе стороны от Центрально-Сихотэ-Алинского разлома, как следует из их вещественного состава и мощности, происходило в различных структурно-фациальных условиях. В Чукенском блоке во время формирования кафэнской свиты существовали мелководные условия, на что указывают спорадические выходы органогенных известняков, значительное количество грубообломочных пород и присутствие в отдельных участках в глинистых сланцах плохо сохранившихся отпечатков листьев кордаитов. Следовательно, уже в поздней перми Чукенский блок выступал в качестве поднятия, в отдельных участках которого могла существовать островная суша. К югу от изученной площади и частично в ее пределах в Чукенском поднятии в это время происходили активные подводные и, возможно, наземные излияния основных и кислых лав, формировались комагматичные им пластовые интрузии габбро-диабазового и гранит-липаритового состава. В Кафэнском блоке формирование одноименной свиты осуществлялось в более глубоководном морском бассейне с беспокойным тектоническим режимом. Об этом свидетельствует присутствие вулканогенно-осадочных образований типа подводно-оползневых брекчий с глинистым заполнителем.

В более позднее чандазское время позднепермский морской бассейн испытал дальнейшую дифференциацию на ряд линейных прогибов и поднятий, что привело к большой пестроте фациальных обстановок. В наиболее глубоководных частях прогибов накапливались кремнисто-глинистые осадки, в более мелководных — обломочные и вулканогенно-осадочные породы и органогенные известняки. К концу поздней перми (людязинский горизонт) тектонический режим территории существенно изменился. Преобладающее прогибание уступило место поднятиям, что фиксируется появлением в верхах разреза верхней перми преобладающих основных вулканитов, гиалокластитов и их туфов, грубообломочных фаций и рифогенных, большей частью обломочных известняков. Последние представляют собой, по-видимому, продукт разрушения биогермных и рифовых построек.

Ранне-среднетриасовая история развития региона не известна, так как отсутствуют палеонтологически датированные отложения этого возраста.

В позднем триасе началось региональное прогибание территории и заложение новых геосинклинальных прогибов. Начальные стадии формирования мезозойских прогибов сопровождались мощным

диабазовым вулканизмом. Дальнейшее прогибание и расширение трансгрессии позднепермского моря привело к образованию обширного сравнительно глубоководного морского бассейна, дифференцированного на две структурно-фациальные зоны. Границей между ними служил Центрально-Сихотэ-Алинский разлом. К западу от разлома, в пределах Центрально-Сихотэ-Алинского антиклинория, в триасово-юрское время накапливались вулканогенно-кремнисто-терригенные образования краснореченской и хунгарийской свит, к востоку — существенно кремнистые и кремнисто-глинистые породы джаурской свиты. В пределах антиклинория широко проявился геосинклинальный магматизм, тогда как зона синклинория в это время является практически амагматичной.

Верхнеюрские-нижнемеловые отложения синклинория, преимущественно обломочные с пачками флишoidного переслаивания, представляют, по-видимому, регрессивную стадию геосинклинального цикла. Среди проблем раннегеосинклинальной истории Сихотэ-Алиня отиетим имеющиеся сомнения относительно длительного временного интервала формирования джаурской свиты (поздний триас — юра).

Валанжинские и ниже-верхнемеловые отложения, завершающие разрез геосинклинального комплекса, представлены флишoidной формацией, которая сформировалась в узких приразломных прогибах, глубоко проникающих внутрь континента. В готериве, в связи со складкообразованием, были дислоцированы нижнемеловые отложения и значительно усложнены более ранние складчатые структуры. С завершающими этапами раннеготеривской складчатости и блоковыми подвижками связывается внедрение гипербазит-габбро-диабазовых и гранитоидных интрузий. После накопления альб-сеноманских осадков море окончательно покинуло район, а сами отложения свиты во время последней и самой интенсивной сеноман-туронской складчатости были смяты в линейные напряженные складки северо-восточного простирания.

В раннем мелу, по мнению Б.А.Иванова /2/, начались горизонтальные движения крупных блоков литосферы по Центрально-Сихотэ-Алинскому разлому, благодаря которым в сеноне окончательно оформился структурный план геосинклинального комплекса.

Начальные этапы орогенной стадии в пределах Сихотэ-Алинской складчатой области ознаменовались грандиозным гранитоидным магматизмом, ранние фазы которого примерно совпадают по времени внедрения с движениями по Центрально-Сихотэ-Алинскому разлому. Послойные внедрения гранитного материала и предшествующая им метасоматическая гранитизация в зоне упомянутого разлома определенно свидетельствуют об унаследованности гранитоидами структур-

ных элементов мелового этапа деформаций и могут служить косвенным доказательством их позднемелового возраста.

В предатское время прерывистые горизонтальные перемещения по Центральному разлому сменились вертикальными, в результате которых на поверхность по системе двух крутопадающих разрывов был выведен линейный блок в различной степени гранитизированных пород. По краям блока синхронно с его воздыманием формировались узкие линейные грабены, заполняющиеся грубообломочными фациями и вулканическими продуктами свиты Кандахо. В дальнейшем подвижки по разлому продолжались, видимо, неоднократно, но с небольшой амплитудой вертикального перемещения. В пределах Западно-Сихотэ-Алинской вулканической зоны и, частично, в Восточно-Сихотэ-Алинском синклинии в позднем мелу и палеогене происходили интенсивные вулканические процессы, обусловившие накопление разнообразных продуктов извержений.

Имеющиеся материалы по региону позволяют предположить, что к миоцену орогенная стадия развития завершилась, и излияния миоценовых базальтов кизинской свиты знаменуют собой уже посторогенную стадию.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Рельеф территории обнаруживает черты зонального строения. С северо-запада на юго-восток, в направлении к осевой части хр. Сихотэ-Алинь, характерно закономерное возрастание абсолютных отметок вершин и глубины эрозионного расчленения поверхности. Преобладающая часть площади представляет собой в различной степени расчлененное среднегорье, и только крайняя северо-западная и юго-восточная ее части принадлежат соответственно Средне-Амурской равнине и резко расчлененному высокогорью.

Круто- и пологосклонное среднегорье, сформировавшееся на верхнепалеозойских - мезозойских стратифицирующихся и магматических образованиях, охватывает всю центральную и частично западную части площади с абс. отметками вершин 700-1100 м и относительными превышениями 300-500 м. Для этого типа рельефа характерны большая глубина эрозионного расчленения и крутизна (20-30°) склонов, сравнительно узкие (5-50 м) гребневидные водоразделы и конусовидные вершины. Склоновые поверхности, имеющие денудационно-эрозионное происхождение, прямые или слабо вогнутые, почти повсеместно залесены и покрыты сравнительно мощным (1,5-3 м) чехлом делювиальных отложений. Ручьи и распадки короткие, долины глубоко врезан-

ные и слабо выработанные. Имеется определенная зависимость форм микрорельефа от литологии субстрата. На кремнистых и глинистых породах рельеф сильнее расчленен, характеризуется более резкими очертаниями граблей водоразделов и склонов, чем на песчаных и магматических породах. Последние образуют слабо расчлененные массивы, как правило, возвышающиеся над окружающим рельефом. Некоторые интрузивные массивы (Сидимийский, Нижнекафэнский и частично Сукпайский) из-за сильного выветривания пород, напротив, характеризуются "утопленным" рельефом по отношению к вмещающим их роговикам. Выявляется также прямая зависимость рельефа от элементов тектонического строения. Так, в зоне Центрально-Сихотэ-Алинского разлома формируется пониженный и сглаженный рельеф, predeterminedный легкой разрушаемостью пород.

Пологосклонное низкое тяготеет к западной (нижнее течение р. Катэн) и северо-западной частям района, где характерны широкие (100-300 м) выположенные водоразделы и пологие (6-15°) протяженные склоны, плавно сливающиеся с водоразделами и широкими хорошо выработанными днищами долин.

Относительные превышения над ними поверхностей водоразделов составляют здесь 150-300 м, абс. отметки обычно куполовидных вершин - 500-700 м. Среди низкогогорья в отдельных участках выступают массивы среднегорного рельефа, сложенные позднемеловыми эффузивами и интрузиями, либо верхнепермскими осадочно-вулканическими породами.

Крутосклонное высокогорье занимает небольшую площадь в юго-восточной части листа, в пределах интрузивно-купольной структуры, образованной в процессе внедрения позднемеловых гранодиорит-порфиров. Высотные отметки вершин здесь составляют 1700-1900 м, относительные превышения 400-600 м, достигая иногда 800 м. Для этого типа рельефа характерны плоские поверхности водоразделов шириной до первых сотен метров и большая (25-30°) крутизна сильно изрезанных распадками склонов. Последние примерно с 1400 м и выше лишены древесной растительности и покрыты осыпями либо увенчаны скальными выходами интрузивных пород. В отдельных участках в истоках ручьев сохранились ледниковые цирки округлых очертаний размером не более 0,5 км в диаметре. Днища цирков заполнены щебенчато-глыбовым материалом, сгруженным в виде отдельных холмов. Вниз по течению цирки переходят в троговые долины рек.

Предгорье и небольшая часть Средне-Амурской равнины заняты плоским или холмисто-увалистым рельефом. Плоско-волнистые слабо залесенные, нередко заболоченные поверхности во-

доразделов здесь обычно плавно сливаются с протяженными пологими склонами, а последние – с хорошо выработанными широкими долинами водотоков. Абсолютные отметки поверхностей здесь составляют 400–500 м, относительные превышения – 100–200 м.

Эрозионно-аккумулятивный рельеф представлен субгоризонтальными плоскими или слабо всхолмленными поверхностями трех уровней аккумулятивных и цокольных террас. По возрасту они подразделены на среднечетвертичные, позднечетвертичные и современные.

Среднечетвертичные террасы (Q_{II}) сохранились в виде небольших по площади участков вдоль бортов долин наиболее крупных рек – Хор, Чуken, Делюго, Кафа. Высота их относительно русел рек составляет 20–30 м, ширина – 200–500 м, протяженность – 2–6 км. От поверхностей террас более низкого уровня они отделяются обычно резким уступом высотой 3–8 м. У тыловых окраин рассматриваемые террасы плавно сочленяются с выработанными поверхностями склонов, иногда перекрываются образованиями делювиального шлейфа. Поверхности самых высоких террас района слабо всхолмлены, заболочены, обычно полого ($3-5^{\circ}$) наклонены в сторону рек.

Они сложены аллювиальными галечниками различной (0,5–8 м) мощности, в уступе нередко обнажается цоколь подстилающих пород.

Позднечетвертичные террасы (Q_{III}) распространены наиболее широко. Высота их от уреза воды 3–10 м, ширина до 2 км, длина – 8 км. Уступы террас крутые ($60-80^{\circ}$), сложены рыхлыми осадками и, очень редко, коренными породами. Поверхности их плоские, часто заболоченные. Тыловой шов выражен довольно резко и лишь иногда сnivelирован делювиальным шлейфом. На аэрофотоснимках, в отличие от среднечетвертичных, описываемые террасы опознаются по серому пятнистому фототону, иногда наличию заболоченных старичных понижений.

Поименные террасы, развитые очень широко в долинах рек, ровные или бугристые с многочисленными заболоченными старицами. На аэрофотоснимках они легко выделяются по темно-серому фототону, обусловленному густой поименной растительностью.

История формирования рельефа

История развития рельефа может быть прослежена в общих чертах с позднего мела, когда после завершающей складчатости территория вступила в орогенный этап развития. К началу формирования позднемеловых вулканитов уже существовал сильно пенепле-

низированный палеорельеф, который в дальнейшем прошел длительную стадию преобразования. По-видимому, вплоть до олигоцена на территории существовал относительно спокойный тектонический режим и теплый климат, которые способствовали выравниванию рельефа и формированию кор выветривания. В олигоцене-миоцене можно предположить активизацию тектонических движений, которые носили сводово-глубинный характер. С этими движениями, вероятно, связано наиболее интенсивное погружение Средне-Амурской депрессии. Климат в это время, судя по изученным спорово-пыльцевым комплексам, был теплым и влажным. На обширном пространстве Средне-Амурской впадины и ограничено в пределах возвышающейся гористой части Сихотэ-Алиня произошли мощные излияния платобазальтов кизинской свиты, под которыми были погребены рыхлые олигоцен-миоценовые отложения впадины и бронированы денудационные поверхности выравнивания в пределах поднятий. С конца неогена наблюдается новое оживление тектонических движений, которые привели к дальнейшему поднятию горной системы и опусканию впадин. Ожившиеся при этом процессы глубинной эрозии и денудации вызвали интенсивное расчленение приподнятых участков рельефа и накопление грубообломочных отложений в окраинных частях Средне-Амурской впадины. Судя по материалам А.Ф. Атрашенко /II/, они имеют олигоценный возраст и формировались в условиях умеренно-теплого климата. Очевидно, к этому времени окончательно оформилась современная гидросеть, ориентировка и тип которой во многом предопределены геологическим и тектоническим строением района. Судя по грубым фациям аллювия, на протяжении всего четвертичного периода преобладали восходящие колебательные движения, запечатленные в серии речных террас по долинам рек.

В позднечетвертичное время наступило похолодание, и высокогорная часть рельефа подверглась небольшому горно-долинному оледенению. В настоящее время большая часть территории находится в относительно стабильной тектонической обстановке. Наиболее активные в тектоническом отношении участки приурочены к зоне Центрально-Сихотэ-Алинского разлома, где все мелкие правые притоки р. Хор имеют височные долины. Это может указывать на то, что воздымание Хорского тектонического блока продолжается и в настоящее время.

Из вышеизложенного можно заключить, что подходящая для образования россыпей обстановка существует только в пределах низко-среднегорного рельефа в западной части территории. Гидросеть здесь оформилась в условиях умеренных тектонических движений, вследствие чего долины рек и ручьев имеют четко выработанный профиль и значительную мощность аллювиальных отложений.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Для территории листа ведущим полезным ископаемым является вольфрам в комплексе с оловом и золотом. Менее характерны цинк, свинец, титан и другие полезные ископаемые.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Черные металлы

Железо

Геологическими маршрутами в пределах выходов гипербазитов выявлено несколько железорудных проявлений, представленных вкрапленностью магнетита в дунитах. В отдельных штучках содержание магнетита достигает 15–20% объема породы. Более низкие (1–5%) его концентрации отмечаются в дунитах постоянно. По данным аэромагнитной съемки /32, 17/, центральная часть Верхнекафэнского массива и выходы ультрабазитов в северо-западной части листа характеризуются резко аномальным магнитным полем интенсивностью до 6 тыс. гамм. Выяснено, что магнитные аномалии обусловлены во всех случаях выходами ультрабазитов с рассеянной вкрапленностью магнетита, которые из-за низких содержаний железа практического значения не имеют.

Титан

За счет разрушения габбро-гипербазитовых интрузий Верхне- и Нижнекафэнского массивов в верховьях рек Хука и Уончо сформировались россыпи ильменита (III-I-4,5; IV-I-I) с содержанием его от 50 до 79,2 кг/м³. Совместно с ильменитом присутствуют в количестве от 50 до 100 зерен на 0,01–1 м³ анатаз, рутил, сфен, лейкоксен, циркон (до 16 г/м³). Ориентировочные запасы ильменита, подсчитанные М.Ф. Кохановским /24/ только по долине руч. Уончо (IV-I-I), составляют 288 тыс. т. Близкие запасы ильменита в россыпях можно ожидать и в долинах р. Хака и руч. Тигровый. В настоящее время эти россыпи считаются непромышленными.

Спектральным анализом штучных проб, отобранных из габброидов, титан устанавливается в количестве до 1%. Учитывая, что на сопредельной с юга территории (Кадимийский массив) О.И. Тухасом /23/ в подобной геологической обстановке выявлены зоны с содержанием TiO₂ от 6,4 до 8%, Верхне- и Нижнекафэнский массивы мо-

гут представлять определенный интерес для поисков коренных руд титана. Заслуживают внимания и россыпи ильменита, для формирования которых имеются благоприятные условия – наличие интрузий основного и ультраосновного состава с повышенным содержанием ильменита и хорошо разработанных речных долин.

Цветные металлы

Медь

Самостоятельных рудопроявлений меди, заслуживающих внимания, на площади листа не обнаружено, а ее повышенные (до 0,4%) концентрации отмечаются на рудопроявлениях Кафэн, Хака, Солонцовое и Хвощевое.

Наибольший интерес для поисков меди представляет рудопроявление участка Хвощевого (I-I-5). Выявлено оно в 1979 г. М.И. Девяниным /18/ в междуречье Левая и Малая Сидими среди сильно измененных позднемеловых гранитоидов Сидимийского массива. В пределах рудопроявления интенсивно проявлены разрывная тектоника, трещиноватость и вторичные изменения пород – микроклинизация, серицитизация, лимонитизация и окварцевание. Рудная минерализация представлена лимонитом, пиритом, вторичными минералами меди, молибденитом и шеелитом. Оруденение охватывает всю массу пород на площади около 16 км². Спектральным анализом 255 бороздовых и сколовых проб в измененных гранитоидах обнаружены повышенные концентрации (в %) вольфрама и молибдена – от 0,008 до 0,03 каждого и меди – от 0,02 до 0,4. Выделяется интервал шириной около 100 м с содержанием меди 0,1–0,4%. Учитывая наличие мощной зоны выветривания и окисления, эти результаты анализов можно считать заниженными. В связи с комплексным характером минерализации оценка рудопроявлению дается по сумме рудных компонентов – меди, вольфрама и молибдена, приведенных к содержанию меди. Выделено два рудных тела с содержанием приведенной меди 0,26 и 0,47% на мощность соответственно 90 и 41 м. М.И. Девянин /19/ считает, что комплексная минерализация сформировалась под воздействием рудоносных флюидов на сильно трещиноватые гранитоиды и относит рудопроявление к медно-порфировой формации. Поисково-разведочные работы на участке Хвощевом продолжаются.

Свинец и цинк

Свинец и цинк образуют два рудопроявления и в повышенных концентрациях (0,1–0,3%) отмечаются в отдельных точках минерализации совместно с вольфрамом, оловом и золотом.

Наибольший интерес представляет рудопроявление Хака (Ш-1-6) расположенное в пределах вторичного ореола рассеяния свинца (0,01–0,1%), выделенного М.Ф.Кохановским /24/. Коренной источник обнаружен в верхнетриасовых (?) основных вулканитах на водоразделе ручьев Хака – Изьбринный. Здесь несколькими канавами вскрыта и прослежена по простиранию на 400 м зона дробления сульфидизации и окварцевания мощностью около 20 м. В результате гипергенных процессов трещиноватые и измененные основные вулканиты зоны превращены в лимонитизированные ноздреватые выщелоченные породы, в которых первичные минералы свинца и цинка визуально не определяются. В 58 штучных пробах, отобранных из зоны измененных пород, спектральным анализом в пяти определены (в %) свинец (1), в одной – цинк (0,2), в двух золото (0,1–0,3 г/т) и в трех серебро (20–50 г/т). Во всех пробах отмечается медь в количестве от 0,1 до 0,2%. В шлихах из протолок присутствуют пирит, реже халькопирит и арсенопирит, в одной пробе – галенит (13 зерен) и в двух – шеелит (ед. зерна).

Зона сульфидного окисления недостаточно изучена с поверхности, опробована только штучами, и поэтому оценка рудопроявления затруднительна. Учитывая геологическую ситуацию и характер минеральных ассоциаций, рудопроявление может быть отнесено к колчеданно-полиметаллическому типу и считаться перспективным на выявление золото-медно-полиметаллических руд.

Имеется еще несколько проявлений – точек свинцово-цинковой минерализации. Одно из них (П-4-4) известно по работам Е.Б.Бельтенева /13/ в истоках р. Няуха, но коренной источник руд, несмотря на специальные поиски /24/, обнаружить не удалось. По данным Е.Б.Бельтенева, спектральным анализом в глыбе ороговикованного алеврита с вкрапленностью галенита, сфалерита и других сульфидов определены (в %) свинец (3–6), цинк (0,1–1), медь (до 0,1) и серебро (10–30 г/т).

В пробах донных осадков свинец и цинк в небольших (до 0,001%) количествах присутствуют почти повсеместно, но аномалий, заслуживающих внимания, не установлено.

Олово

Олово в комплексе с вольфрамом присутствует в рудопроявлении Арса и месторождении Кафэн, а также образует 4 солевых ореола. Кроме того, в районе насчитывается 13 механических ореолов рассеяния касситерита.

Рудопроявление Арса (1-2-7) выявлено Гвасюгинской партией в истоках р. Прав. Сидими, в контакте известняков с раннемеловыми гранитами. Геологическое строение его приведено ниже при характеристике вольфрамового оруденения. В пределах площади рудопроявления в одном пересечении канавой вскрыта зона прокварцованных пироксеновых скарнов с содержанием олова, по данным химического анализа, 0,42% на мощность 1,3 м. По простиранию оловянная минерализация не прослеживается. Здесь же в одном штуче из дайки грейзенизированного гранита олово определено в количестве 1%. Других зон и участков, несмотря на проведенные М.И.Девяниным /18/ детальные поиски, на рудопроявлении не обнаружено.

Повышенные содержания олова наблюдаются в рудах месторождения Кафэн (Ш-1-2), находящегося в среднем течении руч. Военный, возле бывшего пос. Кафэн. Коренной источник олова сопровождается комплексным шлиховым ореолом касситерита и шеелита с содержаниями последних от единичных до 100 зерен на 0,01 м³ и лито-геохимическим потоком рассеяния олова (0,0003–0,001%). Оруденение грейзено-кварцево-жильного типа приурочено к штоку раннемеловых грейзенизированных гранитов и связано с кварцевыми жилами и прожилками северо-восточного и субширотного простираний. Размеры зоны прожилкования в измененных гранитах достигают 0,5хх0,25 км, мощность кварцевых жил редко превышает 1 м. В отдельных участках жильная масса достигает 20–25% объема вмещающих гранитов.

Из геохимических аномалий олова, по результатам опробования донных осадков, определенный интерес представляет лишь одна (II-4-3), выявленная в бассейне р. Лев. Тыкла. Аномалия приурочена к криптобатолитовой зоне, представленной рогамиками, обогащенными сульфидами, и контролируется повышенным содержанием олова в пробах донных осадков (0,006%) и касситерита в шлихах.

Полученные данные по оловоносности позволяют считать, что в районе перспективные рудопроявления олова отсутствуют и оно может иметь практическое значение только в случае разработки оловянно-вольфрамовых руд месторождения Кафэн и в результате открытия других комплексных месторождений.

Р е д к и е э л е м е н т ы

Молибден

Выявлено три рудопоявления и несколько мало контрастных геохимических потоков совместно с вольфрамом. Наибольший интерес представляет вышеупомянутое рудопоявление Хвощевое (1-1-5), расположенное в междуречье Лев. и Мал.Сидими среди позднемеловых гранитоидов Сидимийского массива. Выявлено оно в 1979 г. М.И.Девяниным /18/ по материалам работ Н.Г.Осипова /28/. Здесь среди сильно измененных трещиноватых и обохренных гранитоидов вольфрам-молибден-медная минерализация локализована в зоне северо-восточного простирания шириной около 4 км. Молибденит встречается в виде тонкой вкрапленности и мелких гнезд совместно с пиритом и вторичными минералами меди. В подавляющем большинстве штучных проб молибден содержится в сотых долях процента, реже его концентрации достигают 1%. Молибдену сопутствуют в сотых долях процента вольфрам и в десятых – медь. Характер минерализации позволяет отнести комплексное рудопоявление к перспективной медно-молибденовой формации с относительно бедными содержаниями, но возможно, большими запасами руд. Рудопоявление продолжает изучаться с помощью поискового бурения и поверхностных горных выработок, и окончательная его оценка будет дана после завершения детальных поисковых работ. Остальные рудопоявления молибдена (1-2-4; 1-1-9) из-за низких содержаний и малых параметров оценены отрицательно.

Спектральным анализом проб донных осадков обнаружено шесть слабо контрастных геохимических потоков (IV-4-2) с содержанием молибдена в пробах 0,001-0,005%. Большая их часть расположена в пределах слабо измененных триасово-юрских вулканогенно-кремнисто-терригенных отложений и по геологическим данным интереса не представляет.

Вольфрам

На площади листа обнаружено одно месторождение, 8 проявлений, одна литогеохимическая аномалия и несколько потоков рассеяния вольфрама, 14 шлиховых ореолов шеелита.

М е с т о р о ж д е н и е К а ф э н (Ш-1-2) выявлено Гвасюгинской партией в 1976-1977 гг. на левобережье среднего течения р.Хор, в 4 км выше устья р.Кафэ. В 1978-1979 гг. оно детально изучалось М.И.Девяниным /18,19/ с применением поисково-

го бурения до глубины 170 м и поверхностных горных выработок. Изученная площадь (8 км²) месторождения сложена верхнепермскими терригенно-кремнистыми отложениями ходийской свиты, на которой полого (10-30°) залегает толща основных вулканитов условно верхнетриасового возраста. Стратифицированные образования прорваны дайками и мелкими штоками раннемеловых габбро (первая фаза), биотитовых и двуслюдяных гранитов (вторая фаза), подвергшихся интенсивному постмагматическому метасоматозу совместно с породами контактового ореола. Граниты превращены в мусковит-кварц-полевошпатовые метасоматиты и мусковит-кварцевые грейзены, рассечены многочисленными жилами и прожилками рудоносного кварца. По данным М.И.Девянина /18/, наиболее насыщена (до 25-30% объема) жильным кварцем полоса протяженностью 250 м и шириной 100 м, пересекающая шток гранитов в широтном направлении.

В результате поисково-разведочных работ на месторождении среди измененных гранитов и вмещающих их вулканитов основного состава по бортовому содержанию трехокси вольфрама 0,1% выявлено 32 оближенных рудных тела. Они локализуются в зонах дробления и повышенной трещиноватости северо-восточного простирания шириной 150-320 м, длиной около 500 м. Границы их нечеткие и выделяются только по результатам опробования. По характеру строения различаются четыре типа рудных тел: кварцевые жилы; зоны штокверкового типа в гранитах с густой сетью прожилков и мелких жил рудного кварца; зоны дробления и трещиноватости в окварцованных и сульфидизированных вулканитах основного состава с прожилками рудного кварца; интенсивно метасоматически окварцованные и сульфидизированные туфы и диабазы. Истинная мощность рудных тел колеблется от 1 до 10 м, протяженность 100-200 м, содержание трехокси вольфрама от 0,1 до 0,5%. В гранитоидах образованы штокверковые тела грейзенового типа, во вмещающих их вулканитах основного состава – минерализованные зоны прожилкового окварцевания. Руды месторождения комплексные: медно-оловянно-вольфрамовые. Из сульфидов в них присутствуют пирит, халькопирит и арсенопирит. Химическим анализом определены (в г/т): олово (50-330), вольфрам (300-1200), молибден (1-10), бериллий (3-4), медь (600-900), свинец, цинк и висмут – десятки г/т. Рудные тела штокверкового типа в грейзенизированных гранитах разведаны скважинами на глубину 170 м и продолжают вглубь; вертикальный размах оруденения в зонах прожилкового окварцевания в экзоконтакте гранитов ограничен мощностью (по одной скважине 70 м) продуктивной толщи основных вулканитов. Предварительным подсчетом запасов, принимая минимальное

промышленное содержание вольфрама 0,15% и удельный вес руды 2,8 г/см³, на месторождении определено 8154 т триокиси вольфрама, что позволяет отнести его в разряд малых месторождений. Оно обладает некоторым сходством с известными промышленными месторождениями Приморья, принадлежащими скарново-грейзеновой формации. Месторождение расположено в сравнительно освоенном и доступном районе.

Рудопроявление Арса (I-2-7) выявлено в 1975 г. в истоках р. Прав. Сидими. В 1977-1978 гг. оно изучалось М.И. Девяниным /18/ с применением поверхностных горных выработок и поискового бурения. Площадь рудопроявления сложена кремнисто-вулканогенно-терригенными отложениями верхнего триаса-средней юры и прорывающими их штоком раннемеловых двуслюдяных гранитов и крупным массивом позднемеловых гранодиоритов. Интенсивно проявленная разрывная тектоника обусловила сложное блоковое строение площади рудопроявления, а широко проявленные контактово-метасоматические процессы привели к образованию скарнов по известнякам и роговиков по терригенным породам. Оруденение приурочено к скарнам пироксенового состава, где тесно ассоциирует с жильным кварцем. Наиболее детально изучены две крупные (1,7х0,25 км и 0,2х0,8 км) линзы пироксеновых скарнов и скарнированных мраморов. В их пределах выявлено три рудных тела видимой мощностью 1,6 м (0,24% триокиси вольфрама), 6 м (0,45%) и 7 м (0,31%). Оруденение носит линзовидный характер и рудные тела по простиранию через 20-50 м не прослеживаются. Для оценки рудоносности зоны контакта грейзенизированных гранитов со скарнами пробурено четыре скважины глубиной от 31 до 101 м. Повышенное содержание триокиси вольфрама установлено только в двух точках - 0,2% на мощность 2 м и 0,28% на мощность 0,4 м. В пределах рудопроявления выявлено еще несколько минерализованных зон с содержанием триокиси вольфрама до 0,1%, но все они по простиранию резко объединяются шеелитом.

Рудный минерал представлен шеелитом, образующим зерна в кварце и реже в скарнах размером до 5 мм белого, желтого и серого цветов. Вместе с ним в небольших количествах присутствуют касситерит, галенит, пирит, халькопирит.

Описанное шеелитовое рудопроявление Арса пространственно и генетически связано с раннемеловыми высокоглиноземистыми гранитами и по условиям формирования может быть отнесено к скарново-грейзеновой формации. Выделение шеелита наиболее интенсивно проявилось в связи с окварцеванием, завершающим процесс грейзенизации. Поскольку окварцевание на рудопроявлении проявилось

слабо и только вдоль тектонических трещин, сформировались мелкие рудоносные линзы и гнезда, не представляющие промышленного интереса. И остальные рудопроявления вольфрама (I-1-2; I-1-4; I-3-2; I-3-3), за исключением Катэнского (IV-1-4), из-за своих малых параметров и низких содержаний металла практической ценности не представляют. Большинство их сосредоточено в северо-восточной части территории листа и приурочено, как правило, к экзоконтактам грейзенизированных гранитов раннемелового возраста. Они сопровождаются небольшой интенсивности шлиховыми ореолами (преимущественно десятки зерен на шлик) шеелита и иногда слабо контрастными (0,001-0,005%) геохимическими аномалиями.

Катэнское рудопроявление (IV-1-4) выявлено И.А. Плотниковым /30, 29/ при поисках золота на левобережье одноименной реки. Оно расположено среди верхнетриасовых (?) вулканитов основного состава, разбитых тектоническими разрывами на ряд блоков и прорванных дайками основного и кислого состава. Как объект на вольфрам рудопроявление не изучалось. В зонах прожилкового окварцевания и тектонических брекчий спектральным анализом в двух бороздовых пробах на мощность 1 м вольфрам определен в количестве 0,1-0,4%. Минерализация представлена шеелитом, с которым ассоциируют сульфиды и золото.

Благородные металлы

Золото

На площади листа обнаружены пять рудопроявлений, одна не промышленная россыпь и шесть шлиховых ореолов золота.

Рудопроявление Катэн (IV-1-3), расположенное в среднем течении одноименной реки, изучалось М.Ф. Кохановским /25/, В.Н. Болдовским /15/ и И.А. Плотниковым /30, 29/. В осадочных и вулканогенных породах основного состава ими прослежена на 3,5 км близ меридиональная полоса слабо минерализованных трещиноватых пород, насыщенных кварцевыми прожилками. Минерализация в них представлена вкрапленностью пирита, арсенопирита, халькопирита, галенита, шеелита и золота. Среди этой полосы на левом склоне руч. Перевальный вскрыта зона прокварцованных тектонических брекчий мощностью 0,2-2 м и протяженностью около 50 м. В одной из штучных проб, отобранных из кварца, золото обнаружено в количестве 5,5 г/т. В бороздовых же пробах содержания золота низкие (сотые и десятые г/т), вследствие чего рудопроявлению была дана отрицательная оценка. Учитывая, что в некоторых из них содер-

жаты повышенные (0,1–0,4%) концентрации вольфрама, рудопоявление нуждается в доизучении с целью оценки его на вольфрам и золото. Остальные рудопоявления золота (I–I-6; I–I-7; I–I-13; III–I-3), изученные Н.Г.Осиповым /28/ в бассейне р.Дурмин, из-за низких (0,1–0,3 г/т) концентраций металла признаны неперспективными. Все они связаны с жильным кварцем и прокварцованными вулканогенно-осадочными породами, приуроченными к тектоническим зонам повышенной трещиноватости.

Кроме коренных источников на площади листа известна золотоносная россыпь (IY–I-5), разведанная В.Н.Болдовским /15/ и И.А.Плотниковым /30/ в среднем течении р.Катэн. Долина реки в этом месте имеет асимметричный ядикообразный профиль и ширину от 1 до 5 км. Мощность аллювиальных отложений, судя по разведочным скважинам, колеблется от 2 до 16 м. Россыпь характеризуется крайне неравномерным, большей частью непромышленным содержанием металла (менее 50 мг/м³). Золотоносные струи концентрируются в приплотиковой обогащенной глинистой фракцией части аллювиальных отложений и в разрушенных породах плотика. На девятикилометровом интервале установлено повышенное содержание золота, которое в среднем составляет 270 мг/м³, при ширине пласта 26 м и мощности 0,63 м. Запасы металла в россыпи 350 кг /15/.

В пределах шликовых ореолов (I–I-8; I–I-12; I-2-1; I-2-2; П–I-2), площадь которых колеблется от 5 до 30 км², золото содержится в количестве 1–10 знаков на шлих и только в 2-х (I–I-8; I–I-12) его концентрации в отдельных шлихах достигают 40 знаков и весовых (до 150 мг/м³) количеств. Приуроченность ореолов преимущественно к западной части листа, где широко распространены измененные позднемеловые вулканы и интрузии разнообразного состава, позволяют считать эту площадь перспективной для проведения здесь дальнейших поисковых работ на золото, особенно в связи с обнаружением в последнее время в непосредственной близости Дурминского месторождения эпitherмального типа.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

При экономическом освоении района многие горные породы могут служить строительным материалом. При возведении объектов Сукпайского лесопромышленного комплекса в дорожном и жилищном строительстве широко используются галечники, гравий, щебень, добываемые в карьерах поблизости от объектов работ. Бутовым камнем стройка может быть обеспечена за счет разработки массивов субвулканических дацитов и гранодиоритов, залегающих вблизи

устья р.Сукпай. Это очень прочные, слабо трещиноватые породы, дающие крупноглыбовые (0,5–1 м) развалы. Для этих целей также с успехом могут применяться очень стойкие к процессам физико-механического разрушения позднемеловые и неогеновые базальты и андезиты, широко распространенные в северо-западной части листа.

В районе известно четыре выхода известняков, расположенных в истоках руч.Лафи (левый приток р.Чукен), рек Сои, Коломи и в правобережье р.Хор, ниже устья р.Коломи. Наиболее протяженный (до 8 км) выход мраморизованных известняков мощностью 200–300 м наблюдается в истоках руч.Лафи. Известняки здесь однородные, серые и белые, тонкокристаллические. Химический анализ известняков, обнаруженных по рекам Сои и Хору, показал (в %) высокое (I5–I7) содержание в них кремнезема и низкое окиси кальция (42–43), не отвечающее требованиям для известняков III сорта. Высокое качество имеют мраморизованные известняки рудопоявления Арса, но запасы их здесь невелики. По данным химического анализа, состав их (в вес.%) следующий: CaO – 52,69, SiO₂ – 3,2, Al₂O₃ – 0,4, MgO – 0,62, Fe₂O₃ – 0,42, п.п.п. – 41,42.

В качестве облицовочного материала могут использоваться серые полосчатые и белые однородные крупнокристаллические мраморы, обнаруженные в истоках р.Лафи среди верхнепермской кафэнской свиты. Возле выходов позднемеловых гранитов на протяжении около 4 км известняки превращены в мраморы. Белые крупнокристаллические мраморы тяготеют к контакту с гранитами и, судя по геологической обстановке, параметры их могут составить 50х1000 м. Серые полосчатые мраморы имеют плитчатую отдельность и пользуются здесь наибольшим распространением. По заключению ревизионно-оценочной партии, белые мраморы относятся к первой группе высокодекоративных облицовочных пород и представляют значительный практический интерес. Серые полосчатые мраморы – более низкого качества и по декоративным свойствам относятся ко второй группе. В качестве подолочных камней можно использовать пестроокрашенные кремнистые породы джаурской и краснореченской свит.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Формирование подземных вод во многом зависит от коллекторских свойств вмещающих пород и атмосферных осадков. Выделяются пластово-поровые воды элювиально-делювиальных и аллювиальных отложений, а также трещинные воды разновозрастных осадочных, интрузивных и вулканогенных образований.

Пластово-поровые воды аллювиально-делювиальных отложений приурочены обычно к подножьям склонов. Водовмещающими отложениями являются щебень и дресва с примесью суглинков и супесей. Водупором здесь служат коренные породы, горизонты глин со щебнем или суглинком. Обводненность склонов зависит прежде всего от их крутизны, мощности и механического состава элювиально-делювиальных отложений. Пологие склоны обводнены сильнее и подножья их, как правило, заболочены. Уровень грунтовых вод здесь неглубокий и нередко имеет выход на дневную поверхность. В этом случае, как, например, по правому борту р. Катэн и в других местах, наблюдается площадная инфильтрация подземных вод, интенсивное обводнение поверхности и развитие процессов солифлюкции. Дебит таких источников весьма значителен.

Питание подземных вод описываемого типа осуществляется в основном за счет атмосферных осадков и частично - подтока трещинных вод. Это обуславливает резкие колебания в циркуляции вод в зависимости от метеословий. В зимнее время эти источники полностью промерзают. Пластово-поровые воды бесцветные, иногда желтоватые, холодные, безвкусные. По химическому составу они преимущественно карбонатные, натриево-кальциевые и кальциево-натриевые. Ввиду непостоянного режима циркуляции водоносный комплекс пролювиально-делювиальных отложений промышленного значения не имеет.

Пластово-поровые воды аллювиальных отложений распространены по долинам рек и ручьев района, где они приурочены к комплексу разновозрастных террас с различной мощностью аллювия. Водоносными здесь являются галечники и валунники с примесью песка и гравия. Водупором служат коренные породы цоколя, прослои суглинков и глин. Питание вод происходит за счет атмосферных осадков и подтока трещинных и элювиально-делювиальных типов вод. Аллювиальные воды находятся в тесной гидростатической связи с русловыми водами, в питании которых они играют главенствующую роль. Глубина залегания зеркала грунтовых вод на поймах рек Катэн, Сукпай и Хор, по данным предшествующих исследователей [25, 35], составляет 0,5-1,0 м, в надпойменных террасах низких уровней - 0,5-2,6 м, на высоких (6-10 м) террасах - 9 м. В зимнее время верхняя часть грунтов промерзает и воды, заключенные между коренным цоколем и мерзлыми грунтами, приобретают характер слабонапорных. При этом иногда образуются (устья руч. Хака, р. Сукпай и др.) значительные по размерам наледи. Выходы грунтовых вод

вдоль уступов цокольных террас обуславливают сильную заболоченность поверхностей более низких террас и пойм. Дебит вод аллювиальных отложений в колодцах поселков Катэн, Среднехорский, Сукпай - 0,2-0,5 л/с. В долинах рек Сидими, Немпта и Дурмин [28] он достигает 3 л/с. По химическому составу воды карбонатные, кальциево-натриевые и натриево-кальциевые, реже хлоридные. Общая жесткость их 0,8-2,3 мг-экв/л, общая минерализация - 19-182 мг/л, pH - 5,3-6,8. По физическим свойствам они пригодны для нужд населения и промышленного использования. Воды обычно пресные, мягкие и очень мягкие, чистые и прозрачные.

Трещинные воды не обнаруживают определенной приуроченности к какому-либо типу пород, распространенных на изученной площади, а сосредоточены преимущественно в зонах повышенной трещиноватости. Наиболее крупные источники с дебитом 0,1-0,2 л/с наблюдались по лесовозной дороге пос. Среднехорский - Крутинный. Несколько источников вод трещинного типа имеется также на дорогах в районе поискового участка Арса. Самые многочисленные выходы подземных вод трещинного типа наблюдались среди андезитов свиты Кандахэ в зоне Центрально-Сихотэ-Алинского разлома. В истоках р. Сакбязя и руч. Гаражный породы настолько сильно передроблены и обводнены, что на них развивается густая овражная сеть, оползни, бугры пучения. Дебит таких источников трудно определить, но он представляется значительным. По химическому составу воды карбонатные, кальциевые и магниевые-кальциевые. В большинстве случаев запасы трещинных вод ограничены и промышленного значения они не имеют.

Трещинно-карстовые воды имеют ограниченное распространение и приурочены к линзам и пластам известняков, закартированных по левобережью р. Чуцен, правобережью р. Хор (ниже устья р. Коломи) и в других местах. Наиболее интересные наблюдения по режиму трещино-карстовых вод сделаны в истоках руч. Лев. Деахуаэчки. Здесь ручей, встречаясь на своем пути с выходом известняков, низвергается водопадом высотой около 8 м в карстовую воронку с диаметром по дну около 8 м. Дальнейший его путь по известнякам на протяжении около 300 м проложен в подземных карстовых полостях, и затем ручей снова выходит на дневную поверхность.

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Все еще низкая степень поисковой изученности не позволяет дать исчерпывающие прогнозы перспектив района. Среднемаштабным геологическим картированием и доизучением установлены отрицатель-

ные перспективы территории на железо, марганец и фосфор, связанные с геосинклинальным этапом геологического развития. Основная минерализация связана с инверсионным и орогенным этапом развития территории. Положение района в пределах Западной, Центральной и Главной минерагенических зон Сихотэ-Алиня /1/, присутствие разновозрастных вулканогенных и магматических образований с различной металлогенической специализацией определяют разнообразный характер его металлогении. Западная зона, расположенная в пределах Западно-Сихотэ-Алинского вулканогена, характеризуется золотой минерализацией, Центральная (Центрально-Сихотэ-Алинский антиклинорий) – золото-молибден-вольфрамовой, Главная (синклинорий) – вольфрам-оловянной.

В пределах территории, охватывающей только небольшую восточную часть Западно-Сихотэ-Алинского вулканогена, перспективных рудопоявлений золота пока не выявлено. Здесь известно всего несколько проявлений в измененных вулканитах и разрозненные шлиховые пробы со знаковым содержанием золота. Однако открытие в последние годы в непосредственной близости от района Дурминского месторождения в пропилитизированных андезитах, ряда перспективных рудопоявлений и шлиховых ореолов позволяют рассматривать эту зону как перспективную на выявление рудных и россыпных месторождений золота. Степень ее изученности, несмотря на выгодные географическое положение и транспортные условия, низкая. В связи с этим здесь рекомендуется постановка крупномасштабных поисково-съемочных работ.

Центральная минерагеническая зона перспективна на выявление оловянно-вольфрамовых (Кафэнское месторождение, рудопоявление Арса и др.), медно-молибденовых (рудопоявление Хвошевое), полиметаллических (рудопоявление Хака) руд и сопутствующих им золота, олова и меди. Верхне- и Нижнекафэнский массивы габбро-гипербазитовых пород раннего мела могут рассматриваться перспективными на обнаружение промышленных концентраций титана и сопутствующих ему элементов.

Вольфрамовая минерализация в описываемой зоне представлена шеелитом, тесно пространственно и, очевидно, генетически связанным с выходами высокоглиноземистых раннемеловых гранитов. Наиболее продуктивная минерализация располагается в участках контактов гранитов с карбонатными (рудопоявление Арса) или вулканогенными породами основного состава, богатыми кальцием (Кафэнское месторождение). Практическая значимость оруденения определяется степенью проницаемости пород и интенсивностью проявления процессов скарнирования, грейзенизации и окварцевания.

Благоприятное сочетание этих факторов на Кафэнском месторождении привело к образованию промышленных рудных тел, тогда как на рудопоявлении Арса, с наиболее благоприятной вмещающей средой, но слабой ее проницаемостью и незначительным развитием процесса окварцевания, сформировались только мелкие залежи шеелитовых руд. Перспективы Центральной зоны на вольфрам еще не исчерпаны. Осталось неизученным рудопоявление Катэн, не оценен шлиховой ореол шеелита в истоках руч.Викторовского (П-1-5), продолжается изучение рудоносной площади (I-I) в пределах участка Хвошевой. Близость района к известным месторождениям Приморского края и сходство геологической обстановки позволяет надеяться на открытие других перспективных проявлений вольфрама.

Поисковыми работами в бассейне р.Сидими М.И.Девяниным /18,19/ среди позднемеловых гранитов выявлена обширная перспективная рудоносная площадь с комплексным вольфрам-молибден-медным оруденением, приуроченным к зоне интенсивно трещиноватых и измененных гранитов.

Для более обоснованной оценки Центральной минерагенической зоны, наряду с проводящимися поисковыми работами на участке Хвошевой, в юго-западной части листа необходима постановка геологической съемки и поисков масштаба 1:50 000. Здесь наибольший интерес представляет полоса выходов позднеэоценовых (?) основных вулканитов, в которой сосредоточены проявления и шлиховые ореолы шеелита, золота, свинца, цинка и Кафэнское месторождение вольфрама.

Перспективы Главной минерагенической зоны, расположенной к востоку от Центрально-Сихотэ-Алинского структурного шва, по имеющимся в настоящее время материалам, оцениваются невысоко. Для нее характерна разубоженная вольфрам-оловянная минерализация преимущественно кварц-касситеритового типа, связанная с мелкими кварцевыми прожилками, размещенными среди полей роговиков.

Таким образом, вольфрам является основным рудным полезным ископаемым в районе. С ним ассоциируют золото, олово, молибден и медь. Открытое в конце семидесятых годов Кафэнское месторождение вольфрама относится, по данным предварительной разведки, к категории мелких и его разработка будет рентабельна только в случае прироста запасов за счет других месторождений, определенные перспективы выявления которых в районе имеются.

Очередность изучения рудной минерализации отражена на рис.4. Первоочередные объекты уже изучены (Кафэнское месторождение, рудопоявление Арса) или изучаются (площадь рудопоявления Хвошевое). Небольшой прирост запасов на Кафэнском месторождении

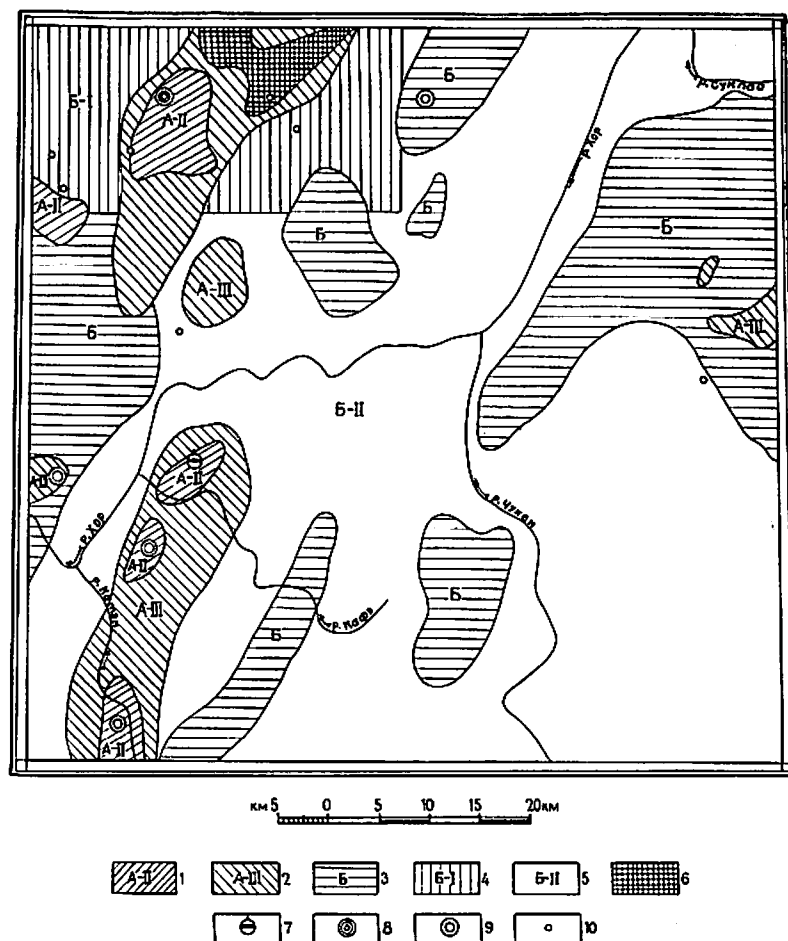


Рис.4. Карта прогнозов

1-6 - площади: 1 - с вывешенными рудопроявлениями и месторождениями, 2 - с наличием признаков оруденения, 3 - недостаточно изученные, 4 - отрицательной оценки, 5 - малоперспективные, 6 - рекомендуемые для постановки поисковых работ на россыпное золото; 7 - малые промышленные месторождения; 8-10 - рудопоявления: 8 - перспективные, 9 - для оценки перспектив требующие применения горных выработок, 10 - не представляющие практической ценности

возможен за счет разведки флангов в полосе распространения вулканитов. На площади рекомендуемых геологосъемочных работ масштаба 1:50 000 в юго-западной части листа (площадь А-III) необходимо оконтурить в первую очередь участки распространения вольфрамовой (участок Катэн) и колчеданно-полиметаллической (участок Хака) минерализации. В случае выявления значительных параметров измененных пород и минерализации целесообразна постановка детальных поисковых работ масштаба 1:10 000. Учитывая мощное развитие коры выветривания на участке Хака и наличие окисленных полиметаллических руд с низким (до 1%) содержанием, здесь желательна проходка единичных буровых скважин для вскрытия и оценки неокисленных руд.

Поисковыми маршрутами необходимо оценить площадь локального шлихового ореола шеелита (II-I-5) в истоках руч.Викторовского и геохимической аномалии олова (II-4-3) в истоках р.Лев.Тыкла.

ЛИТЕРАТУРА

О п у б л и к о в а н н а я

1. Геология СССР. т. XXXII. Приморский край, М., Недра, 1969.
2. Иванов Б.А. Центральный Сихотэ-Алинский разлом. Владивосток, 1972.
3. И з о х Э.П. Схема расчленения интрузий Северного Сихотэ-Алиня и ближайших районов левобережья р.Амур. - ДАН СССР, т.134, № I, 1960.
4. К о з л о в А.А. Геологическая карта и карта полезных ископаемых СССР масштаба 1:200 000, серия Сихотэ-Алинская, лист L-53-IV. Объяснительная записка, 1964.
5. К р а с н ы й Л.И. Основные вопросы тектоники Хабаровского края и Амурской области. Л., 1960.
6. М а р т ы н ю к М.В. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Сихотэ-Алинская, лист M-54-XXV.
7. О н и х и м о в с к и й В.В. (редактор), Б е л ь т е н е в Е.Б., З о л о т о в М.Г., П л о т - н и к о в И.А., Ш а п о ч к а И.И. Тектоническая карта Хабаровского края и Амурской области масштаба 1:2 500 000. 1968.
8. С и л а н т ь е в В.Н. Новые данные о верхней перми Среднего Сихотэ-Алиня, "Геология и геофизика", № 3, 1967.

9. Степанов Г.И. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, лист М-53-XXXV. Объяснительная записка, 1960.

Фондовая х/

10. Аношкин В.И. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения р.Хор. (Отчет о результатах геологического доизучения масштаба 1:200 000, проведенного Гвасюгинской партией в 1975-1977 гг. на площади листа L-53-Y). Инв. 18632.

11. Атрешенко А.Ф. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Нempta, Си и Пунчи. (Отчет о результатах геологической съемки масштаба 1:50 000 и поисковых работ, проведенных Сидиминской партией в 1975-1977 гг. в пределах листов М-53-141-Б,Г). 1976. Инв. 16511.

12. Белов Ю.И., Ловягин В.А. Отчет о результатах поисковых работ на вольфрам в бассейнах рек Матай, Подхоронок, Килами, Синка, Биракан и Манчжурка в 1972-1973 гг. Инв. 16326.

13. Бельтнев Е.Б. Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Чуken, Сукпай, Хор и новые данные о геологическом строении бассейнов рек Катэн и Кафэ. 1953. Инв. 4420.

14. Бельтнев Е.Б. Объяснительная записка к геологической карте Хабаровского края и сопредельных площадей Амурской области, Приморского края и Якутской АССР в масштабе 1:500 000. 1969. Инв. 12547.

15. Болдовский В.Н. Отчет о результатах поисково-разведочных работ на золото в бассейнах рек Катэн, Матай, Подхоронок и Обор за 1960-1961 гг. Инв. 19446.

16. Вонгаз Л.Б. Отчет о геологической съемке и шликерном опробовании частей листов L-53-Y-9, L-53-Y, L-53-10, 1950. Инв. 2550.

17. Головкин С.В. Отчет о результатах работ Уссурийской аэрогеофизической партии за 1972-1973 гг. Инв. 16314.

х/ Работы находятся в фондах ПГО "Дальгеология" (г.Хабаровск).

18. Девянин М.И. и др. Отчет о результатах поисковых работ на вольфрам, проведенных Туломинской партией в бассейнах верхних течений рек Нemptу, Бол.Сидими, Туломи, Були и на левобережье среднего течения р.Хор в 1977-1978 гг. Инв. 76712.

19. Девянин М.И. Отчет о результатах поисковых работ на вольфрам, проведенных в 1979 г. Кафэнской партией на левобережье р.Хор (участок Кафэн) и в междуречье Лев. и Мал.Сидими (район им.Лазо Хабаровского края). Хабаровск, 1980. Инв. 19111.

20. Елисеева В.К., Гсловнева А.А. Отчет о геологических исследованиях в бассейне рек Чуken и Кафэ в 1949 г. Инв. 02513.

21. Клычко К.Ф., Змиевский Ю.П. Отчет о результатах геологосъемочных и поисковых работ масштаба 1:50 000 в бассейнах рек Мал. и Бол.Эртукули, Гаодага и Маноме (Эртукулинская партия, 1971-1973 гг.). Инв. 16663.

22. Козлов И.Г. Отчет о геологических исследованиях, проведенных в бассейне р.Хор летом 1935 г. Инв. 419.

23. Тухас О.И., Колчина А.Д. Отчет о результатах работ отряда по проверке заявок за 1971 г. Инв. 14668.

24. Кохановский М.Ф. Отчет Н-Хорской партии о результатах поисковых работ на свинец и олово в 1957 г. Инв. 6777.

25. Кохановский М.Ф. Отчет о результатах поисков на россыпное золото в среднем течении р.Хор в 1959 г. Инв. 8346.

26. Майерянов В.С., Шестакова М.В. Отчет о результатах гравиметрической съемки масштаба 1:100 000, проведенной в бассейнах рек Мая (Алданская), Уда. Прихотская партия, 1965-1966 гг. Инв. 12025.

27. Надежкин В.Н., Киричек В.И. Новые данные по геологии бассейна среднего течения р.Бикин (Отчет Катэнской картосоставительской партии за 1960 г.). 1961, фонды ПТГУ, Инв. 5073.

28. Осипов Н.Г. Отчет о результатах геологосъемочных и поисковых работ масштаба 1:50 000 в бассейнах рек Дурмин, Сидими и верховье Обора в 1972-1974 гг. Инв. 17137.

29. Плотников И.А., Кохановский М.Ф. Отчет о результатах работ партии по проверке заявок за 1958 г. Инв. 7663.

30. Плотников И.А. Отчет о результатах поисково-разведочных работ на золото в бассейнах рек Катэн, Подхоренок, Капитоновка в 1960 г. Инв. 8786.

31. Плотников И.А., Мариненко Э.О. Отчет по теме 105. Выяснение перспектив рудоносности Западного Сихотэ-Алиня с составлением прогнозно-металлогенической карты масштаба 1:200 000 за 1970-1972 гг. Инв. 15155.

32. Ривоп Л.А. Отчет Дальневосточной аэромагнитной партии за 1957 г. Инв. 6859.

33. Романчук Т.В. Отчет по теме 93, т. I. Палеонтологическое обоснование расчленения палеозойских отложений Баджалского антиклинория, Селемджинского и Тугуро-Чумиканского районов. 1971, Инв. 14663.

34. Саканцев М.А. Ковальчук Т.К. Отчет о результатах работ партии № 528 по проверке заявок за 1953 г. Инв. 4542.

35. Салдугеев А.К. Краткий очерк геологического строения и подземные воды междуречья Хор-Немпу. (Окончательный отчет по гидрогеологической съемке масштаба 1:200 000). 1960, Инв. 8988.

36. Сушков П.А. Отчет о геологических исследованиях в бассейнах рек Катэн и Кафэ в 1949 г. Инв. 2519.

37. Эйриш Л.В. и др. Отчет о результатах тематических и поисково-ревизионных работ на Западном Сихотэ-Алине в бассейнах рек Лев.Подхоренок, 3-я Седьмая, Немпта, Золотой ключ, Дурмин, 1971. Инв. 14890.

Приложение I

СПИСОК ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ 1-53-У КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКО- ПАЕМЫХ МАСШТАБА 1:200 000

Индекс клетки на карте	№ на карте	Вид полезного ископаемого и наименование месторождений	Ссылка на литературу (номер по списку литературы)	Примечание
Ш-I	2	МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ		
		Редкие металлы		
		Вольфрам и олово		
		Кафэнское	18,19	Законсервировано

Приложение 2

СПИСОК НЕПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ 1-53-У КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ МАСШТАБА 1:200 000

Индекс клетки на карте	№ на карте	Вид полезного ископаемого и наименование месторождений	Ссылка на литературу (номер по списку литературы)	Примечание
Ш-I	1	МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ		
		Черные металлы		
		Титан		
Ш-I	5	Россыпь руч. Болотистого	10	Не разведывалось
Ш-I	5	Россыпь руч. Хака	10	То же
IV-I	1	Россыпь руч. Уончо	24	"
IV-I	5	Благородные металлы		
		Золото		
		Россыпь р. Катэн	25	Пройдена линия шурфов и скважин

Приложение 3

СПИСОК ПРОЯВЛЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКО-
ПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ
L-53-У КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ
МАСШТАБА 1:200 000

Индекс клетки на карте	№ на кар- те	Вид полезного ископае- мого и название (мес- тонахождение) проявле- ния)	Ссылка на ли- тературу (но- мер по списку литературы)	Примечание
I	2	3	4	5
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Цветные металлы				
Свинец, цинк				
П-4	4	Среднее течение р.Няу- ха	13	В аллювии
Ш-1	6	Руч.Хака, левый приток р.Хор	10	В коренном залегании
Олово				
I-1	1	Руч.Хвощевый	28	В коренном залегании
I-1	3	Среднее течение р.Мал.Сидими	10, 12, 28	Шлиховой ореол
I-2	5	Верховья р.Мал.Сидими	10, 18	То же
I-2	6	Верховья р.Мал.Сидими	10, 18	"
I-3	1	Истоки р.Талу-Макчи	10	Шлиховой ореол
I-4	3	р.Ниса-Джагдасу	10	То же
I-4	1	Устье р.Сукпай	10	"
П-1	1	Правобережье р.Килами	12	"
П-1	3	То же	12	"
П-1	4	Среднее течение р.Були	10	В делювии
П-3	2	Левобережье р.Хор	10	Шлиховой ореол
П-4	1	Верховья р.Тыкпа	10	Литогеохими- ческий ореол
П-4	2	То же	10	Шлиховой ореол
П-4	3	"	10	Литогеохими- ческий ореол
Ш-4	1	Верховья р.Няуха	10	Шлиховой ореол

I	2	3	4	5
IY-1	2	р.Уончо	10	Шлиховой ореол
IY-4	1	Истоки р.Делого	10	То же
Никель				
IY-2	1	Среднее течение р.Кафе	10	Литогеохими- ческий ореол
Редкие металлы				
Молибден				
I-1	5	Рудопоявление Хао- щевое	28, 18, 19	В коренном залегании
I-2	4	Рудопоявление Солон- цовое	18	То же
П-3	4	Рудопоявление Бугума	10	"
IY-4	2	р.Саг-Биаса	10	Литогеохими- ческий ореол
Вольфрам				
I-1	2	р.Мал.Сидими	28	В делювии
I-1	4	руч.Хвощевый	28	То же
I-1	10	руч.Водораздельный	28	"
I-1	11	То же	28	Шлиховой ореол
I-2	3	Верховья р.Мал.Сидими	18	Литогеохими- ческий ореол
I-2	7	Участок Арса	10, 18	В коренном залегании
I-2	8	Истоки р.Мал.Сидими	10, 18	Шлиховой ореол
I-3	2	руч.Дальний	10	В делювии
I-3	3	р.Коломи	10	То же
I-3	4	Верховья р.Немпу	10	Шлиховой ореол
I-3	5	Междуречьелевой и Правой Коломи	10	То же
I-4	2	Междуречье Тыкпа-Хор	10	"
П-1	5	Басс.р.Килами	10, 12	"
П-2	1	Басс.р.Туломи	10	"
П-3	1	Нижнее течение р.Коло- ми	10	"
П-3	3	Нижнее течение р.Чукен	10	Шлиховой ореол

I	2	3	4	5
Ш-I	1	руч.Военный	10	Шлиховой ореол
Ш-3	1	Левобережье р.Чукен	10	"
Ш-4	2	Бассейн р.Няуха	10	"
Ш-4	3	То же	10	"
IV-I	4	Левобережье р.Катэн	10,29	В коренном залегании
IV-3	1	Левобережье р.Чукен	10	Шлиховой ореол
IV-3	2	Правобережье р.Чукен	10	То же
Вольфрам и молибден				
I-I	9	руч.Водораздельный	28	В делювии
Б л а г о р о д н ы е м е т а л л ы				
Золото				
I-I	6	Бассейн р.Мал.Сидими	28	В делювии
I-I	7	Междуречье Дурмин- Ороченский	28	То же
I-I	8	Истоки р.Мал.Сидими	28	Шлиховой ореол
I-I	12	руч.Ороченский	28	То же
I-I	13	То же	28	В делювии
I-2	2	Верховья р.Бол.Сидими	18	Шлиховой ореол
I-2	1	р.Бол.Сидими	18	То же
П-I	2	р.2-я Килами	12	"
Ш-I	3	руч.Верх.Толчи	10	В делювии
IV-I	3	Рудопоявление Катэн	25,29,30	В коренном залегании
IV-2	2	Среднее течение р.Кафе	10	Шлиховой ореол

В брошюре пронумеровано 113 стр.

Редактор Н.С.Михеенкова
Технический редактор С.К.Леонова
Корректор Т.А.Ушакова

Сдано в печать 13.02.85.

Подписано к печати 28.01.87.

Тираж 148 экз.

Формат 60х90/16

Печ.л.7,25

Заказ 378с

Центральное специализированное
производственное хозрасчетное предприятие
объединения "Совзгеолфонд"