

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВТОРОЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

~~XXXXXXXXXX~~
~~XXXXXXXXXX~~

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

МАСШТАБА 1:200 000

СЕРИЯ НИЖНЕ-АМУРСКАЯ

Лист М-54-III

Объяснительная записка

Составители: *М.А.Ахметьев, В.Д.Овчининский,*
И.С.Столяров
Редактор *Е.Б.Бельтнев*

Утверждено Научно-редакционным советом ВСЕГЕИ
18 марта 1965 г., протокол № 15

МОСКВА 1970

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Введение	3
Стратиграфия	9
Интрузивные образования	44
Тектоника	53
Геоморфология	62
Полезные ископаемые	68
Подземные воды	80
Литература	84
Приложения	88

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа М-54-Ш, ограниченная координатами $51^{\circ}20' - 52^{\circ}00'$ с.ш. и $140^{\circ}00' - 141^{\circ}00'$ в.д., охватывает северное окончание хр. Сихотэ-Алинь и юго-восточную часть Удиль-Кизинской равнины. Административно она относится к Ульчскому и частично Нижне-Амурскому районам Хабаровского края.

Северное окончание хр. Сихотэ-Алинь состоит из цепи горных узлов, в центре которых над плоскими, различно ориентированными водораздельными пространствами высотой 200-600 м возвышаются куполовидные вершины (горы Арбат - 506 м, Мал. Сомон - 676 м, Дефект - 712 м и Каменная - 576 м). Горный массив, расположенный к северу от оз. Кади, входит в систему хребтов Нижнего Приамурья. Морфологически - это также горный узел с горой Граничная - 659 м в центре и серией низких отрогов, отходящих от нее в широтном направлении. В целом горы низкие, с пологими склонами, поросшими густой таежной растительностью. Крутизна склонов нигде не превышает $25-30^{\circ}$. Относительное превышение водораздельных пространств над днищами долин составляет не более 300-400 м. К западу и северо-западу горы, постепенно понижаясь, незаметно сливаются с Удиль-Кизинской равниной, к юго-востоку они резко обрываются в воды Татарского пролива. Живописные скальные обрывы по берегу пролива имеют высоту от 5-10 до 120 м и во время приливов образуют протяженные (до 1 - 2 км) "непропуски".

Удиль-Кизинская равнина, включающая акватории озер Кизи (300 км²) и Кади (90 км²), занимает северо-западную часть района площадью 1500 км². В долинах рек Амура и Яя и по берегам озер поверхность ее заболочена, испещрена протоками, пойменными озерами и старицами. Передвижение здесь сильно затрудняется обилием кочкарниковых марей с высотой кочек до 80 см. На западе в

виде невысокого (до 406 м - г.Нижн. Кудюм) горного массива среди равнины возвышаются Холанские сопки.

Гидрографическая сеть принадлежит бассейну Амура и Татарскому проливу. Амур в пределах района протекает двумя протоками: Холанской (Старый Амур) и Мариинской (Новый Амур). Ширина их соответственно 1,5 и 1,0 км, глубина 15 и 10 м, скорость течения 1 м/сек. Озера Кизи и Кади, принимающие ряд больших и малых рек (Кади, Б.Чильба, Шитниковская и др.), связаны с руслом Амура судоходными протоками. Глубина озер достигает 3-5 м. Непосредственно в Татарский пролив впадают реки Б.Сомон, Дуи и др., самой крупной из которых является р.Б.Сомон. Ее ширина 15 м, глубина 0,8 м, скорость течения 2 м/сек. Режим малых рек тесно связан с количеством атмосферных осадков. Они мелкие, и даже в период затяжных дождей не представляют серьезных преград для переправы вброд. Зато в периоды больших наводнений на Амуре водой заливаются огромные пространства Удиль-Кизинской равнины и участки нижних течений рек. В это время водная поверхность простирается от подножий гор на востоке до Холанских сопки на западе. Катастрофические наводнения бывают сравнительно редко (1-2 раза в 5-10 лет), но в конце августа-сентябре уровень воды в Амуре, как правило, повышается.

Климат муссонный, со сравнительно коротким летом и продолжительной зимой. В холодное время года господствуют сухие ветры, дующие из области высокого давления над охлажденным материком, летом влажные муссоны приносят с востока обильные осадки. Водораздельный хребет, несмотря на его незначительную высоту, создает препятствие на пути воздушных масс, влияя на климатические условия различных частей района. Среднегодовая температура на восточном побережье оз.Кизи - 2,5°C, на берегу пролива и в долине Амура - 1,5°C. Средняя температура самого холодного месяца - января - во внутренних частях района -24,9°C, на побережье -19,6°C. Различия в температурах самого теплого месяца - августа - менее контрастны (+16,8°C на побережье и +18,4°C - внутри района). Среднегодовое количество осадков (многолетнее) 443 мм в долине Амура и 562 мм на побережье. Наиболее благоприятным временем для проведения полевых геологосъемочных работ являются июнь-сентябрь.

Растительный покров достаточно разнообразен и богат представителями охотско-камчатской, восточно-сибирской, маньчжурской и чукотской флористических областей, выделенных В.Л.Комаровым в пределах Дальнего Востока. Более 70% территории занято лесами, 15% - лугами, главным образом кустарничковыми, около 10% - бо-

лотами. Основными лесообразующими породами являются ель, пихта, лиственница и береза, встречающиеся в составе различных лесных формаций. Вертикальная поясность растительности выражена слабо. В горной части выделяются только два пояса: гольцовой и подгольцовой растительности и таежный пояс. Долина Амура (пойма и I надпойменная терраса) занята лугами с зарослями кустарника и участками леса. Из представителей животного мира в районе водятся медведь, сохатый, рысь, россомаха, лиса, выдра, заяц, белка. На щебнистых осыпных склонах часто встречаются гадюки. В долине Амура, на озерах и в бухтах на побережье много гусей и уток. В удалении от моря повсеместны мириады комаров и мошек.

Обнаженность района неудовлетворительная, и лишь, изучая выходы горных пород на побережье Татарского пролива, можно составить представление о характере залегания толщ, их строении и вещественном составе, что было отмечено еще первыми исследователями Нижнего Приамурья. В частности И.И.Полевой (1916) писал: "Изумительно однообразное строение ... базальты, их туфы и туфобрекчии. Красные полосы протягиваются по утесам, сходясь и расходясь, линзообразно облекая серые базальты (андезиты). Ясно проходит сбросовая трещина, по которой породы передвинуты.... Линзы плотных пород и рыхлые красные ленты (туфы) составляют картину всех обрывов, ...слоистая свита пересекается жилами андезито-базальтов". Все это ... "дает богатый материал для изучения явлений вулканизма". Амур вскрывает разрезы террас различных уровней.

Район заселен слабо и неравномерно. Общая численность населения около 10 тысяч человек. Почти все оно сосредоточено на побережье зал. Чихачева (пос.Де-Кастри), на Амуре (пос.Мариинское, Булава, Кади) и на берегу оз.Кизи (пос.Санники, Чильба, Кизи и др.). Основные занятия жителей - сельское хозяйство, рыбный промысел, лесоразработки. Часть населения занята на водном транспорте и на обслуживании нефтепровода. В настоящее время ведутся работы по расширению пропускной способности нефтепровода. В начале текущего столетия эксплуатировались россыпи Холанского месторождения.

Основным средством сообщения является водный транспорт, которым в летнее время связано большинство населенных пунктов. Стоянки паромов, курсирующих по линии Хабаровск-Николаевск, находятся в пос.Мариинское, Кади и Булава. Причалы для речных трамваев и катеров имеются на побережье оз.Кизи, в поселках Санники, Чильба, Кизи, Сиговая, Рейд. В зимнее время все поселки по

Амуру и Кизи связаны автотранспортом. В пос. Мариинское расположен аэродром, функционирующий в течение всего года (связь с Хабаровском, Комсомольском, Богородском, Николаевском).

В районе имеется несколько грунтовых дорог, пригодных для движения автотранспорта в летнее время. Одна из них, построенная для обслуживания нефтепровода, соединяет пос. Де-Кастри с пос. Софийском-на Амуре, расположенным близ западной границы района, за его пределами. К северу от пос. Де-Кастри эта дорога идет в направлении к поселку на мысе Лазарева. Второй грунтовой дорогой пос. Де-Кастри соединен с пос. Чильба (на берегу оз. Кизи). В соответствии с планом дальнейшего развития производительных сил Хабаровского края в ближайшее время предусматривается переоборудование пос. Де-Кастри в крупный морской порт по вывозке лесоматериалов за границу. В 1963 г. на базе нескольких местных леспромпхозов было создано фирменное объединение "Мариинск-Лес" по заготовке и экспорту леса.

Первые сведения о географии Нижнего Приамурья были получены в результате морских исследований XVIII-XIX в.в. Залив Де-Кастри был открыт Ж.Ф. Лаперузом в 1787 г.; им даны названия большинства островов, бухт и мысов. Интересно отметить, что существовавший ранее мыс с арочными воротами, названный именем первооткрывателя, в настоящее время не сохранился. Ж.Ф. Лаперуз, а затем И.Ф. Крузенштерн и другие, утверждали, что Сахалин соединяется с материком, и только в 1849 г. это представление было опровергнуто Г.И. Невельским.

Впервые описания горных пород, слагающих берега Амура, были получены от Н.П. Аносова (1856 г.), Г. Перемыкина (1856 г.), Р. Маака (1859 г.), Ф.Б. Шмидта (1856-1862 гг.), Д.Н. Романова (1859 г.). Последний, кроме того, попытался объяснить причину резкого сближения Амура с Татарским проливом на широте оз. Кизи. По мнению Д.Н. Романова, причина поворота Амура в районе оз. Кизи заключается в том, что при образовании реки воды на пути встретили Амгунский хребет, затопив озерный район. Затем Амур сумел пропилить хребет в районе Чаятына и воды были спущены в Охотское море.

В примечании к очерку Д.Н. Романова известный русский географ П.П. Семенов (Тянь-Шанский) писал, что сближение Амура с морем "... есть, конечно, замечательная и почти исключительная гидрографическая особенность речной системы Амура, достойная самого подробного изучения, которая позволяет рассматривать район как один из интереснейших пунктов Восточной Азии".

Тогда же, в 50-60-е годы XIX столетия, была выдвинута идея

постройки канала, соединяющего Амур с Татарским проливом через оз. Кизи, с обоснованием его экономической целесообразности. В 1894 г. Л.Ф. Бачевич составил первую геологическую карту Нижнего Приамурья, куда вошла и территория листа М-54-Ш.

На рубеже XIX и XX столетий район посещался Д.В. Ивановым (1897) и Я.С. Эдельштейном (1905 г.). В 1913 г. Э.Э. Анертом была издана сороковерстная карта южной части Дальнего Востока, на которой к северу от оз. Кизи показаны порфириды и базальты.

В 1915-1916 гг. П.И. Полевой (1916 г.) совершил несколько маршрутных пересечений в низовьях р. Амура и по побережью Татарского пролива от Николаевска до Де-Кастри. Он первый отметил связь современных форм рельефа с молодыми вертикальными движениями, указав, что "... разломы позднейшего времени сопровождались обильными излияниями эффузивных пород, особенно базальтов, и значительными передвижениями земной коры, обусловившими направление береговой линии Татарского пролива". В дальнейшем идея о наличии крупной зоны разрывов вдоль побережья Татарского пролива развивалась Э.Э. Анертом (1928 г.), А.Н. Криштофовичем (1938 г.), Н.А. Белневским (1951 г.) она была названа Восточно-Сихотэ-Алинским структурным швом.

Систематическое геологическое изучение района и проведение первых мелкошаштабных геологических съемок было начато в 30-е годы нашего столетия (Мелиоранский, 1934ф; Смахов, 1936 ф; И.Г. Козлов, 1940 г.). Одновременно проводились геоморфологические исследования долины Амура и изучение строения кайнозойских наложенных впадин в связи с выяснением перспектив нефтеносности Нижнего Приамурья (Кушев, 1936; В.Ф. Филиппович, 1939 г. и др.).

В результате этих работ была создана первая стратиграфическая схема осадочных и вулканогенных образований и проведено возрастное сопоставление базальтовых толщ с позднеэретичными базальтами Японии, Камчатки и Западного Сахалина. В этот же период были сделаны попытки объяснить геоморфологические особенности и историю развития долины р. Амур, а также происхождение озер Кизи и Кади. Проведено подробное геоморфологическое описание Нижнего Приамурья, дана характеристика амурских террас с обоснованием возраста.

Из поисковых работ следует отметить исследования Г.Т. Юхно (1934 г.) по поискам месторождений кварцевых песков в окрестностях оз. Кизи, не давшие положительных результатов, и работы В.Ф. Зинченко (1931 г.), С.М. Репина (1934 г.) и В.С. Кузьмина (1942 г.), приведшие к выявлению коренного месторождения золота в Холанском горном массиве.

В конце 40-х годов различные исследования проводили Е.Ф.Малеев (1946 г.), Г.С.Ганешин (1948 ф) и А.А.Кириллов (1949 ф). Первый из них обратил внимание на линейное расположение палеовулканов в Сихотэ-Алине (Болонский, Шипловский и др.), которые он считал древнечетвертичными, приуроченными к зоне разрывов северо-восточного простирания в пределах Амуро-Уссурийской депрессии.

Е.Ф.Малеев высказал предположение о существовании цепочек аналогичных вулканов на побережье Татарского пролива Г.С.Ганешин, проводя геоморфологические исследования в районе оз.Кизи - пос.Де-Кастри, составил геоморфологическую карту масштаба 1:200 000 этого района. А.А.Кирилловым была разработана наиболее обоснованная стратиграфическая схема, выгодно отличающаяся от схем предыдущих исследователей. В это же время (1948-1949 гг.) большая часть района покрывалась гравиметрической съемкой масштаба 1:500 000 (В.А.Сиплатов и др., 1950 г.).

В 1950-1951 гг. на территории района проводились изыскательские работы Амурской экспедицией МПС по трассе проектируемой железной дороги Комсомольск - мыс Лазарева, в результате которых был собран богатый материал по составу и мощности четвертичных образований, инженерно-техническим свойствам пород и водообильности кайнозойских эффузивов. Одновременно была проведена разведка месторождений нерудных полезных ископаемых.

В дальнейшем геологические работы развивались в различных направлениях. Так, в 1952 г. геоморфологические исследования на побережье Татарского пролива проводил В.А.Буханевич, который особое внимание уделил изучению новейших тектонических движений в береговой полосе. В 1954-1955 гг. территория листа М-54-III была покрыта кондиционной геологической съемкой масштаба 1:200 000 под руководством Д.К.Осинцева и В.Г.Плахотника, составивших комплекс карт масштаба 1:200 000: геологическую, полезных ископаемых, гидрогеологическую, геоморфологическую и четвертичных отложений. В 1955-1956 гг. В.Г.Плахотником и Э.К.Дулькис (1957 г.) велись исследования по изучению верхнемеловых и кайнозойских вулканогенных образований восточного склона Северного Сихотэ-Алиня. Ими впервые была выделена кизинская свита, собраны ископаемые растительные остатки в районе пос.Круглое и М.Накатова и дана обстоятельная петрографическая и петрохимическая характеристика эффузивных образований, дополняющая и уточняющая данные М.А.Фаворской (1956 г.) по Восточному Сихотэ-Алиню.

В 1955 г. Холанское золоторудное месторождение посетил Г.П.Волярович, который пришел к выводу, что гибридная интрузия гранодиоритов довольно слабо затронута эрозионными процессами. Это позволяет предполагать наличие оруденения на глубине. Он также отметил целесообразность дальнейшего изучения россыпей в Холанском горном массиве. В 1961 г. на Холанском месторождении проводились ревизионно-поисковые работы (А.П.Кисец и др., 1962 ф). Авторы составили схематическую геологическую карту масштаба 1:25 000 и выделили в пределах месторождения два перспективных участка, оценив в целом месторождение как перспективное для постановки более детальных работ.

Сводные и тематические работы по стратиграфии, магматизму, тектонике и металлогении Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья принадлежат А.И.Савченко (1961), Э.П.Изоху и др. (1957), Ю.Ф.Чемекову (1956), З.П.Поталовой (1962 ф). Исследования, проведенные "Витязем" в Татарском проливе, изложены в работе Н.П.Зенковича, В.С.Медведева и др. (1961 г.).

При составлении геологической карты, карты полезных ископаемых листа М-54-III и объяснительной записки к ним, помимо материалов перечисленных выше авторов, использованы данные дешифрирования аэрофотоматериалов, редакционно-увязочных маршрутов, выполненных авторами издаваемого листа в 1963 г., и результаты работ Л.И.Белявского, Н.В.Ерошенко и др. (1964 ф), проводивших в пределах Удильской впадины геофизические (ВЗЗ) исследования и буровые работы в поле развития кизинской свиты.

Листы, смежные с листом М-54-III на юге, западе и севере, опубликованы: М-54-П, IX и N-54-XXXIII). Неувязки по границам с издаваемым листом вызваны в основном выделением кизинской свиты, которую ранее относили к кузнецовской свите эоценового возраста. На севере территории, в районе горы Груша, из состава самаргинской свиты выделена толща кислых эффузивов палеогенового возраста.

СТРАТИГРАФИЯ

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Верхний отдел

Сеноманский и туронский ярусы

Ларгасинская серия ($Ст_2^{(g)}$) обнажается на небольших площадях в центральной и северной частях Холанского горного массива

и на левобережье р.Яй, вблизи ее устья. Коренные обнажения горных пород в поле развития ларгасинской серии отсутствуют. В высыпках и щебнистых развалах на обоих участках преобладают мелкозернистые песчаники серые и зеленовато-серые, очень крепкие. В подчиненном количестве встречается щебень зеленовато-серых алевролитов, грубозернистых песчаников, гравелитов, мелкогалечных конгломератов и седиментационных брекчий. В грубообломочных разностях преобладают обломки кремнистых пород и кварца, в песчаниках - кварца и полевых шпатов. В экзоконтакте интрузий породы повсеместно ороговикованы и гидротермально изменены, в зонах нарушений - брекчированы и окварцованы.

Отложения, подстилающие ларгасинскую серию, в районе неизвестны. В Холанском горном массиве контакт ларгасинской серии с вышележащей больбинской свитой тектонический, на левобережье р.Яй между ними предполагается несогласие, так как такой же характер носят взаимоотношения больбинской и удоминской свит в устье р.Муты. Мощность ларгасинской серии (около 600 м) определена условно, на основании данных по смежной территории с запада, где Б.Я.Абрамсоном (1959) подобные осадки выделены в ларгасинскую свиту, подразделенную на 3 подсвиты. Средняя подсвита мощностью 600 м слагает западную оконечность Холанского горного массива.

Органических остатков в породах ларгасинской серии на рассматриваемой площади не обнаружено, но к западу и юго-западу (Б.Я.Абрамсон, 1959; Е.Б.Бельтнев и др., 1958) сеноман-туронский возраст их установлен достаточно обоснованно по присутствию *Inoceramus cf. concentricus* Park. var. *niponicus* Nagao et Mat., *I. interruptus* Schmidt, близкого *I. hobetsensis* Nagao et Mat., *Acila* (*Truncacila*) aff. *biwargata* Sow. (определение В.Н.Верещагина) и морских ежей из рода *Hemilaster* Desor (определение О.И.Шмидта).

Туронский ярус и сенонский надъярус

Удоминская свита (Ст₂^{ud}) сложена конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, андезитовыми порфиридами, их туфами и туфопесчаниками. В отдельных тектонических блоках и "эрозионных окнах" она обнажается из-под больбинской свиты на участке слияния рек Яй и Муты. Из-за пространственной разобщенности взаимоотношение удоминской свиты с нижележащей ларгасин-

ской серией не установлено, но имеются сведения (Б.Я.Абрамсон, 1959), что между ними наблюдается несогласие. Подобное взаимоотношение зафиксировано также между удоминской и больбинской свитами близ устья р.Муты. Здесь в коренном обнажении видно, что покровом порфиридов срезается пачка алевролитов, залегающая в кровле видимого разреза удоминской свиты.

Разрез свиты начинается пачкой конгломератов и песчаников общей мощностью около 100 метров, выходы которой фиксируются в нижних частях склонов правого нижнего притока р.Муты, в 4 км от устья. Конгломераты состоят из хорошо окатанной гальки кварца, кремнистых пород с плохо сохранившимися скелетами радиолярий, спилитов, диабазов, реже аргиллитов, алевролитов, песчаников, порфиридов. Преобладающий размер галек от 0,05 до 0,4 м.

Вышележащие горизонты вскрываются на правом склоне долины р.Муты, в 1 км выше ее слияния с р.Яй. В восточной части обрывистого склона здесь в разрозненных обнажениях прослеживаются пласты мелкогалечных светлоокрашенных конгломератов, переслаивающихся с маломощными слоями (2-3 м) гравелитов и грубозернистых, существенно кварцевых песчаников с редкой рассеянной галькой кремнистых пород. Цемент как в песчаниках, так и в конгломератах перекристаллизован, замещен вторичным кварцем, поэтому наиболее мелкозернистые разности песчаников напоминают по облику кварцитовидные породы. Здесь же, на склоне, изредка встречается копьевидная щебенка черных сажистых алевролитов. Видимая мощность этих слоев свиты 300-350 м.

Западнее из-под сенонских порфиридов обнажается средняя и верхняя части разреза свиты. Строение их таково^{х/}:

1. Конгломераты мелко- и среднегалечные, окварцованные, с маломощными (до 1-2 м) прослоями грубо- и крупнозернистых кварцевых и полмиктовых песчаников 70 м
2. Туфопесчаники тонкозернистые, зеленовато-серые, неяснополосчатые 6-8 "
- Песчаники разнозернистые, грубо- и среднезернистые, зеленовато-серые, с заметной примесью туфогенного материала, с редкими включениями окатанной кварцевой гальки. Цемент перекристаллизованный, кварцевый 5 "

^{х/}Здесь и далее разрезы дочетвертичных отложений приводятся снизу вверх.

3. Туфопесчаники тонкослоистые, серые и лиловато-серые, содержащие обуглившиеся растительные остатки, шишки хвойных. Изредка в этой же пачке встречаются маломощные прослои туфов и пласты порфиритов. Туфы среднего состава, кристалло-витрокластические и литокристаллокластические, псаммитовые и алевропелитовые. Кластический материал представлен порфиритами, кремнистыми породами, кварцем, плагиоклазом, пироксеном, роговой обманкой. Цемент почти нацело замещен карбонатом, эпидотом и хлоритом. Порфириты, как правило, интенсивно карбонатизированы. Вкрапленники андезина, реже лабрадора зонального строения, центральная часть зерен замещена сосуригом 30 м
4. Туфы порфиритов, тонкорассланцованные, мелкообломочные, лиловые, с растительными примазками 12 "
5. Туфы псаммитовые, переслоенные алевролитами, пестроокрашенные, карбонатизированные 4 "
6. Туфоаргиллиты с включениями редких пирокластических обломков порфиритов, светло-серые с зеленоватым оттенком, слегка рассланцованные 25-28 "
7. Алевролиты черные, тонкоплитчатые, сажистые, с характерной копьевидной формой щебня. Среди алевролитов встречаются округлые сидеритовые конкреции диаметром 2-3 см. Изредка наблюдаются маломощные (5-7 см) прослои среднезернистых песчаников 40-50 "

Выше пачка туфогенно-осадочных пород с резким угловым несогласием перекрывается порфиритами больбинской свиты. Общая мощность удоминской свиты около 800 м.

Литологический состав свиты хорошо выдержан по простиранию. При картировании и дешифрировании аэрофотоснимков конгломераты, образующие в рельефе остроконечные гривки, прослеживаются к северу от описанного разреза до подножья горы Пули, где они скрываются под порфиритами больбинской свиты. Еще севернее на северо-восточных отрогах горы Пули, эти же породы (конгломераты и песчаники) выведены на поверхность в тектонических блоках, слагающая две вершины водораздельного гребня^{х/}. В южном направлении

^{х/} Выходы удоминской свиты на северо-восточных отрогах горы Пули в масштабе карты не выражаются.

удоминская свита, по Е.Т.Михалиной (1962), прослеживается на левобережье нижнего течения р.Муты и в бассейне притоков рек Садуингра и Гакабаранин.

Остатки флоры, собранные в туфоалевролитах в устье р.Муты, оказались неопределимыми. На смежных территориях (Б.Я.Абрамсон, 1959; Е.Б.Бельгенов и др., 1958) удоминская свита подразделена на две подсвиты: нижнюю, которая сложена терригенными породами, и верхнюю - существенно туфогенную. Наличие на рассматриваемой площади в составе свиты порфиритов и туфогенных пород позволяет сопоставлять ее с верхней подсвитой соседних районов, содержащей *Trigonia paciliformis* Iok. var. *sachalinensis* Jabe et Nag. (определение В.Н. Верещагина), *Hemiaster amurensis* Schmidt, *H. judincensis* Schmidt (определение О.И. Шмидта) турон-нижнесенонского возраста. Однако, не исключено, что удоминская свита на территории листа М-54-III развита в почти полном объеме, а изменение ее литологии в сравнении с западным и юго-западными районами (большое количество конгломератов) и сокращенные мощности фиксируют продолжение Центрального Сихотэалинского поднятия.

С е н о н с к и й н а д ъ я р у с

Больбинская свита (Ст₂⁶⁶) представлена пироксеновыми и роговообманковыми порфиритами, их туфами, лавобрекчиями и туфо-конгломератами. По З.П.Потаповой (1962 ф), северо-восточнее, в районе пос.Тыр, она залегает согласно на удоминской свите и связана с последней постепенными переходами. Резко несогласное залегание ее на подстилающих породах юго-запада описываемой площади еще раз подчеркивает продолжение Центрального Сихотэалинского поднятия в районы Нижнего Приамурья. Наиболее обширные выходы больбинской свиты закартированы в бассейне р.Яй и на правом берегу р.Амур севернее оз.Кади, а также в пределах Холанского горного массива и в основании небольших останцов погружения (Нов. Удан, Мариинское, Рейд), расположенных в пределах долины Амура.

Весь комплекс вулканогенных пород свиты характеризуется однообразным химическим и петрографическим составом (см.таблицу). Это определяет своеобразие облика пород и петрографическую монотонность разреза, что способствует картированию свиты в целом, но затрудняет сопоставление отдельных частей разреза по разрозненным обнажениям. В составе свиты, особенно в ее средней и верхней частях, преобладают лавы и туфолавы плагиоклазовых, рогово-

обманковых и пироксеновых порфиров. Основная масса в различной степени замещена вторичными минералами, но всегда сохраняет реликты первичных гиалопидитовой, микролитовой и пилотакситовой структур. Лавобрекчий отличаются от лав порфиров кластической текстурой. Они состоят из обломков порфиров (до 70%), сцементированных эффузивной массой того же состава. Туфы, туфобрекчий и туфоконгломераты встречаются реже и главным образом в низах свиты.

В бассейне р. Яй больбинская свита слагает восточные отроги горного массива Шаман-Тиуль (лист М-54-П), гор Пули, Редколесная, западные отроги гор Ханда, Лесная и др., представляющие собой останцы когда-то единого, а ныне расчлененного вулканического поля. Здесь по немногочисленным коренным обнажениям, а чаще по высыпкам, установлено широкое распространение лав и лавобрекчий андезитовых порфиров и аналогичных по составу туфогенных пород.

На правом берегу р. Муты, в 1 км выше места ее впадения в р. Яй, обнажаются нижние горизонты видимого разреза свиты. На песчаниках и алевритах удоминской свиты с угловым несогласием залегают:

1. Порфиры андезитовые, серые, порфирового строения (во вкрапленниках плагиоклаз и роговая обманка), карбонатизированные около 15 м

2. Лавобрекчий пироксеновых порфиров 20 м

Севернее, в районе горы Пули, наблюдается более высокая часть разреза:

3. Лавы и лавобрекчий андезитовых порфиров с прослоями и линзами туфобрекчий 340 "

4. Туфы мелкообломочные, туфобрекчий порфирового состава 15 "

Общая мощность свиты в разрезе 390 м.

На правом склоне долины р. Муты, у южной границы района, в разрезе нижней части больбинской свиты появляются туфоконгломераты. Переслаиваясь с порфиритами, они слагают линзовидный слой мощностью не менее 50 м. Облик конгломератов весьма характерен. Они состоят из идеально окатанных округлых галек и валунов (размером от 2 до 25 см) порфиров больбинской свиты, сцементированных литокристаллокластическим туфом того же состава. Обломочный материал чужеродных пород как в гальках, так и в цементе отсутствует. На конгломератах залегают брекчированные, местами интенсивно эпидотизированные андезитовые порфиры, которые выше по разрезу перекрываются андезитами самаргинской свиты. На ос-

тальной территории бассейна р. Яй преобладают прихотливо чередующиеся в разрезе лавы и лавобрекчий андезитовых порфиров. Туфы, также порфирового состава, имеются и в верхних горизонтах свиты. Они обнажаются на северном склоне горы Редколесная и в "эрозионном окне" среди базальтов кизинской свиты к северу от горы Лесная.

Другим участком широкого распространения свиты является правобережье р. Амур, к северу от оз. Кади. Отсюда вулканогенные образования простираются на север (лист М-54-XXXIII), а в восточном направлении погружаются под палеогеновые и неогеновые эффузивы. Контакт между породами больбинской и самаргинской свиты обнажен в этом районе плохо, но достаточно четко фиксируется по резкому изменению рельефа. Прямолинейность контакта на протяжении 10 км свидетельствует о его тектонической природе. Для больбинской свиты на данном участке характерно невыдержанное по простиранию переслаивание лав и лавобрекчий порфиров, подчиненная роль туфогенных пород и отсутствие среди последних тонкокластических разностей.

В районе пос. Кади строение свиты таково:

1. Порфиры серые, с редкими крупными вкрапленниками роговой обманки и пироксена 30 м

2. Туфобрекчий порфиров, переслаивающиеся с лавобрекчиями. Размер обломков 7-15 см, реже 20 см. В туфобрекчиях часть обломочного материала окатана. В обломках преобладают порфиры больбинской свиты 50-70 "

3. Порфиры темно-серые, роговообманковые, с раскристаллизованной основной массой, залегающие согласно на размытой поверхности туфобрекчий. Во вкрапленниках идиоморфные кристаллы роговой обманки и плагиоклаза 30 "

4. Порфиры черные, пироксеновые 20 "

Общая мощность пород около 150 м.

К северу от пос. Кади в береговых обрывах р. Амур вплоть до северной границы площади обнажаются монотонно переслаивающиеся лавы и туфолавы порфиров.

В пределах Холанского горного массива свита, по данным А.П. Кисец, В.В. Васильевой и др. (1961 ф), представлена туффитами, туфопесчаниками и туфами в основании разреза и порфиритами, лавобрекчиями и лавоагломератами порфиров в верхней части. Мощность ее составляет здесь 300-400 м.

Весьма непостоянный характер разрезов, обилие, а часто и преобладание в разрезе лавобрекчий (гора Пули, район сел Булава,

Кади) свидетельствует об эффузивно-эксплозивном вулканизме центрального и, возможно, центрально-трещинного типа. Максимальная мощность больбинской свиты, установленная в районе горы Пули и на Холане, достигает 400 м. В целом же мощность свиты изменчива, поскольку формирование ее происходило в результате проявления вулканизма ареального типа.

Состав свиты на изученной территории, в отличие от состава ее по правобережью Амура на участке с.Калиновка-Больбинский утес, где впервые Б.Я.Абрамсоном (1959) была выделена больбинская свита, характеризуется крайне ограниченным распространением туфогенно-осадочных пород. Такие различия вызваны изменчивостью свиты по простиранию, выраженной в замещении вулканогенно-осадочных пород толщами порфиритов. По правобережью Амура растительные остатки в больбинской свите собраны в нескольких пунктах. Наиболее полные сборы были сделаны Б.Я.Абрамсоном в районе Больбинского утеса. Среди форм, определенных М.О.Борсуком, здесь присутствуют: *Asplenium dicksonianum* Neer, *Pteris* sp., *Trochodendroides arcticus* (Neer) Berry, *T.sachalinensis* Kryzht., *Platanus* sp.cf. *P. cuneifolia* Brongn., *P. guellelmae* Goerpp., *Credneria inordinata* Hollick, *Phyllites* sp. cf. *Celastrorhyllum* sp., *Macclintockia* sp., *Zizyphus serrulata* Ward., характерные для верхов верхнего мела. Сенонский возраст больбинской свиты принимается по положению ее в разрезе между турон-нижнесенонской доминантной свитой и кислыми эффузивами ольгинской серии сенондатского возраста. На основании сопоставления разрезов материка и о.Сахалина В.П.Потапова (1962 г) пришла к выводу о поздне-сенонском возрасте больбинской свиты. В Нижнем Приамурье стратиграфическими аналогами больбинской свиты являются тырская свита, позднесенонский возраст которой подтвержден сборами флоры в районе с.Тыр.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Самаргинская свита (Регул) состоит из разрозненных, небольшие по площади покровы в отрогах горы Груша и у пос.Булава (к северу от оз.Кади), на западе водораздела р.Пей-Хой и оз.Кизи, на правобережье р.Муты и, кроме того, она обнажается из-под миоценовых базальтов в долине р.Шитниковская, на водоразделе рек Ситовая, Бол.Табо и Кади, в верховьях рек Пей-Хой и Мал.Сомон, в эрозионном уступе цокольной террасы оз.Кизи к юго-западу от мыса Каменистого. По-видимому, самаргинская свита широко распространена

и под покровами миоценовых базальтов на участках к югу от озера Кизи и в прибрежной полосе. В состав свиты входят андезиты, андезито-дациты, дациты, их туфы. В.Г.Плахотником (1957 г) у с.Круглое (залив Чихачева) и по берегу бухты Фредерикса к самаргинской свите была ошибочно отнесена толща дацитовых агломератов, туфов и туфогенно-осадочных пород. Эта толща, как будет показано ниже, имеет олигоценный возраст.

В коренных выходах взаимоотношения больбинской и самаргинской свит не наблюдались, но выпадение из разреза толщи кислых эффузивов (татаркинская свита), широко развитой в Северном Сихотэ-Алине и Нижнем Приамурье, позволяет предполагать между ними несогласие. Разрез самаргинской свиты по вертикали и простиранию не выдержан и характеризуется частой сменой андезитов, андезито-дацитов, дацитов и разнообразных пирокластических пород.

В целом намечается, что более кислые разновидности пород (дациты, андезито-дациты и их туфы) в больших количествах присутствуют в верхних горизонтах свиты. Среди вулканогенных образований преобладают андезиты, серые, зеленовато-серые, иногда с лиловым или буроватым оттенками, порфиоровые, реже афировые. Наиболее широко развиты плагиоклазовые, реже встречаются пироксеновые и роговообманковые андезиты. Структура основной массы пород микролитовая, пилотакситовая, андезитовая. Дациты светло окрашены (светло-зеленые, светло-серые), порфирового строения, с основной массой, сложенной серицитизированным плагиоклазом, кварцем (менее 10%). Туфы-литокластические, псаммитовые, без признаков сортировки материала. Обломочный материал представлен андезитами (в массе), дацитами, порфиритами. Интересно отметить в общем большую степень изменения пород самаргинской, чем порфиритов больбинской свиты. Причем, если для последней характерно преобладание карбонатов среди вторичных минералов, то в эффузивах самаргинской свиты повсеместны серицит и эпидот. Это вызвано, по-видимому, повышенной активностью поствулканических гидротерм палеогенового эффузивного цикла.

Строение самаргинской свиты в разных частях района примерно одинаково. На отрогах горы Груша (к северу от оз.Кади) обнажается наиболее обширный (в масштабах района) покров самаргинской свиты. Здесь наблюдается также самый полный ее разрез. В основании его залегают андезиты, содержащие подчиненные по мощности (3-5 м) прослои и линзы пирокластических пород.

Выше наблюдается заметное увеличение в разрезе роли пирокластических пород (туфов и туфобрекчий), происходящее на фоне постепенного изменения общего состава пород в сторону андезито-

дацитов и дацитов. Верхняя граница свиты проводится здесь условно, по появлению в разрезе плагиопорфиров, относящихся уже к толще кислых эффузивов. Общая мощность самаргинской свиты в районе горы Груша (максимальная для данного района), определенная по разнице гипсометрических отметок ее кровли и подошвы, составляет 400 м.

Несколько подробнее изучен разрез верхних горизонтов свиты в долине р. Шитниковская, где в левом склоне долины обнажены:

1. Андезиты темно-серые, с редкими крупными вкрапленниками плагиоклаза 15 м
2. Дациты светло-серые, с тонкозернистой основной массой и мелкими вкрапленниками прозрачного плагиоклаза 12-15 "
3. Туфы пестроокрашенные (зеленовато-серые, светло-коричневые, сургучные), полосчатые, плотные, псаммитовые, литокристаллокластические. Цемент хлоритизирован 30 "
4. Дациты пепельно-серые, афировые, несколько окварцованные, брекчированные 40 "

Выше залегают долериты кизинской свиты. Общая мощность пород около 100 м.

На остальной территории (западная часть водораздела р. Пей-Хой и оз. Кизи, водораздел рек Сиговая, Бол. Табо и Кади, правобережье р. Муты) свита представлена также андезитами, туфами и туфобрекчиями андезитов.

Палеогеновый возраст самаргинской свиты принят на основании залегания ее на отложениях ольгинской серии сенон-датского возраста и перекрытия толщей кислых эффузивов, возраст которых считается палеоценовым. Это нашло отражение в решениях стратиграфического совещания по Дальнему Востоку 1956 г., на котором было принято границу между меловой и палеогеновой системами проводить по подошве самаргинской свиты. Однако в последние годы некоторыми геологами (С. А. Салун, В. Г. Плахотник, 1960; В. А. Кигаи, 1963 г.) высказывается мнение о верхнемеловом возрасте свиты. Данное мнение подтверждается абсолютным возрастом диоритпорфиров (78 млн. лет)^{х/}, прорывающих самаргинскую свиту в районе перевала Сомон. Хотя авторы настоящей записки разделяют точку зрения о более древнем возрасте свиты, но имеющиеся в настоящее время материалы не позволяют решить вопрос окончательно. З. П. Потапова (1962 г.) считает самаргинскую свиту возрастным аналогом маломихайловской.

^{х/} Здесь и далее цифры абсолютного возраста приводятся по определению видовых проб калий-аргоновым методом Т. К. Ковальчук в лаборатории ДВГУ.

Фельзиты, кварцевые порфиры, дациты, их туфы, плагиопорфиры (Pg) в виде самостоятельного подразделения выделяются впервые по результатам редакционно-уязочных маршрутов, проведенных в 1963 г. авторами объяснительной записки. Ранее вулканогенные породы кислого состава относились к самаргинской свите (Д. К. Осинцев, В. Г. Плахотник, 1956 г.). Они слагают небольшие по площади покровы (от 6 до 25 км²) на левобережье р. Яй к югу от дороги Софийск - Де-Кастри, на водоразделе к северу от оз. Кизи и в верховьях руч. Суслова. На самаргинской свите толща палеогеновых кислых эффузивов залегает согласно, что отчетливо фиксируется на отдельных участках в районе горы Груша, где породы самаргинской свиты, раскисляясь вверх по разрезу, переходят в кислые эффузивы настолько постепенно, что контакт между толщами улавливается с трудом. Поэтому на геологической карте граница между самаргинской свитой и толщей кислых эффузивов в окрестностях горы Груша показана условно.

На левобережье р. Яй, несмотря на отсутствие коренных выходов, палеогеновые кислые эффузивы картируются довольно легко по делювиальным свалам. В бассейне руч. Суслова кислые эффузивы к палеогену отнесены условно. Внешне и микроскопически они отличны от эффузивов в других частях района, что, возможно, связано с контактовым воздействием крупной Сомонской интрузии. Однако вполне вероятно принадлежность кислых эффузивов к верхней части ольгинской серии. По-видимому, локальное распространение палеогеновых кислых эффузивов в районе горы Груша и на левобережье р. Яй, где они слагают периферическую часть крупного вулканического массива (горы Шаман и Тиуль), расположенного на площади листа М-54-П, подчеркивает расположение центров палеогенового вулканизма. Именно поэтому строение толщи кислых эффузивов представляет собой сложную, невыдержанную по простиранию и в разрезе смену лав и туфолав дацитов, плагиопорфиров, фельзитов, кварцевых порфиров и разнообразных пирокластических пород: игнимбри-тов, туфов, туфобрекчий.

Породы, слагающие толщу, имеют свежий облик и светло окрашены (белые, голубовато-серые, фиолетовые). Реже встречаются пласты темно-серых, почти черных туфов кварцевых порфиров. Темная окраска в них обусловлена повышенным содержанием мелкозернистого хлорита, рудной пыли и мелких обломков андезитов и порфиров. Петрографический состав лав достаточно однообразен. В составе основной массы присутствует кварц, кислый плагиоклаз, калиевый полевой шпат (в небольшом количестве), серицит, хлорит, вулканическое стекло, рудная пыль, редко эпидот. Вкрапленники

представлены в плагиопорфирах и дацитах олигоклазом, в кварцевых порфирах – кварцем, альбит-олигоклазом, олигоклазом, изредка санидином. Часто встречается мусковит. Текстуры и структуры пород отличаются большим разнообразием. Кроме фельзитов и порфиритовых лав с фельзитовой основной массой, встречаются перлитовые и сферолитовые разности, а также дациты и кварцевые порфиры с риолитовой структурой и флюидальнополосчатой текстурой. Для кислых эффузивов, установленных в верховьях руч. Суслова, характерны значительно большее изменение основной массы и практически полная серицитизация плагиоклаза.

Пирокластические породы отвечают по составу лавам, за исключением тех случаев, когда они обогащены кластическим материалом подстилающих пород. Структура пород микрокристаллокластическая, реже витрокластическая, встречаются игнимбриты с пламеневидной структурой (бассейн руч. Суслова, левобережье р. Яй). По размерам обломков среди туфогенных пород отмечаются все переходные разности от тонкокластических туфов до туфобрекчий.

Мощность толщи непостоянна и закономерно уменьшается с удалением от центров извержений. Так, в районе горы Груша, где существовал самостоятельный центр палеогенового вулканизма, мощность толщи достигает 150 м, а на левобережье р. Яй туфы кварцевых порфиров имеют мощность всего 40–50 м.

Возраст рассмотренной толщи до настоящего времени принято считать палеоценовым, но не исключено, что в стратиграфическом разрезе вулканогенных пород Северного Сихотэ-Алиня она может являться аналогом тахининской свиты и иметь датско-палеоценовый возраст.

Дациты, их туфы, агломераты, туфобрекчий и туфогенно-осадочные породы (Рг) общей мощностью 200 м обнажаются только на побережье Татарского пролива в районе пос. Круглое и в бухте Фредерикса. Стратиграфические взаимоотношения их с подстилающими породами не установлены. Выше указывалось, что В.Г. Плахотник ошибочно отнес эту толщу к самаргинской свите.

Нижняя часть разреза толщи обнажается южнее с. Круглое, у мыса Острый, и представлена анортотитовыми дацитами, дацитовыми игнимбритами и редкими маломощными линзовидными покровами миндалекаменных андезитов. Дациты светло- или темно-серые, с резко выраженной порфировой структурой. Вкрапленники представлены анортотитом (реже олигоклаз-андезином), образующим таблитчатые кристаллы размером до 1 см. Нередко среди порфировых выделений встречаются кварц и роговая обманка. Мощность пород, обнажающихся на этом участке, 30–40 м.

Стратиграфически выше залегает пачка, вскрывающаяся в береговых обрывах залива Чихачева у пос. Круглое:

1. Туфы псефитовые и агломераты, светло-серые, каолинизированные, состоящие из остроугольных или слегка округлых глыб и обломков миндалекаменных андезитов и дацитов. Реже встречаются глыбы и обломки кварцевых порфиров, гранитов, порфиритов и т.д. Цементирующий материал – кристаллокластические туфы, состоящие из обломков кристаллов полевых шпатов, кварца, роговой обманки и биотита. Снизу вверх по разрезу заметно уменьшается количество грубообломочного материала 35–40 м

2. Туфы, залегающие на неровной поверхности ниже лежащей пачки, состоят из мелких (до 0,1 мм) обломков кристаллов плагиоклаза и нацело разложившегося вулканического стекла, превращенного в глинистое вещество. Туфы слоистые, светло- и буровато-серые, плотные до 0,5 "

3. Туфы кристаллокластические, серые и зеленовато-серые, плотные, в выветренном состоянии легко рассыпающиеся в труху 2 "

4. Туфобрекчий дацитового состава с прослоями агломератов и псефитовых туфов, аналогичных слою I 30 "

Суммарная мощность пород в разрезе около 70 м.

В нижней части второго снизу прослоя В.Г. Плахотником (1957) обнаружены растительные отпечатки, среди которых Р.З. Генкиной определены *Equisetum* sp., *Sequoia Langsdorfii* (Brongn.) Neer, *Glyptostrobus europaeus* Neer, *Phragmites alaskana* Neer, *Carpolithes* sp. Указанные формы, по мнению Р.З. Генкиной, свидетельствуют о раннепалеоценовом возрасте вмещающих образований. С точки зрения авторов записки, этот вывод нельзя признать достаточно убедительным, так как такие формы как *Sequoia Langsdorfii* (*Metasequoia disticha*), *Glyptostrobus europaeus* и *Phragmites alaskana* на Дальнем Востоке встречаются в отложениях от верхнего мела до плиоцена включительно, а *Equisetum* и *Carpolithes* – формы еще более широкого возрастного диапазона.

Далее разрез наращивается дацитовыми туфами, содержащими редкие маломощные слои туфогенно-осадочных пород и туфоконгломератов (1–2 м), обнажающимися в береговых обрывах западнее пос. Круглого и в районе косы Кузгда. Мощность их около 100 м.

Возраст рассмотренной толщи палеогеновый, вероятнее всего олигоценовый, что позволяет ее условно сопоставлять с кхунинской

свитой, развитой южнее, в пределах Среднего Сихотэ-Алиня. На это указывают данные абсолютного возраста дацита, отобранного в разрезе у пос.Круглого, — 26,8 млн.лет — и не противоречат определения растительных остатков.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Кизинская свита была впервые выделена В.Г.Плахотником (1957 г.) на территории листа М-54-III. Стратотипический разрез ее им не был описан, а название свите дано в связи с широким развитием неогеновых базальтов в районе озера Кизи. По вещественному составу свите можно расчленить на две подсвиты. В составе нижнекизинской подсвиты преобладают базальты и пирокластические разности: агломераты, туфы, туфобрекчии, туфогенно-осадочные породы, в верхнекизинской — долериты, андезиты, андезито-дациты, андезито-базальты и, в меньшей степени, туфы и другие породы. С породами верхней подсвиты тесно связаны экструзии субщелочного состава. Химические анализы вулканогенных пород кизинской свиты приводятся в таблице.

Граница между подсвитами проводится по подошве долеритовых покровов. На тех участках, где они выпадают из разреза, — по подошве пачки плитчатых андезитов и андезито-базальтов. Суммарная мощность свиты 700 м. На подстилающих образованиях она залегает с перерывом и с четко выраженным несогласием, что наблюдается в коренных обнажениях к югу от пос.Круглое, где покровы плитчатых андезитов верхнекизинской подсвиты несогласно перекрывают позднепалеогеновую туфогенную толщу.

В распределении вулканогенных пород на площади наблюдается четко выраженная закономерность. Так, выходы пирокластических образований нижнекизинской подсвиты сосредоточены главным образом на побережье Татарского пролива, фиксируя, таким образом, расположение древних вулканов центрального типа. Породы верхнекизинской подсвиты (долериты, андезито-базальты и андезиты) слагают склоны и вершины вулканических построек, обуславливая ярусность рельефа, как это хорошо видно на примере строения горы Арбат и др.). Совершенно определенное положение занимают гипабиссальные породы верхнекизинской подсвиты — продукты заключительного этапа вулканической деятельности. Среди них выделяются типичные экструзивные купола, а также жилы и дайки, генетически тесно связанные с покровными разностями.

Нижнекизинская подсвита (N 137) широко распространена в

центральной и восточной частях района. В удалении от берега пролива в ее составе преобладают лавы базальтов, андезитов (изредка долеритов). В подчиненном количестве присутствуют агломераты и туфы основного состава. На побережье в составе подсвиты преобладают агломераты, туфы и туфогенно-осадочные породы — туфопесчаники, туфоалевролиты, ополки и диатомиты. Лавы играют подчиненную роль. Химический состав изверженного материала в восточной части в целом несколько более кислый, чем в западной.

Среди базальтов выделяются оливиновые, пироксеновые и двупироксеновые разности порфирового строения с долеритовой, интерсертальной, офитовой, реже гиалопилитовой и гранулоофитовой структурами основной массы. С базальтами тесно связаны андезито-базальты оливиновые, авгитовые, авгит-гиперстеновые, реже роговообманковые. Структура основной массы их интерсертальная, пилотакситовая, андезитовая, реже трахитоидная. Нередко оливиновые базальты щелочно-земельного ряда чередуются с трахибазальтами, в основной массе которых присутствует калиевый полевой шпат (5-7%).

Вулканокластические породы чрезвычайно разнообразны по составу и объединяют кластолавы потоков, нежков и куполов, туфовые трубки взрыва, пирокластические образования склонов и подножья вулканических построек. Кластолавы потоков представляют собой типичные лавы, переполненные в нижней части потока обломками пород того же состава.

Породы туфовых трубок взрыва, характерные для скрытовулканических извержений, связаны с областями развития даек щелочного состава. Несколько таких трубок на побережье Татарского пролива наблюдалось в районе бухты Табо. Пирокластический материал представлен преимущественно базальтами и андезито-базальтами.

Пирокластические образования склонов вулканических построек весьма разнообразны и значительны по площади распространения и мощности. В составе агломератовых потоков преобладают крупные обломки андезитов, андезито-базальтов и реже базальтов. Для них характерна различная степень сортировки: от совершенно несортированных до грубослоистых. Размеры обломков от долей сантиметра до 0,5-1,0 м, форма округлая, реже угловатая, неправильная, с тонкими остроугольными выступами. Иногда в составе обломков присутствуют породы фундамента — порфириды, граниты.

По мере удаления от центра вулканических построек появляется связующая масса, представленная уплотненным пеплом светлого или светло-желтого цвета. Количество связующего материала всегда незначительно, хотя и непостоянно. Агломераты посте-

пенно сменяются туфоагломератами (агломератовыми туфами) и туфобрекчиями. Последние залегают нередко и среди агломератов в виде невыдержанных по простиранию линзообразных тел. В их составе, помимо андезито-базальтов и базальтов, нередко присутствуют обломки дацитов, андезито-дацитов и различных гранитоидов (залив Накатова). Размеры обломков туфобрекчий от долей сантиметра до 10-20 см. Встречаются крупные базальтовые бомбы размером до 1 м в поперечнике. Цемент туфоагломератов и туфобрекчий представлен псефитовым, псаммитовым и пелитовым туфом. В цементирующем туфе, как правило, наблюдается незначительная сортировка кластического материала, обуславливающая слоистость.

Туфы формируются у подножия стратовулканов, залегая обычно на простирании агломератовых потоков, либо перекрывая последние. Различная степень сортировки туфового материала косвенно может указывать на отличный характер условий образования - отложение большинства туфов в водных условиях. Они характеризуются серой, желтой и буровато-красной окраской. По составу различаются туфы кристалло-, литокристалло- и витрокристаллокластические. Обломки кристаллов представлены в основном андезином, реже авгитом и гиперстеном и кварцем. Породы в обломках слабо-раскристаллизованы и имеют состав андезитов, либо андезито-базальтов, реже базальтов, долеритов, дацитов, липаритов.

Наблюдаемые в разрезах туфопесчаники и туффиты формировались в зоне, удаленной от вулканических построек. Для них характерна хорошая сортировка, довольно четко выраженная слоистость. Опоки - это серые с желтоватым или розовым оттенком слоистые породы, имеющие неровный раковистый излом, по плоскостям напластования нередко с включениями и отпечатками растительного детрита. Состоят они из аморфного кремнезема с незначительной примесью глинистого вещества. Изредка встречаются обломки органического происхождения в виде раковин и створок диатомей. Иногда отмечаются включения эффузивных пород, главным образом, фельзитов и липаритов с витрофировой структурой.

Описанные разности вулканокластических отложений образуют мощные, довольно правильно наслоенные серии, позволяющие наметить определенную закономерность в распределении пирокластического материала. В большинстве изученных разрезов отмечается уменьшение размеров кластического материала от подошвы к кровле и от центра вулканических аппаратов к периферии. Для некоторых разрезов характерна хорошо выраженная ритмичность, связанная с чередованием в разрезе закономерно построенных пачек.

В качестве стратотипического разреза нижекизинской подсви-

ты, сложенной в основании лавами, можно принять два, первый из которых вскрыт скважиной в верховьях р.Б.Чильба.

1. Базальты, переслаивающиеся с андезитами	53 м
2. Базальты от буровато-серых до кирпичных, участками ноздреватые	28 "
3. Базальты буровато-серые и ржаво-бурные, пористо-ноздреватые	4 "
4. Андезито-базальты темно-серые, афировые	8,5 "
5. Базальты красновато-бурные, пористые	10 "
6. Лавобрекчии базальтов буровато-серые	5 "
7. Базальты буровато-серые, пористо-ноздреватые	8 "
8. Долериты	4 "
9. Агломераты буровато-серые с обломками долеритов и базальтов	16 "
10. Долериты светло-серые, выветренные	3 "

Общая мощность нижекизинской подсвиты в разрезе 140 м.

Разрез с преобладанием туфогенно-осадочных пород изучен в заливе Накатова. Здесь обнажаются:

1. Туфы псефитовые и псаммитовые, полосчатые. Мощность пачек от 10 до 80 см. Кластический материал представлен базальтами красно-бурого цвета (до 80%), андезитами (15%) и обломками более древних пород (гранитов, порфиринов) до 5%. Цементирующая масса-желтый пепел. В туфах встречаются крупные глыбы размером до 30 см	около 15 м
2. Туфы псаммитовые, полосчатые, по простиранию сменяются псефитовыми туфами	0,4 "
3. Туфы псаммитовые, желтовато-серые, с линзами серых туфопесчаников	2,5 "
4. Туфы псефитовые, желтовато-серые, с крупными угловатыми глыбами андезитов и андезито-базальтов размером до 60 см	1 "
5. Туфобрекчии, состоящие из темно-серых андезитов, реже красно-бурых базальтов. Цемент - псефитовый туф того же состава	0,2-1 "
6. Туфопесчаники косослоистые, с линзами мелкозернистых туфопесчаников и опок светло-серого цвета. В опоках встречаются отпечатки растений <i>Equisetum</i> sp., <i>Osmunda sachalinensis</i> Krysht., <i>Picea</i> sp., <i>Pinus</i> sp., <i>Metasequoia disticha</i> (Heer) Miki, <i>Alnus</i> sp., <i>Rosa</i> sp., <i>Rhamnus</i> sp.	0,4-3 "

7. Туфопесчаники темно-серые, слоистые (грубо-псаммитовые разности, переслаивающиеся с пелитовыми) 2,5 м
8. Туфобрекчии. Кластический материал представлен темно-серыми плитчатыми андезитами; цемент - светло-серый пепел. Среди туфобрекчий залегает пласт туфопесчаников (30 см). Далее к северо-востоку на туфопесчаниках лежит пачка переслаивающихся туффитов с псефитовыми туфами. В туффитах встречаются отпечатки *Zostera japonica* Asch. et Gr. fossilis, мхи и др., а также диатомовые водоросли *Melosira scabrosa* Ostr., *M. praegranulata* (Ralfs.)
 Jouse около 20 "
9. Туфопесчаники зеленовато-серые 2,5-3,0 "
10. Туффиты лилового цвета, переслаивающиеся с туфопесчаниками зеленовато-серого цвета (мощность прослоев туффитов I см, туфопесчаников - 20-50 см) 15 "
11. Туфоконгломераты, сцементированные псефитовым туфом. Размер окатанных обломков преимущественно 20 см, реже до 30-80 см 4 "
12. Туфопесчаники слоистые 4 "
13. Туфоконгломераты 6 "
- Общая мощность пород в разрезе около 70 м.
- Разрез, в котором лавы и пирокластические породы присутствуют совместно, вскрывается на участке коса Кузгда-мыс Мангал в заливе Чихачева, на северных склонах Арбатского палеовулкана: Лавобрекчии андезитов, переслаивающиеся с базальтами. В верхней части пачки встречаются слои буровато-коричневых туфов, псаммитовых, полосчатой текстуры. Мощность их 0,4-1 м 110 м
- Андезиты серые с коричневатым оттенком, пористые, сильно измененные, ожелезненные, каолинизированные 2 "
- Трахибазальты с характерной шаровой отдельностью, светло-серые, порфиоровые 30 "
- К западу нижнекизинской подсвиты сложены три небольшие вулканические постройки (Шишлово и две безымянные вершины к востоку). Они образованы базальтами и агломератами основного состава и имеют форму крутосклонных конусов.
- Общая мощность нижнекизинской подсвиты - 250 м.
- Верхнекизинская подсвита (N 12) представлена долеритами, плитчатыми андезитами и андезито-базальтами, базальтами, трахиандезитами, андезито-дацитами, реже дацитами, агломератами, туфами и туфогенно-осадочными породами. Ею сложены верхние

горизонты подавляющего большинства вулканических построек. К верхнекизинской подсвите отнесены также вулканические купола и лакколиты, ранее выделявшиеся в самостоятельную арбатскую свиту.

В строении подсвиты устанавливается четко выраженная закономерность. В ее основании без видимых следов перерыва в вулканической деятельности на нижнекизинской подсвите залегает пачка долеритов, замещающаяся местами черными оливиновыми базальтами и микродолеритами. Эта пачка хорошо выдержана на площади и занимает, как правило, всегда определенное положение на границе между базальтами нижнекизинской подсвиты и вышележащей пачкой плитчатых андезито-базальтов и андезитов. Это в полевых условиях во многом облегчает расчленение свиты и ее картирование.

Залегаящая выше пачка плитчатых андезитов и андезито-базальтов имеет непостоянную мощность (от 0 до 150-200 м), нередко замещаясь по простиранию пачкой монотонных ноздреватых базальтов, чрезвычайно напоминающих по внешнему облику плиоцен-четвертичные платобазальты Сихотэ-Алиня. Андезиты с плитчатой отдельностью серого или черного цвета, порфиоровые или афировые с пилотакситовой, микролитовой, андезитовой (с элементами трахитоидной) и гиалопилитовой структурами основной массы. С ними изредка пространственно связаны покровы трахиандезитов. Внешне это серые, довольно светлые породы, часто принимаемые в поле за дациты. С породами повышенной щелочности связаны анальцимовые разности, которые встречаются, как правило, в верхних пористых частях лавовых потоков. Нередко в трахиандезитах присутствуют в большом количестве игольчатые и удлиненно-призматические кристаллы апатита.

Состав пород, слагающих вулканические купола и лакколиты, также разнообразен: долериты, андезиты, андезито-дациты, дациты. По степени раскристаллизации они приближаются к жильным и гипабиссальным разновидностям (микродиориты и микрогаббро). Характерно, что пьедесталом куполов обычно являются плитчатые андезиты. В поле пористых базальтов и андезитов они практически не встречаются.

Из-за плохой обнаженности составить сколько-нибудь полный опорный разрез верхнекизинской подсвиты не удалось, и поэтому особенности ее строения разобраны на примерах отдельных вулканических построек.

Группа таких построек, верхние горизонты которых сложены верхнекизинской подсвитой, располагается между озерами Кизи и

Кади, образуя горный массив, вытянутый в широтном направлении более чем на 40 км. Осевая часть его образована тремя "слившимися" вулканами, увенчанными андезитовыми куполами, занимающими максимальные вершины водораздела. Фундамент западного из вулканов опущен по отношению к остальным не менее чем на 200–250 м, о чем можно судить по разнице в абсолютных отметках экструзивных куполов, прорывающих покровы плитчатых андезитов. Верхние покровы западной постройки представлены трахиандезитами. Вершина центрального палеовулкана увенчана двумя экструзивными куполами (гора Брусничная и гора Верблюд), возвышающимися на 50–100 м над окружающим пространством. Экструзивный купол венчает и восточную вулканическую постройку (гора Каменная). В строении этих вулканических центров много общего. Покровы лав восточной постройки представлены плитчатыми андезитами, а центральной – пористыми красновато-серыми базальтами.

К юго-востоку от оз. Кизи расположены остатки наиболее хорошо сохранившихся в пределах района палеовулканов – гора Арбат и гора Казакевичи. Многие исследователи, начиная с Г.С. Ганешина (1948 г.), считали их древними вулканами, определяя возраст от эоценового до раннечетвертичного. Арбатский вулканический центр возвышается более чем на 500 м над уровнем моря. Это сооружение, достигающее в поперечнике более 10 км, имеет в плане округлую форму. Западные склоны его пологие; восточные, обращенные к морскому побережью, крутые. Сама гора Арбат, венчающая постройку, представляет собой лакколит диаметром более 1 км и высотой более 200 м. Это одна из самых крупных экструзий в толще базальтов и андезитов Северного Сихотэ-Алиня. По периферии центрального лакколита выделяется более десятка мелких экструзивных куполов, близких по химическому составу и петрографическим особенностям пород. Все они сложены серыми андезитами в различной степени раскристаллизованными. Некоторые разности по внешнему облику больше напоминают микродиориты. Основание вулканической постройки сложено нижнекизинской подсветой, представленной покровами пористых базальтов, перемежающимися с потоками агломератов.

Верхнекизинская подсвета состоит из тонкоплитчатых андезитов и в подчиненном количестве – долеритов. Роль пирокластических образований на заключительной стадии вулканической деятельности была крайне незначительна.

Вершина вулканического центра – гора Казакевичи – увенчана пятью сближенными между собой, разрушенными эрозией экструзивными куполами. Разрез этого вулкана мало чем отличается от Арбат-

ского. Пирокластический материал здесь также играет подчиненную роль. Северо-западные склоны постройки, сложенные базальтами, андезитами и долеритами, очень пологие и имеют платообразную форму. Лавовые потоки от вулканического центра распространялись к северо-западу на несколько десятков километров, достигая участков, находящихся ныне под водами оз. Кизи. На южных склонах вулкана, в древних понижениях, представляющих собой, по-видимому, первоначально барранкосы, сохранились остатки водных грязевых и агломератовых потоков. Один из таких потоков сохранился к северу от пос. Де-Кастри. В нем намечается слоистость и некоторые признаки сортировки материала. Осадки слабо сцементированы; степень окатанности материала различна, наряду с идеально окатанными гальками встречается много неокатанных угловатых обломков и вулканических бомб. В составе обломочного материала, кроме эффузивов, участвующих в строении палеовулкана, встречаются обломки гранитов, порфиритов и других пород.

Серия вулканических построек, верхние ярусы которых сложены образованиями верхнекизинской подсветы, протягивается и вдоль побережья Татарского пролива к северу от пос. Де-Кастри. Они в значительной степени разрушены абразией, сохранились лишь западные и местами центральные части этих построек. Линия водораздела, вдоль которой расположены цепочки экструзивных куполов, отстоит от побережья всего на несколько сот метров, так что скалистыми обрывами в ряде мест вскрываются корни экструзий. Как и на других участках, купола здесь резко выражаются в рельефе (горы Давыдова, Острая, Татарка, Северная, Табо и др.). Они сложены пироксеновыми и роговообманковыми андезитами, напоминающими по степени раскристаллизации глубинные породы. В разрезе вулканической постройки горы Давыдова обнажаются ритмично чередующиеся покровы базальтовых лав и агломератов мощностью от 2 до 5 м. Они прорваны двумя дайками андезитов мощностью 3–5 м, приуроченными к крутопадающим сбросам, амплитудой в несколько метров. Непосредственно в береговом обрыве отчетливо видно как одна из даек, воронкообразно расширяясь, сливается с одним из покровов плитчатых андезитов верхних горизонтов вулканической постройки. Микроскопическое изучение андезитов в дайках показало, что они сходны с андезитами куполов и являются их корнями.

Группа щитовых вулканов располагается по периферии Сомонского гранитного массива. В строении верхних горизонтов вулканических построек, относимых к верхнекизинской подсвете, принимают участие долериты и кавернозные базальты, формировавшиеся в заключительную стадию вулканической деятельности щитовых вулканов.

Они имеют крупнопористую и кавернозную текстуру, что свидетельствует о значительной газонасыщенности лав. Очень редко им сопутствуют плитчатые андезиты, в поле которых встречаются небольшие экструзивные купола.

Максимальная мощность пород верхнекизинской подсвиты, определенная по разности абсолютных отметок ее подошвы и верхних горизонтов вулканических построек, оценивается в 450 метров.

По химическому составу вулканогенные породы кизинской свиты относятся к группе известково-щелочных базальтоидов (рис. I). Они имеют значительное сходство по химизму с нижне- и среднемиоценовыми базальтоидами Сахалина. Продукты ранней стадии вулканической деятельности более известковые (коэффициенты, по Пиккоку - 59), наиболее поздние дифференциаты более щелочные ($K=54$).

При определении возраста кизинской свиты было принято во внимание, что несмотря на отсутствие длительных перерывов в вулканической деятельности, формирование ее охватывало значительный отрезок геологического времени. Первые указания на находки органических остатков в толще имеются в отчетах В.А. Мелиоранского (1934 ф) и А.А. Кириллова (1949 ф). Однако лишь в 1956 г. В.Г. Плахотником были собраны растительные остатки в толще озерных туфогенно-осадочных отложений в р-не мыса Накатова, среди которых Р.З. Генкиной были определены: *Fruit of Sequoia langsdorffii* (Brongn.) Heer, *Smilax* ex gr. *S. laramensis* Knowl., *Cinnamomum* sp. cf. *C. vera* Berry, *Rhamnus rosmässlerii* Ung., *Fagaria petrofiumensis* cf. *Cassia glehni* Berry.

На основании сравнения ископаемых растительных остатков с сизиманским флористическим комплексом, Р.З. Генкина определила возраст туфогенно-осадочной толщи как эоценовый (скорее раннеэоценовый).

В 1963 г. авторами объяснительной записки растительные остатки были собраны в новой точке, в западной части залива Накатова, в 4-5 км западнее ранее известного местонахождения. Сборы флоры здесь были произведены из более низких горизонтов разреза: *Equisetum* sp., *Osmunda sachalinensis* Kryshch., *Picea* sp., *Pinus* sp., *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Alnus* sp., *Rosa* sp., *Rhamnus* sp. (опред. М.А. Ахметьева). Из этого же местонахождения П.И. Дорофеевым (БИН АН СССР) была определена *Zostera japonica* Asch. et Gr. *fossilis* (листья и семена травянистого растения, произрастающего только в прибрежно-морских условиях). Из туффигов в этой же точке Л.А. Струве определены диатомовые водоросли *Melosira scabrosa* (в массе), *M. antiqua*, *M. islandica*, *M. praegranulata* и др. (единичные). Спорово-пыльцевой ком-

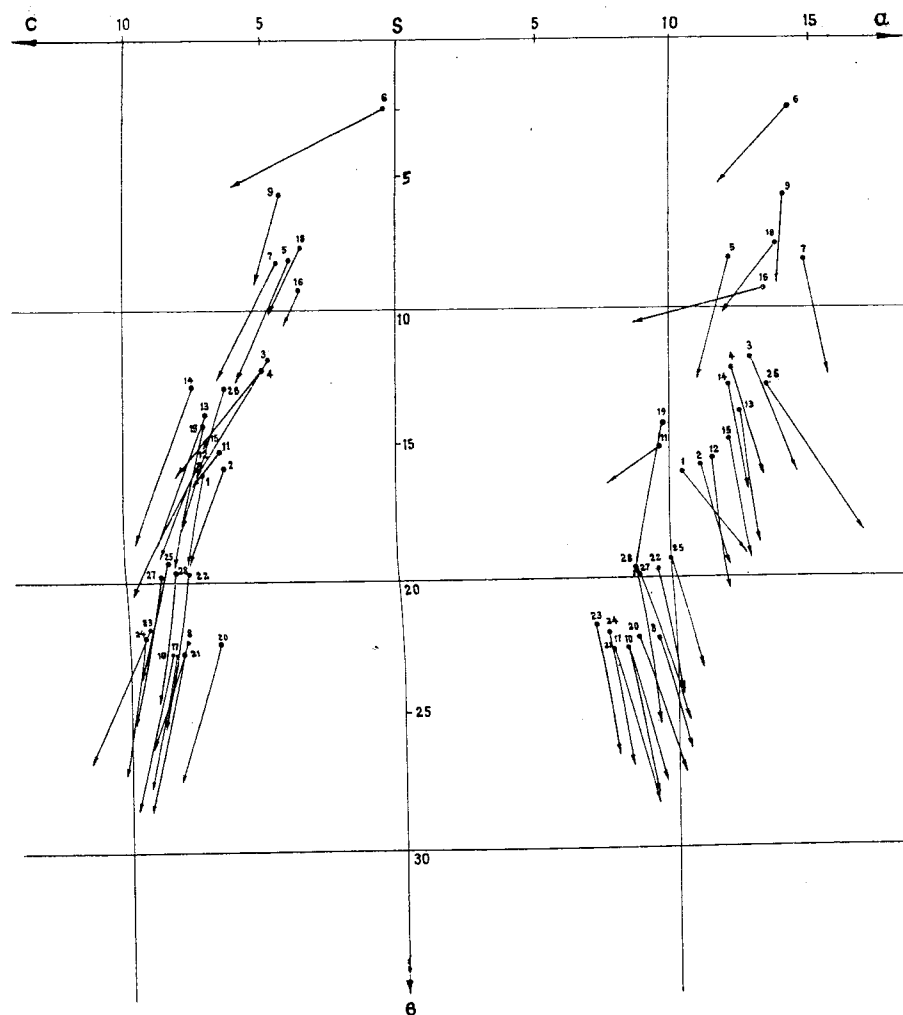


Рис. I. Петрохимическая диаграмма (цифры на диаграмме соответствуют порядковому номеру анализов в таблице I)

Химический состав (весовое количество)	Большинская свита			Верхний мед			Палеоген		Миоцен					
	Порфирит	Гранодиорит			Гранит	Гранодиорит	Базальт	Кварцевый дицит	Андезит-базальт	Агломерат	Андезит-то-базальт	Андезит-то-базальт	Андезит	
		Р-н пос. Бу- ява	Холанский массив	Сомонский массив										Гора Дефект
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	54,68	56,50	60,88	60,57	67,5	75,91	62,35	50,93	66,00	51,32	54,52	54,98	55,34	55,45
TiO ₂	0,45	0,79	0,84	0,81	0,42	0,08	0,45	0,15	0,31	1,00	0,74	1,07	0,95	1,04
Al ₂ O ₃	17,27	17,13	16,48	16,09	15,91	12,35	17,42	17,90	16,82	17,34	19,01	18,64	18,98	19,17
Fe ₂ O ₃	4,94	3,70	1,52	1,03	0,94	0,81	2,07	1,59	1,87	2,71	8,79	3,67	3,40	6,86
FeO	2,26	4,95	3,93	5,44	2,92	0,67	2,29	8,91	2,24	6,34	1,48	3,85	3,29	0,61
MnO	0,11	0,22	0,11	0,11	0,11	0,02	0,11	0,18	0,14	0,10	0,10	0,14	0,11	0,11
MgO	2,91	3,39	1,85	2,66	1,56	0,43	2,06	5,32	1,14	6,64	0,31	4,29	3,77	2,85
CaO	8,64	6,29	5,53	5,12	3,3	0,38	4,19	8,15	3,49	8,85	5,72	6,28	6,31	6,55
Na ₂ O	3,76	3,53	3,61	3,04	3,95	2,28	4,86	3,02	4,96	2,91	2,31	3,57	3,93	3,74
K ₂ O	0,99	2,12	3,28	3,82	2,49	5,80	3,52	1,59	2,17	1,00	2,61	2,33	2,28	2,20
H ₂ O	2,97	1,49	0,51	1,21	0,48	0,70	0,81	1,07	1,00	0,63	2,45	0,66	0,50	0,35
P ₂ O ₅	0,13	0,22	0,23	0,21	0,15	0,01	0,20	0,78	0,20	0,24	-	0,35	0,36	-
SO ₃	0,02	0,02	-	-	-	0,19	0,01	-	-	0,07	-	0,06	0,09	0,04
CO ₂	0,73	0,40	-	-	-	0,09	0,11	0,25	0,41	-	-	-	-	-
Сумма	100,89	101,47	98,85	100,24	100,25	100,88	100,38	100,32	101,80	100,15	99,04	99,89	99,31	99,00
H ₂ O	1,03	0,72	0,08	0,13	0,52	0,16	0,43	0,48	1,05	-	-	-	-	-
Источники	Партня 1284, 2 IV, 1963 г.	Партня 1284, 2 IV, 1963 г.	Кабардовская республика - те- матическая партня, 1962 г.	Кабардовская республика - те- матическая партня, 1962 г.	-	Партня 1284, 2 IV, 1963 г.	Партня 1284, 2 IV, 1963 г.	Партня 1284, 2 IV, 1963 г.	Партня 1284, 2 IV, 1963 г.	Партня 1284, 2 IV, 1963 г.	Матеев Е. Ф.	Партня 1284, 2 IV, 1963 г.	Партня 1284, 2 IV, 1963 г.	Партня 1284, 2 IV, 1963 г.

[illegible]

плекс из описываемых отложений чрезвычайно беден. Лишь в одном из образцов этого же разреза Н.Ф.Морозова обнаружила несколько пыльцевых зерен *Picea*, *Pinus*, *Abies*, *Dacrydium*. Последний представитель свидетельствует об относительной древности вмещающих отложений (олигоцен-миоцен).

Большинство перечисленных ископаемых остатков указывает на миоценовый возраст описываемой толщи (диатомовые водоросли, растительные остатки сборов 1963 г.). Это подтверждается данными абсолютного возраста андезитов одного из побочных куполов Арбатского палеовулкана (21 млн.лет), а также положением описываемой толщи в общем стратиграфическом разрезе, так как она несогласно залегает на туфах аноклазовых дацитов, имеющих абсолютный возраст 26,8 млн.лет. Растительные остатки, определенные Р.З.Генкиной, среди которых ею установлены такие типичные субтропические представители как *Siphaemum* и *Paraga* и др., указывают, по нашему мнению, лишь на климатические условия и палеогеографическую обстановку формирования толщи. Эти находки не могут исключать миоценовый возраст отложений, так как в отдельные периоды потепления теплолюбивая флора могла распространяться и на более высокие широты (среднемиоценовая субтропическая флора типа Дайсима островов Хоккайдо и Сев.Хонсю и т.д.). Косвенным указанием на более молодой, чем эоценовый, возраст описываемой толщи служат находки *Zostera japonica*. Морские условия, необходимые для существования этого растения, вблизи описываемого района могли установиться не раньше олигоцена, так как наиболее древние морские кайнозойские отложения на Сахалине, севернее г.Александровска имеют олигоценный возраст.

Толща средне- и верхнемиоценовых рыхлых отложений в Удильской впадине была вскрыта скв. 31 в пос.Верхняя Гавань в интервале глубин 228,3-56,4 м. Ее детальное строение приведено на рис.2. Подстилается толща черными афировыми базальтами кизинской свиты^{х/}. В обобщенном виде в разрезе можно выделить три литологические пачки:

1. Конгломераты и песчаники, слабо сцементированные 45,3 м
2. Глины аргиллитоподобные, голубовато-серые, с прослоями и линзами песка (в верхней части)

^{х/} По мнению Е.Б.Бельтенева и С.А.Салуна, эти базальты могут быть эоценовыми (кузнецовская свита).

Возраст	Разрез скважины	Глубина скваж., м	Мощность скваж., м	Описание пород
Q _{IV}		10.4	10.4	Песок мелкозернистый кварцево-полевошпатовый серовато-желтый с включением гравия 3-5%.
Q _{III}		22.0	11.6	Песок мелкозернистый, кварцево-полевошпатовый, слюдистый, зеленовато-серый с прослоями темно-серого ила (3-5 см)
		30.0	8.0	Ил плотный темно-серый с редкими включениями гальки размером до 3 см.
		35.3	5.3	Песок с включениями гальки до 30%, переслаивающийся с илами темно-серыми
Q _{II}		37.5	2.2	Галечники (размером до 7 см.) с песчаным заполнителем
		50.0	12.5	Валунно-галечниковые отложения с песчаным заполнителем. Обломочный материал хорошо окатан, размером до 30 см.
		56.4	6.4	Гравийно-галечниковые отложения с редкими валунами с песчаным заполнителем
		64.0	7.6	Глина пластичная, голубовато-серая с включениями гальки и гравия до 10-15%.
		77.0	13.0	Песок мелкозернистый, иловатый, голубовато-серый с прослоями плотных глин и супесей, с растительными остатками
		85.0	8.0	Глина голубовато-серая с прослоями песков, с растительными остатками
		102.0	17.0	Песок мелкозернистый, иловатый, голубовато-серый
		108.7	1.7	Глина буровато-серая с растительными остатками. Глина с гнездами и линзами супеси в основании слоя
		109.2	5.5	Песок мелкозернистый, слюдистый, серый
		118.5	9.3	Песок мелкозернистый, слюдистый, серый
		121.8	3.3	Глина буровато-серая, с растительными остатками
		126.13	4.85	Супесь серая
		133.0		Глина голубовато-серая, с линзами и гнездами песка и супеси, с растительными остатками
		141.0	8.0	Песок мелкозернистый, серый
		146.0	5.0	Глина голубовато-серая, с растительными остатками
		153.75	7.75	Песок среднезернистый, иловатый, серый, с гнездами супеси и прослойками глин
		160.55	6.8	Глина с линзами и прослоями голубовато-серого песка
		166.8	4.95	Глина голубовато-серая, с прослоями бурого чужа глин.
		181.7	16.2	Глина аргиллитоподобная, голубовато-серая
		196.0	14.3	Валунно-галечниковые отложения с песчаным заполнителем
Q _I		209.0	7.0	Песчаник мелкозернистый, рыхлый, голубовато-серый
		212.5	3.5	Песчаник мелкозернистый, слабо сцементированный, полимиктовый, темно-серый
		219.5	7.0	Конгломераты слабо сцементированные
		228.0	4.0	Песчаник, туфогенный? среднезернистый, зеленовато-серый
		227.0	4.0	Конгломераты, слабо сцементированные.
		228.3	1.3	Вулканический туф
		237.5	9.2	Базальты афировые, черные

Рис. 2. Разрез рыхлых отложений Удильской впадины

и двумя прослоями бурого угля, мощностью 0,45 и 0,90 м 27,95 м

3. Глины пластичные, переслаивающиеся с песками 97,35 "

Мощность среднего и верхнего миоцена 170,6 м.

Спорово-пыльцевой комплекс из нижней пачки беден теплолюбивыми элементами. Преобладает пыльца *Picea*, *Pinus*, *Alnus*, *Betula*. Разнообразны умеренно теплолюбивые формы: *Corylus*, *Carpinus*, *Ostrya*, *Fagus*, *Quercus*, *Juglans*, *Ulmus* и др. Спорово-пыльцевые комплексы средней и верхней пачек (до 128 м) характеризуются уменьшением пыльцы холодостойких и увеличением теплолюбивых. Преобладает пыльца *Tsuga* (4 вида), *Taxodiaceae*, *Cupressaceae*, *Betulaceae* и др. Присутствуют *Moraceae*, *Castanea*, *Nyssa*, *Liquidambar*, *Platanus*, *Zelkova*, *Magnolia*. Много *Trapa*. Выше, в интервале 128-56 м, вновь увеличивается количество пыльцы холодостойких (*Picea*, *Pinus*, *Abies Larix*, *Betula*), крайне незначительны *Moraceae*, *Vitaceae*. По заключению палинологов В.Ф.Морозовой, П.Н.Соколовой и Г.В.Карташевой, возраст нижней пачки среднемиоценовый, средней и верхней - позднемиоценовый^{х/}. В центральной части Удильской впадины и Яйском грабене мощность рыхлых осадков возрастает до 500 м и более. Поэтому там не исключена возможность наличия и более древних рыхлых отложений.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Среднечетвертичные отложения (Q_{IV})

Отложения подразделяются на аллювиальные и озерно-аллювиальные.

Аллювиальные отложения слагают изолированный эрозионный останец 20-25-метровой аккумулятивной террасы р.Амур - о.Новый Удан. На остальной территории района они неизвестны. В береговом обрыве острова обнажается с поверхности 20-метровая толща косослоистых желто-бурых средне- и мелкозернистых песков. Пески идеально отсортированы, без примеси грубоблочного материала. По данным Н.В.Ерошенко (Беливский и др., 1964), в нижней части толщи (глубже 8-10 м от поверхности террасы) выделяется несколько

^{х/}Возраст верхней пачки, однако, может оказаться и плиоценовым.

ко маломощных (5-10 см) слоев иловатых песков. На этом же интервале в песках встречается редкая рассеянная примесь органического вещества, а на глубине 9,8 - 10 м залегает маломощный (0,1-0,2 м), размытый потребленный почвенный слой.

Пески по всему разрезу террасы слабо ожелезнены, но в отдельных пластах, чаще в верхней части разреза, ожелезнение более интенсивно, и пески, сцементированные гидроокислами железа, превращены в тонкоплитчатые железистые песчаники. Мощность таких пластов от 2 до 5 см. Общая мощность толщи песков на о.Новый Удан превышает 30 м. Спорово-пыльцевой спектр из потребленного почвенного слоя (интервал 9,8-10,0 м) имеет состав: пыльца трав и кустарников - 56,5% (злаковые - 30,5%, мариевые - 20%), кустарниковые виды березы, ольхи - около 6%), споры *Polypodiaceae*, *Bryales*, *Sphagnum* - много, *Osmunda cinnamomea* L., *Athyrium felix femine* Both., *Pteridium aquilinum* Kuhn., *Lycopodium complanatum* L. и др. - единичны, пыльца древесных представлена *Picea* (25%), *Pinus* (22%), *Betulaceae* (53%).

По мнению В.Ф.Морозовой, данные отложения сформировались в термоксеротическую фазу нижней половины среднечетвертичной эпохи. По-видимому, среднечетвертичный возраст имеют валунные и крупногалечные аллювиальные отложения, слагающие маломощный (1-1,5 м) чехол 25-метровой цокольной террасы в районе залива Накатова (на карту эти отложения не вынесены). Галечники полосой, имеющей ширину около 100 м, протягиваются от берега моря вдоль склона небольшой речной долины, открывающейся на севере в Сомонскую впадину.

Озерно-аллювиальные отложения слагают останцы 15-25-метровой террасы, расположенные в долине Амура (у сел Мариинское, Стар.Маринск и у залива Перебоевка), по периферии Яйской озерно-речной впадины и вдоль северо-восточного склона Холанского горного массива. В разрезе этой террасы наблюдается переслаивание серых глин, суглинков, песков (нередко косослоистых), реже галечников, характерное для отложений водоемов и озерно-речных систем с переменным гидродинамическим режимом. В прослоях глин часто, хотя и в небольших количествах, встречаются диатомовые водоросли *Eunotia*, *Pinnularia*, *Neidium* облик которых, по мнению Л.А.Струве, свидетельствует об озерно-аллювиальных условиях осадконакопления.

Разрез террасы характеризуется невыдержанностью по простиранию и наличием многочисленных внутренних размывов. В колодце, пройденном на поверхности 20-25-метровой террасы р.Амур в с.Ма-

ринском, под маломощным слоем почвы и щебнистых суглинков были вскрыты^{x/}:

1. Глины, суглинки, пески косослоистые, с раз- мывом залегающие на подстилающем слое	2,2 м
2. Глины светло-серые, пластичные, с примесью разложившегося органического вещества, с прослоями красного слабопесчанистого суглинка и песка, с раз- мывом залегают на подстилающем слое	1,0 "
3. Песок мелкозернистый, неяснослоистый	3,8 "
4. Суглинок светло-серый, пластичный, слабо- песчанистый	2,0 "
5. Глина светло-серая, с прослоями красного суглинка, песка и мелкой гальки	1,2 "
6. Песок тонкозернистый, водонасыщенный (пльвун)	1,9 "
7. Глины светло-серые, пластичные, тяжелые	0,4 "
Мощность разреза 12,5 м.	

С приближением к эрозионному останцу коренных пород (андезиты кизинской и порфиры болыбинской свит), к которому полого прислоняется терраса, в разрезе заметно преобладают косослоистые пески с маломощными прослоями мелкой гальки, а в верхней части разреза залегает слой песков и суглинков, содержащих почти неокатанные обломки пород доколя, в данном случае - плитчатые обломки андезитов кизинской свиты, ориентированные по слоистости. Образцы, отобранные с глубины 12,1 м, содержат довольно сильно минерализованные пыльца и споры.

По заключению В.Ф.Морозовой, определявшей споры и пыльца, следует, что в общем составе пыльца и спор преобладает пыльца деревьев и кустарников - 56,5% (*Abies*, *Picea*, *Pinus*, *Larix* - 20%; *Betula manshurica* Palh., *B. ermani* Chem. *B. alba*, *B. exilis* Suk., *B. ovalifolia* Rupr., *Alnus*, *Alnaster* - 5%; *Corylus*, *Quercus* - единичны), травы составляют 16,5% (вересковые, злаки, осоки, разнотравье), споры - 27% (сфагновые мхи - много, *Ophioglossaceae*, *Athyrium*, *Botrychium* - единичны). Это указывает на теплый и влажный климат (термогигротическая фаза). Учитывая высоту террасы, повышенную минерализацию пыльца и присутствие пыльца *Betula alba*, отмечающуюся лишь в нижних горизонтах четвертичной системы, возраст осадков можно датировать нижней половиной среднечетвертичной эпохи.

^{x/} Разрезы четвертичных отложений приводятся сверху вниз.

Озерно-аллювиальные отложения, слагающие 15-25-метровые террасы в бассейне р.Яй и в районе Холанского горного массива, по-видимому, одновозрастны с разновысотной террасой района с.Мариинское.

В пределах Удыльской впадины среднечетвертичные отложения вскрыты скважиной (см.рис.2) в интервале 30,0-56,4 м. В верхах разреза (30,0-35,3 м) - пески с включениями гальки (до 30%), переслаиваемыми с илами; в средней и нижних частях (35,3-56,4 м) их сменяют валунно-галечниковые и гравийно-галечниковые отложения с песчаным заполнителем. Спорово-пыльцевые спектры, по данным В.Ф.Морозовой, П.Н.Соколовой и Г.В.Карташевой, характеризуются преобладанием пыльца травянистых и кустарничковых растений, составляющих 50-70% общего состава (*Artemisia* sp., *Chenopodiaceae*, *Gramineae*, Древесная группа бедна (*Betula*, *Alnus*, *Picea*, *Pinus* s/s *Nauphloxylon*, *Larix*). Среди спор - зеленые и сфагновые мхи, ксерофильные папоротникообразные (*Lycopodium alpinum*, *Selaginella sibirica*). Спектр спор и пыльца указывает на сухие и холодные климатические условия эпохи осадконакопления, вызванные среднечетвертичным оледенением.

Верхнечетвертичные отложения (Q_{III})

Отложения представлены аллювиальными, озерно-аллювиальными и озерными фациями.

Аллювиальные отложения слагают 5-8-метровую террасу, имеющую довольно выдержанное распространение только по долинам рек Дуй, Ханда, Бол.Сомон и др. В долинах Амура и Яя они имеют локальное развитие.

Верхнечетвертичный аллювий долины р.Амур, с одной стороны, и рек Яй, Дуй, Ханда и др., с другой - резко различен. В 8-метровой аккумулятивной террасе р.Амур у пос.Булава наблюдается следующий разрез:

1. Суглинки бурные, со щебнем и дрсевой различных пород	1,0 м
2. Суглинки серые, слоистые, чередующиеся с бурными. Мощность прослоев 0,2-0,5 м. Часто встречаются разложившиеся растительные остатки	5,2 "
3. Песок тонко- и мелкозернистый, с редкой галькой размером 1,5-4 см	0,3 "
4. Песок желтый, мелкозернистый, с прослоями глин, грубозернистого песка и мелкой гальки	1,2 "

5. Глины зеленовато-серые	0,13 м
6. Песок желтый, среднезернистый, слоистый . .	0,3 "
Мощность разреза 8,13 м.	

Спорово-пыльцевые комплексы из отложений террасы свидетельствуют о разновозрастности верхней и нижней частей разреза. Так, в спектре с глубины 7 м, по заключению В.Ф.Морозовой, преобладает пыльца *Abies*, *Picea*, *Betula*, *Quercus*, *Corylus*, *Juglans* и споры *Orphoglossaceae*, *Cryptogramma acrostichoides* R.Br., *Osmunda cinnamomea* L., *Athyrium*, свидетельствующие о теплом влажном климате (термогигротическая фаза). В образцах с глубины 4,5-5,0 м в спектре резко преобладает пыльца *Alnaster* 59%, *Betula ovalifolia* Rupr., *B. exilis* Suk. характеризующие растительность близкую современной тундровой (Q_2^{III}).

Аллювий 5-8-метровых террас малых рек отличается резким преобладанием грубозернистых песков и валунно-галечных отложений. Подчиненную роль играют суглинки. Мощность отложений здесь не превышает 10 м.

Наиболее полно разрез озерно-аллювиальных отложений изучен в обрывах 5-12-метровых террас вдоль берегов озера Кизи и р.Амур, в районе Рейда и Стар. Маринское. На примере этих обнажений четко проявляется наиболее характерная черта их - быстрая изменчивость по простиранию и по разрезу. Так, в разрезе 5-10-метровой террасы р.Амур, на участке от Рейда до Старого Маринска, преобладают серые, слабопесчанистые глины с редкими прослоями суглинков и иловатых песков. Глины здесь содержат большое количество обломков древесного угля - свидетельство древних лесных пожаров. По мере приближения к Стар. Маринскому, где цоколь сложен выветрелыми порфиритами болбинской свиты, происходит уменьшение мощности и выклинивание глинистых отложений, и начинают преобладать тонко- и мелкозернистые косослоистые слабоглинистые пески с маломощными прослоями серых глин и мелкой гальки. В них также встречаются обломки древесного угля. К востоку от Стар.Маринска на интервале 1-1,5 км терраса сложена слоистыми, местами косослоистыми слабоглинистыми песками, которые в дальнейшем снова замещаются глинами. По данным Н.В.Ерошенко (1963 г.), разрез террасы у с.Стар.Маринское следующий:

1. Глины серые, темно-серые, пестрые, слоистые, местами ожелезненные. Мощность прослоев 0,2-0,5 м.	
В глинах редкие прослои иловатого песка мощностью 6-10 см	4,15 м
2. Почвенный горизонт, погребенный, размывтый	0,08-0,15"
3. Суглинки серые, плитчатые, плотные	0,2 "

4. Пески светло-серые и желтые, уплотненные, слоистые, местами иловатые и слабожелезистые.	
Содержат катыши серых глин	1,0 м
Мощность разреза 5,6 м.	

У пос.Кизи в береговом обрыве 12-метровой террасы обнажаются:

1. Глины серые, плотные, вязкие с большим количеством обломков панцирей диатомовых водорослей <i>Eunotia</i> , <i>Pinnularia</i> , <i>Neidium</i> переслаивающиеся с серыми слоистыми суглинками	1,5 м
2. Глины ярко-оранжевые, охристые, плотные, пластичные	0,28 "
3. Глина темно-серые и бурные, плотные, вязкие, с хорошо окатанной галькой базальтов размером от 2 до 7 см	1,2 "
4. Галька и валуны базальтов идеально окатанные, ориентированы по слоистости, слабо сцементированы железистым алевроитом, с редкими маломощными прослоями тонкослоистых глин, над которыми галечники крепко сцементированы гидроокислами железа и превращены в конгломераты с лимонитовым цементом	2,75 "
5. Глины темно-серые, слоистые, переслаивающиеся с ржавато-бурными железистыми глинами, содержащими хорошо окатанную гальку андезитов и базальтов в количестве от 20 до 50% объема породы	2,7 "

Общая мощность разреза 8,43м.

В разрезе 5-6-метровой террасы озера Кизи у поселков Чильба и Веселый и в бассейне р.Яй также наблюдается характерное переслаивание глин и галечников. Пески в разрезе играют резко подчиненную роль, слагая маломощные (10-15 см) прослои.

В Удыльской впадине верхнечетвертичные отложения последовательно наращивают разрез среднечетвертичных. Они вскрыты (см.рис.2) на интервалах глубин от 10,4 до 30,0 м и представлены пачкой переслаивающихся песков и глин (возможно, илов). Спорово-пыльцевые спектры указывают на развитие в эпоху осадконакопления широколиственных долинных лесов с *Quercus*, *Ulmus*, *Carpinus*, *Tilia*, *Corylus*, *Juglans* и др. Мохово-травяной покров слагается из злаков, осок, полыни, папоротниковообразных, мхов, плаунов и т.д. Формирование пород, по-видимому, происходило в эпоху позднечетвертичного межледниковья (Q_1^{III}).

Озерные отложения слагают обширную террасу озера Кизи высотой 5-8 м, простирающуюся вдоль южного берега озера от м.Каменистого до Айского залива. В восточном направлении они фациально

замещаются озерно-аллювиальными отложениями. Осадки здесь повсеместно представлены и буровато-серыми пластичными глинами и редкими маломощными прослоями иловатых песков. Спорово-пыльцевые спектры из озерно-аллювиальных отложений в районе поселков Веселый, Чильба, Кизи, Стар.Мариинск и из озерных отложений оз.Кизи в районе мыса Каменистого, характеризуют тундровую и лесотундровую растительность эпохи максимального похолодания (Q_{III}^2). По мнению В.Ф.Морозовой, некоторое сомнение вызывает лишь отнесение к верхам позднечетвертичной эпохи отложений 10-12-метровой террасы у пос.Кизи, поскольку споро-пыльцевые спектры средне- и позднечетвертичных эпох похолодания близки между собой.

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

Отложения распространены в бассейне р.Яй, где они слагают обширный шлейф, простирающийся вдоль подножий отрогов горного массива Шаман-Тиуль. Характер отложений (суглинки со щебнем и глыбами, галечники, пески, комковатые глины) свидетельствует об их смешанном делювиальном и пролювиально-аллювиальном происхождении. Судя по тому, что не менее 90% обломочного материала представлено туфами и лавами кислого состава, постоянной областью сноса служил горный массив Шаман-Тиуль, отроги которого, сложенные кислыми эффузивами палеогенового возраста, амфитеатром охватывают западное крыло Яйской депрессии. Учитывая, что отложения шлейфа снивелировали весьма расчлененный рельеф, заполнив западную часть Яйской впадины, можно предположить, что их мощность значительна и может достигать нескольких десятков метров.

Накопление делювиальных и аллювиально-пролювиальных отложений происходило в эпоху максимального похолодания (Q_{III}^2), вызвавшего активизацию денудационных процессов. Это подтверждается и данными споро-пыльцевого анализа по смежным территориям. В связи с этим очевидно, что накопление нижних горизонтов шлейфа происходило одновременно с верхнечетвертичными озерно-аллювиальными отложениями Яйской депрессии. Верхние горизонты перекрывают 4-6-метровую озерно-аллювиальную террасу и срезаются поймой р.Яй. Это свидетельствует о продолжении формирования шлейфа и в первую половину голоцена. По-видимому, аллювиально-делювиальное происхождение имеют и слоистые плитчатые суглинки мощностью от 0,5 до 1,5 м, перекрывающие озерно-аллювиальные отложения 15-20 и 5-10-метровых террас. Слоистое строение суглинков, наличие в

них прослоев светло-серых глин, песков и слабоскатанного щебня указывает на накопление в водной среде. Возраст описанных суглинков, по-видимому, соответствует времени максимального похолодания (Q_{III}^2) и началу современной эпохи (Q_{IV}^1).

Современные отложения (Q_{IV})

Современные отложения слагают пойму рек и озер, имеющую высоту от 0 до 4-5 м. Строение поймы обычно двучленное; нижняя часть представлена галечниками и песком русловой фации, верхняя - собственно пойменная - песками, суглинками, илами и глинами. В пойменных осадках горных рек (Яй, Ханда и др.) значительную роль играют и грубообломочные породы.

Современные отложения в Удыльской впадине (см.рис.2) имеют мощность более 10 метров. Они представлены песками кварц-полевошпатовыми, мелкозернистыми с включениями гравия (до 3-5%), которыми сложен прирусловой вал, частично перемытый и перевеянный. Спорово-пыльцевые комплексы обеднены и состоят из пыли древесных и кустарниковых видов березы и ольхи с примесью единичных хвойных. Ширина поймы Амура достигает 20 км. Состав осадков здесь песчаный, песчано-глинистый. Мощность их, по-видимому, не превышает 20 м.

Пойменный аллювий р.Яй и других малых рек характеризуется меньшими мощностями (порядка 10-12 м совместно с русловыми) и более грубым составом. Градация пойменного аллювия горных рек от грубообломочных отложений (галечники и грубозернистые пески) в верхнем течении - к песчано-галечным и песчано-суглинистым отложениям низовьев рек. Отложения озерной поймы имеют ограниченное распространение. Они узкой прерывистой полосой протягиваются вдоль берегов озер Кизи, Кади и др. Мощность осадков обычно незначительна и не превышает 10 м.

На территории листа М-54-III широким распространением пользуются органогенные, элювиальные и элювиально-делювиальные и гравитационные образования. Торфяники распространены повсеместно в депрессиях и по долинам рек, залегая обычно на озерно-аллювиальных отложениях позднечетвертичного и современного возраста. Мощность торфяников в Удыль-Кизинской депрессии и в Яйском грабене достигает 2 м. Мощность элювиальных и склоновых отложений незначительна и колеблется от 0 до 5-6 м.

Современные морские отложения слагают узкую прерывистую полосу пляжа вдоль побережья Татарского пролива (на геологиче-

ской карте не выделены). Состав их песчаный, песчано-галечный, валунно-галечный. В устьевой части долины р. Бол. Сомон распространены морские (лагунные) и аллювиально-морские песчано-илистые отложения, по-видимому, значительной мощности (не менее 10-15 м). Донные морские осадки залива Чихачева представлены переслаивающимися илистыми и песчано-галечными отложениями. Мощность их колеблется от 0,2 до 8-9 м и более. Скважины, пройденные со льда в проливах между п-овом Клыкова и о. Базальтовый и между островами Базальтовый и Обсерватории на глубину 13-15 м ниже уровня моря, не вскрыли коренных пород.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Позднемеловые интрузии

Позднемеловые интрузии развиты только в районе Холанского горного массива. Интрузивный массив, названный Холанским, вскрыт на площади 6 км². Западное окончание его находится за пределами района. Вмещающими интрузию породами служат песчаники и алевролиты ларгасинской серии. Северо-восточный контакт массива скрыт под четвертичными отложениями, а юго-восточный местами ограничен крутопадающими разрывами. Выходы интрузивных пород вытянуты с северо-запада на юго-восток на 5 км. Западный контакт массива довольно пологий, что подтверждается широким ореолом контактовых роговиков, а небольшие по площади выходы апикальных частей массива, показанные на геологической карте Холанского месторождения (см. рис. 5), указывают на неровную поверхность его и незначительный эрозионный срез.

С порфиритами больбинской свиты контакт позднемеловой интрузии тектонический, однако интенсивная гидротермальная переработка порфиритов и слабое ороговикование близ массива указывают на более молодой возраст интрузии. Строение массива сравнительно простое. Центральная часть его сложена светло-серыми гранодиоритами, которые в эндоконтакте приобретают темную окраску за счет увеличения количества темноцветных, приближаясь по составу к кварцевым диоритам (см. таблицу). Ширина выходов гранодиоритов составляет 100-200 м.

Кварцевые диориты ($\gamma\delta\text{Cr}_2$) мелко- и среднезернистые породы серого или темно-серого цвета, призматически-зернистой, реже гилпидиоморфнозернистой структуры. Минералогический состав их: андезин (№ 35-45) - 50-55%, калиевый полевой

шпат - до 10%, кварц - 10-15%, биотит, роговая обманка, моноклиновый пироксен - 20-25%, апатит, сфен, рудный минерал - до 1%. Породы в значительной степени изменены постмагматическими процессами: призматические зерна плагиоклаза альбитизированы, калиевый полевой шпат пелитизирован, листочки биотита замещены хлоритом, который развивается также и по роговой обманке, зерна моноклинового пироксена имеют ситовидное строение и переполнены рудной пылью.

Гранодиориты ($\gamma\delta\text{Cr}_2$) - среднезернистые породы светло-серого цвета. Структура их гилпидиоморфнозернистая, иногда гранулитовая, порфириовидная. Средний минералогический состав: андезин (№ 35-45) - 45-50%, калиевый полевой шпат - 20-25%, кварц - 20-25%, биотит, роговая обманка, моноклиновый пироксен - 10-15%, акцессории - апатит, сфен, магнетит, ильменит. Характер постмагматических изменений в гранодиоритах сходен с изменениями в кварцевых диоритах.

С позднемеловыми интрузиями в Холанском горном массиве связана серия жильных пород: гранодиорит-порфиры, спессартиты, микродиориты, диоритовые порфиры. Последовательность внедрения даек не установлена. Наибольшее количество жильных пород приурочено к зоне сильно трещиноватых гидротермально-измененных пород у южного контакта интрузии. Дайки прорывают больбинскую свиту, и встречаются в теле интрузии.

Гранодиорит-порфиры ($\gamma\delta\text{Cr}_2$) в экзоконтакте Холанского массива образуют несколько даек мощностью 3-5 м северо-западного простирания. Падение их на СВ под углом 80°. Породы светло-серого цвета, от микро- до крупнозернистых, с вкрапленниками полевых шпатов. Минералогический состав их практически не отличается от гранодиоритов Холанского массива.

Спессартиты (χCr_2) образуют в пределах Холанского массива серию даек мощностью до 5 м, протяженностью 0,5 км северо-западного простирания. Они имеют крутое падение и четкие ровные контакты с вмещающими породами. Спессартиты широко распространены как среди осадочных пород ларгасинской серии, так и внутри интрузивного массива. Это плотные, мелкозернистые породы серого и темно-серого цвета, панидиоморфнозернистой, микропанидиоморфнозернистой, микропризматическизернистой, иногда порфириовидной структуры. Из породообразующих минералов преобладает роговая обманка (40-60%), биотит, андезин, в небольшом количестве присутствуют мелкие ксеноморфные зерна кварца. Акцессории представлены сфеном, апатитом, цирконом и рудным минералом.

Диоритовые порфиры ($\delta\mu\text{Cr}_2$) образуют

многочисленные дайки различного простирания и мощности (от 2 до 8 м). Протяженность даек до 1 км, углы падения близкие к вертикальным. Наибольшее количество даек этих пород закартировано в Холанском горном массиве (см. рис. 5), а также на левобережье р. Яй и к северу от оз. Кади. Это плотные порфировые или порфировидные породы серого цвета, состоящие из фенокристаллов среднего андезина, бурой роговой обманки, моноклинного пироксена и редких зерен бурого биотита и кварца, погруженных в основную массу, характеризующуюся микродиоритовой или микролитовой структурой того же минералогического состава. Акцессории: апатит, сфен, рудный минерал, реже апатит и циркон. Из вторичных изменений проявились карбонатизация, эпидотизация, хлоритизация и серицитизация.

Ширина ореолов контактового метаморфизма вблизи Холанской интрузии колеблется от первых сотен метров до 1 км, а около даек — от десятков сантиметров до нескольких метров. В экзоконтакте интрузий осадочные породы превращены в биотитовые роговики, переходящие по мере удаления от интрузий в слабо измененные песчаники и алевролиты. Роговики — обычно плотные породы, темно-серые до черных, часто с розоватым оттенком. Состоят они из кварца, биотита, хлорита, эпидота. Структура преимущественно микрогранолепидобластовая. По сравнению с осадочными породами, эффузивы в меньшей степени подвержены контактовым изменениям. Обычно они превращены в темно-серые биотитовые роговики с гранобластовой и лепидогранобластовой структурой.

Гидротермальные изменения, связанные с Холанским интрузивным массивом, выражаются в интенсивном окварцевании вмещающих пород и особенно тектонических брекчий по многочисленным нарушениям. Ширина зон гидротермально измененных пород до 800 м. Они прослеживаются по простиранию на 2–3 км. С зонами окварцевания связаны коренные источники золота на Холане. Проявления турмалинизации установлены в зонах тектонических подвижек в порфиритах больбинской свиты в районе пос. Кудюм. Мощность крутопадающих кварц-турмалиновых прожилков 0,2–0,5 м. Спектральным анализом установлено присутствие золота и в этих породах. Кроме перечисленных типов гидротермально измененных пород, в пределах Холанского горного массива среди поля порфиров больбинской свиты встречаются высыпки слабо пропилитизированных пород, происхождение которых также, видимо, связано с Холанским интрузивным массивом.

Возраст Холанской интрузии определяется как поздневерхнемеловой на том основании, что она прорывает осадочные породы лар-

гасинской свиты и порфириды больбинской свиты. Абсолютный возраст кварцевых диоритов Холанского массива 92 млн. лет. На смежных территориях возраст сходных по составу интрузий также определен как позднемеловой.

ПАЛЕОГЕНОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Интрузии образуют многочисленные небольшие массивы и штоки и распространены в западной и юго-западной частях района. Наиболее крупным из них является Сомонский интрузивный массив, обнаженная площадь которого около 20 км². Конфигурация выходов на дневную поверхность грубоизометричная. Строение его довольно сложное и становление интрузии происходило, по-видимому, в две фазы. Основная часть массива сложена гранодиоритами, среди которых вблизи контакта с вмещающими породами наблюдаются разносити, сильно обогащенные роговой обманкой (до 30%). Граниты составляют периферические части массива (см. таблицу). В ряде случаев наблюдались активные контакты гранитов с гранодиоритами, позволяющие сделать предположение о более раннем внедрении гранодиоритов. Ширина контактовых роговиков вокруг массивов незначительна, поэтому контакты его, исключая восточный, вероятно крутые и тело имеет в целом штокообразную форму. Обилие ксенолитов вмещающих пород указывает на неглубокий срез интрузии.

Интрузивный массив района горы Ягодной находится в западной части района и частично продолжается за пределами описываемой территории. По всей вероятности, это плитообразное тело, падающее круто на юго-восток и контролирующее северо-западное нарушение. Представление о плитообразной форме интрузии подтверждается почти полным отсутствием роговиков во вмещающих породах ларгасинской и больбинской свит. Строение массива простое, состав гранодиоритовый.

Из других массивов следует отметить интрузию гранодиоритов в бассейне кл. Извилистый, площадью около 5 км², и два небольших штока кварцевых диоритов, расположенных восточнее горы Редколесная (площадью 1,5 км²) и восточнее пос. Булава (площадью 0,5 км²). Все интрузии прорывают больбинскую свиту и окружены широкими контактовыми ореолами.

К в а р ц е в ы е д и о р и т ы ($\gamma\delta$ Рг) — мелко- и среднезернистые породы, серого и темно-серого цвета. Структура их гипидиоморфнозернистая или призматически зернистая. Минералогический состав: (андезин-лабрадор № 42–52) — 60–70%, авгит — 10–15%, биотит — 10%, калиевый полевой шпат — 5%, кварц — до 5%,

роговая обманка - 1%, акцессории (апатит, магнетит, ильменит?) - до 2-3%.

Гранодиориты ($\gamma\delta Pg$) имеют светло-серый и розовато-серый цвета. Это среднезернистые породы гипидиоморфнозернистой, реже призматически зернистой или микропегматитовой структуры. Минералогический состав: олигоклаз-андезин (№ 26-48) - 40-50%, калиевый полевой шпат - 25%, кварц - 15-20%, роговая обманка, биотит - 15-20%, акцессории (рудный минерал, апатит, редко сфен, циркон и ортит) - до 1-3%. Среди гранодиоритов Сомонской интрузии наблюдались разности, резко обогащенные роговой обманкой (до 30-35%). Роговообманковые гранодиориты серые до темно-серых с розоватым оттенком породы. На фоне среднезернистой основной массы выделяются удлиненно-призматические, шестоватые зерна (до 3-5 мм) роговой обманки.

Граниты (γPg) обычно светло-серые, с розоватым оттенком, плотные разноминеральные породы. Структура их гипидиоморфнозернистая. Минералогический состав: кварц - 30%, калиевый полевой шпат - 40-45%, андезин - 15-20%, биотит, роговая обманка - до 10%, акцессорные (рудный минерал, апатит) - до 1%.

Палеогеновый интрузивный магматизм, помимо массивов, выражен разнообразным комплексом жильных образований - даек диоритовых порфиров, аплитов, спессартитов, кварцевых порфиров, фельзитов. Генетическая связь даек с интрузиями может предполагаться только частично, ибо несомненно, что часть их связана с покровами средних и кислых эффузивов.

Диоритовые порфиры ($\delta\mu Pg$) в виде даек закартированы в районе Сомонского интрузивного массива и прорывают как самаргинскую свиту, так и гранитоиды. Они наблюдались только в высыпках. Судя по величине и направлению глыбовых развалов, простираение даек северо-западное. Мощность до 20 м. Это серые, с зеленоватым оттенком породы с вкрапленниками таблитчатых кристаллов белого полевого шпата размером до 5 мм. Основная масса их мелкозернистая, состоит из андезин-лабрадора, биотита, роговой обманки, калиевого полевого шпата, изредка кварца и акцессорных минералов (рудный минерал, апатит, редко сфен, циркон). Структура пород призматическизернистая, участками микрогранитовая.

Спессартиты (χPg) отмечены в районе интрузивного массива горы Ягодной, в 2,2 км юго-западнее горы Ягодная среди обломков гранодиоритов и на северо-восточном склоне горы среди песчаников и аргиллитов. Их простираение и мощность не установлены. В первом случае спессартиты осветленные с зеленоватым от-

тенком, во втором - зеленые до темно-зеленых. Структура спессартитов призматическизернистая. В составе их преобладают андезин-лабрадор - 50-60%, роговая обманка 30-35%, кварц. Из вторичных минералов развит серицит по плагиоклазу, биотит по роговой обманке. Из акцессориев присутствуют рудный минерал, апатит, сфен, циркон.

Гранит-порфиры ($\gamma\pi Pg$) по высыпкам установлены в пределах интрузивных массивов Сомонского и горы Ягодной. Мощность даек не более 3-5 м, по простираению их удается проследить на расстоянии 0,3-0,5 км. Это светло-серые с розоватым оттенком породы. На фоне мелкозернистой основной массы выделяются редкие (не более 10%) вкрапленники размером до 1 мм, - олигоклаз-андезина (№ 28-35), калиевого полевого шпата и хлоритизированного биотита. Основная масса характеризуется микросферолитовой структурой, представлена кварцем, полевым шпатом и редкими, полностью хлоритизированными темноцветными минералами. Акцессории: рудный минерал, апатит, реже сфен, циркон.

Аплиты (ϵPg) зафиксированы в гранодиоритах массива горы Ягодной в глыбовых развалах, а также наблюдались на правом склоне долины р. Муты близ южной границы района. В виде маломощных (1-5 см) прожилков они пронизывают гранодиориты во всех направлениях, но иногда приурочены к определенной системе трещин отдельности. Зальбанды их ровные, четкие. Это плотные, лейкократовые породы, близкие по составу к аляскитам, от тонкозернистых до скрытокристаллических. Структура их преимущественно аплитовая. Состоят породы из кварца, полевого шпата (преимущественно калиевого) и незначительного количества биотита.

С эффузивными образованиями палеогенового возраста генетически связаны дайки фельзитов (λPg) и кварцевых порфиров ($\lambda\pi Pg$), пространственно тяготеющих к полям развития палеоценовой толщи кислых эффузивов. Фельзиты установлены на северо-западных отрогах горы Груша и на северо-восточном берегу оз. Кади. Это крупные дайки мощностью до 30 м, северо-западного простираения, крутопадающие, прослеживаются на 200-300 м. Макроскопически породы светло-серые, в выветренном состоянии с желтоватым оттенком, с флюидальной текстурой. На южном берегу оз. Кади, западнее мыса Каменистого, такая же дайка фельзитов установлена в глыбовых развалах в полотно пляжа. Простираение и мощность ее не установлены. На других участках дайки фельзитов наблюдались в высыпках в поле пород самаргинской свиты (верховье р. Шитниковской, гора Идол и др.). Глыбовые развалы дайки кварцевых порфиров

($\lambda\pi\text{P}\delta$) фиксировались в левобережье р. Яй к югу от дороги Софийск-Де-Кастри в поле кислых туфов палеоценового возраста. Мощность и простираание дайки не установлены.

Вулканогенные и осадочные образования на контакте с палеогеновыми интрузиями в различной степени ороговикованы. Ширина ореола контактово-измененных пород колеблется от первых сотен метров до одного километра (массив Сомонский). На контакте с гранодиоритами средние эффузивы превращены в темно-серые биотитовые роговики. Более кислые разности переходят в красновато-бурые кварциты и микрокварциты. На некотором удалении от экзоконтакта интрузий изменения эффузивов выражаются в эпидотизации, хлоритизации и серицитизации. Осадочные породы превращены в кварцево-биотитовые роговики — плотные, массивные породы темно-серого цвета, состоящие из кварца (до 60%), биотита (20-25%), рудного минерала, хлорита, эпидота. Вдали от контакта интрузий, осадочные породы становятся менее измененными, подвергаясь лишь биотитизации и серицитизации.

Характер гидротермального изменения выражается в образовании зон грейзенизации и кварцевых жил. Участок грейзенизированных пород расположен в нижнем течении р. Муты (вблизи южной рамки листа) и, по-видимому, связан с не вскрытыми эрозией малыми интрузиями гранитоидов. Об этом свидетельствуют многочисленные аплитовидные прожилки в пределах участка. Процессам грейзенизации подверглись порфириты и андезиты больбинской и самаргинской свит, превратившиеся в кварцево-серицитовые и эпидотовые грейзены. Они представляют собой буровато-желтые, мелкозернистые, массивные породы, интенсивно обохренные, с многочисленными блестящими серицита. Структура гранобластовая и лепидогранобластовая, минералогический состав существенно кварцево-серицитовый. По данным спектральных анализов пород из зоны грейзенизации, отмечается некоторое обогащение их молибденом (до 0,1%), медью (0,1%), свинцом (0,1%), цинком (0,01%), оловом и серебром (до 0,001%).

Кварцевые жилы широко развиты восточнее интрузивного массива района горы Редколесной и залегают в порфиритах и туфах больбинской свиты. Жилы имеют близширотное — северо-западное простираание и прослежены на 200-300 м, мощность их более 1 м. Кварц в жилах белый, светло-серый, сливной, часто образует друзы, не содержит видимых рудных минералов. Спектрохимические анализы показали отсутствие в кварце рудной минерализации. Пробирным анализом установлены следы золота.

Из других типов гидротермально измененных пород в районе

установлены вторичные кварциты. Они наблюдались главным образом в высыпках на правобережье. р. Муты, в поле андезитов самаргинской свиты и в верховьях правых притоков ручья Березовый к югу от дороги Софийск — Де-Кастри. Макроскопически это сливные, осветленные, очень крепкие породы. Они состоят из мозаичного агрегата кварцевых зерен, пересеченных тонкой сетью кварцевых прожилков.

Участкам развития вторичных кварцитов сопутствуют проявления пиритизированных пород среди покровных порфиритов и андезитов и даек. Пирит образует равномерную тонкую, иногда довольно густую вкрапленность, реже присутствуют в породах редко рассеянные кристаллы пирита кубической формы, размером до 1-1,5 мм. Пиритизации подвергаются главным образом эффузивные и жильные разности, реже — туфогенные. Участки, где установлена пиритизация, весьма многочисленны в пределах района, однако, наиболее интенсивно она проявилась в правобережье р. Муты, в левобережье р. Яй, в отрогах массива Шаман-Тиуль и к северу от оз. Кизи. Окварцевание связано обычно с многочисленными разрывными нарушениями, либо эти породы тяготеют к экзоконтактам интрузивных массивов.

Возраст описываемого интрузивного комплекса определяется на основании активного контакта с эффузивами самаргинской свиты и сопоставления с подобными интрузиями на смежных территориях (Б.Я. Абрамсон, 1959), абсолютный возраст которых 52-59 млн. лет, что соответствует палеоцену-эоцену.

НЕОГЕНОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Интрузии объединяют комплекс пород, генетически связанных с покровами эффузивов кизинской свиты. Морфологическое разнообразие их велико: это дайки, штоки, корни покровов, экструзивные купола и лакколиты. Представлены они базальтами, диабазами, андезитами, дацитами и фельзитами. Какого-либо существенного контактового воздействия на вмещающие породы они не оказывают.

Б а з а л ь т ы (βH) установлены в дайках на побережье Татарского пролива восточнее мыса Накатова и в заливе Чихачева к северу от пос. Де-Кастри. Обе дайки крутопадающие, простирающие их $320-330^\circ$, мощности соответственно 15 и 20 метров. Контакты первой дайки с вмещающими породами сорваны по разрывам (крутопадающим сбросам).

А н д е з и т ы (αH) в дайках зафиксированы на побережье

Татарского пролива на северном берегу бухты Сомон, к юго-западу от мыса Давыдова у мыса Острый и к юго-западу от мыса Накатова. По глыбовым развалам и высыпкам дайки андезитов установлены в пределах Холанского горного массива. Максимальную мощность (30 м) имеет дайка андезитов в бухте Сомон. Дайка вертикальная, контролирует один из широтных разрывов Сомонской тектонической зоны. Прослежена более чем на 3 км. Ее сложены окончания мысов в бухте Сомон. Мощность андезитовых даек в районе мыса Давыдова 3 м (западной) и 5 м (восточной). Дайки крутопадающие. В верхней части обрывов отчетливо видно как обе дайки слепо заканчиваются в покровах.

Д и а б а з ы ($\beta\mu N$) встречены в высыпках в бухте Корейка. Предполагаемое простирание дайки 15° . Мощность и залегание ее не установлены.

Д а ц и т ы (ζN) в форме даек отмечены на побережье Татарского пролива в районе мыса Лобастый и мыса Накатова. Мощность одной из них 12 м, простирание меридиональное, дайка крутопадающая. Вторая дайка имеет также меридиональное простирание, крутопадающая. Дациты светлоокрашены, мощность у уреза воды 15 м. Выше в обрыве мощность ее постепенно возрастает и дайка раскрывается в куполовидный покров, возвышающийся над окружающей местностью на 50 м. Дациты имеют характерную тонкоплитчатую отдельность, причем ориентирована плитчатость параллельно контактам дайки. При переходе дайки в купол плитчатость приобретает веерообразную ориентировку.

Ф е л ь з и т ы (λN), прорывающие кизинскую свиту, были установлены на побережье Татарского пролива к северо-востоку от мыса Накатова. Они слагают вертикальную дайку мощностью около 20 м. Простирание СВ 45° . Породы окрашены в светлый желтоватопрозовый цвет, имеют характерную флюидальную текстуру, тонкоплитчатые.

Гидротермально измененные породы среди неогеновых эффузивов были встречены только в пределах Сомонской разрывной зоны. По разрывам базальты раздроблены, окварцованы. Предполагаемая мощность зон дробления до 10–20 м. По аэрофотоснимкам зоны прослеживаются до 3–5 км. Западнее горы Лесная среди окварцованных базальтов были отмечены вторичные кварциты (по базальтам). Они также локализируются в зоне нарушений. Спектральным анализом в них установлены следы золота.

ТЕКТОНИКА

Район расположен на сочленении Сихотэалинского мегантиклинория с Амуро-Уссурийским синклинорием, сложенным интенсивно складчатыми докайнозойскими отложениями. Характерной особенностью тектонического строения территории является наличие двух структурных этажей, разделенных стратиграфическим перерывом и четко выраженным угловым несогласием (рис.3).

Н и ж н и й с т р у к т у р н ы й э т а ж (складчатый фундамент) представлен осадочными и туфогенно-осадочными породами ларгасинской серии и удоминской свиты верхнемелового возраста, обнажающимися в западной части района. Они собраны в линейные складки северо-восточного простирания и входят в систему Амуро-Уссурийского синклинория. Ларгасинская серия относится к группе морских терригенных формаций флишеидного типа, удоминская свита – к группе морских молассовых формаций.

Элементами нижнего структурного этажа является также серия разрывных нарушений меридионального простирания в удоминской свите в устье р.Муты, установленных при описании опорного разреза (на геологическую карту они не вынесены). Большинство из этих нарушений – сбросы неустановленной амплитуды, крутопадающие к западу, иногда притертые, нередко выполненные окварцованными тектоническими брекчиями незначительной мощности (до 1–2 м). В вышележащей больбинской свите эти нарушения не прослеживаются. В поле развития ларгасинской серии из-за плохой обнаженности не представляется возможным выявить нарушения, достоверно принадлежащие нижнему структурному этажу. Однако такие нарушения несомненно существуют, особенно в пределах Холанского горного массива.

Удоминская свита на правобережье р.Муты залегает моноклиinally, с падением к западу под углом 70° ; в верхней части разреза слои залегают более полого (40 – 50°), сохраняя меридиональное простирание. В районе горы Ягодная, судя по единственному замеру элементов залегания, простирание осадочной толщи северо-западное, с падением к юго-западу под углом 50° . В пределах Холанского горного массива простирание пород складчатого фундамента северо-восточное, а углы наклона слоев 70° .

В е р х н и й с т р у к т у р н ы й э т а ж объединяет верхнемеловые и кайнозойские вулканогенные образования наземных порфировой и базальтовых формаций, а также континентальные молассы Удильской наложенной впадины. Степень дислоцирован-

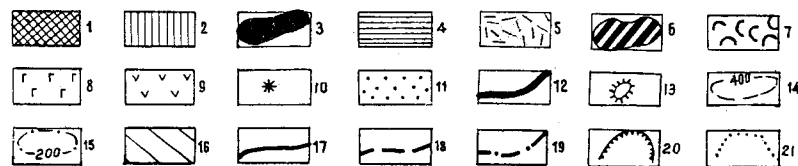
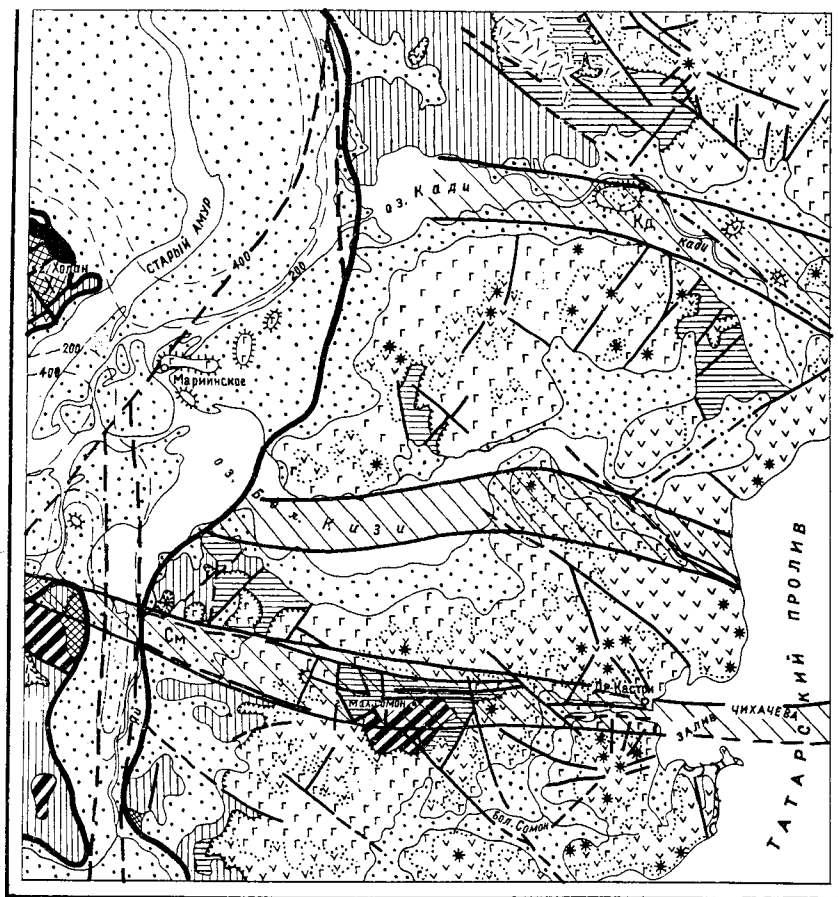


Рис. 3. Тектоническая схема

1 - ларгасинская серия и удоминская свита; 2 - больбинская свита; 3 - позднемиоценовые интрузии; 4 - самаргинская свита; 5 - толща кислых эффузивов; 6 - раннепалеогеновые интрузии; 7 - позднепалеогеновая туфогенная толща; 8 - нижнекизильская подсвита; 9 - верхнекизильская подсвита; 10 - неогеновые вулканические аппараты; 11 - четвертичные отложения; 12 - граница Удильской впадины и Яйского грабена; 13 - останцы погружения; 14 - стратонизогипсы подошвы фундамента Удильской впадины, проведены через 200 м; 15 - то же, через 100 м; 16 - крупные широтные разрывные тектонические зоны (Кд - Кадинская, См - Сомонская); 17-19 - разрывные нарушения: 17 - установленные, 18 - предполагаемые, 19 - скрытые под рыхлыми отложениями; 20 - граница между структурными этапами; 21 - граница между верхне- и нижнекизильской подсвитами

ности вулканогенных толщ последовательно уменьшается от более древних к более молодым. Порфириды больбинской свиты наиболее сложно дислоцированы. Они собраны в складки, не имеющие четкой ориентировки осей.

В южной части района на склоне горы Пули и др. породы больбинской свиты имеют крутые падения до $60-70^\circ$, что отчасти может быть связано с неровной поверхностью складчатого фундамента, породы которого в ряде мест обнажаются на поверхности, а отчасти, возможно, обусловлено влиянием многочисленных разрывных нарушений. Большая часть этих нарушений связана с позднемиоценовыми дислокациями. Они установлены в западной части района и имеют северо-западное простирание.

В пределах Холанского горного массива к серии нарушений сбросового типа этого направления, образующих единую тектоническую зону шириной 200-300 м, приурочен Холанский интрузивный массив позднемиоценового возраста и серия даек, генетически связанная с ним. Большинство разрывов, представляющих первоначально зияющие трещины, выполнены кварцевыми жилами и окварцованными тектоническими брекчиями. Последние дают основание предполагать, что подвижки по этим трещинам возобновлялись неоднократно.

Раннепалеогеновый структурный план в основных его чертах унаследовал позднемиоценовый, однако, породы самаргинской свиты и залегающей выше толщ кислых эффузивов залегают значительно более полого, с максимальными углами наклона $20-30^\circ$. Палеогеновые кислые эффузивы и их туфы в районе горы Груша залегают практически горизонтально. В раннем палеогене, по-видимому, произошла активизация движений по разрывам северо-западного простирания. С ними связан интрузивный массив горы Ягодная и серия жильных пород в эндо- и экзоконтакте упомянутого и Сомонского массивов. Не исключено, что еще в раннем палеогене была заложена Сомонская разрывная зона, в пределах которой активные тектонические движения интенсивно проявились и в неогене. В позднем палеогене и в неогене структурный план позднемиоценового-раннепалеогенового этапа был переработан. Сформированные складки тектоническими подвижками были расчленены на отдельные блоки, детали строения которых с трудом поддаются расшифровке.

Вулканогенные образования позднепалеогенового и неогенового возраста довольно слабо затронуты пликативными дислокациями и значительно более интенсивно-разрывными. Первые наиболее отчетливо наблюдались на побережье Татарского пролива в районе залива Накатова, Чихачева и бухты Табо. Миоценовые вулканогенные образования смяты в пологие симметричные складки с углами паде-

ния на крыльях до $10-20^{\circ}$, величина таких складок в поперечнике достигает 7-10 км. Одна из них, на крыльях которой обнажаются туфогенноосадочные породы нижнекизинской подсвиты, а в мульде залегают плитчатые андезиты верхнекизинской подсвиты, установлена в заливе Накатова. При этом породы на южном крыле имеют падение ЮВ $120-130^{\circ}$ под углом $18-20^{\circ}$, андезиты в мульде залегают практически горизонтально, а породы восточного крыла у мыса Накатова имеют западное падение под углом $7-10^{\circ}$.

Перестройка структурного плана района в позднем палеогене и в неогене связана с общей перестройкой структур Восточной окраины Азиатского континента в этот период и формированием глубинных разломов (частично оживлением движений по ранее заложенным), сопровождающимся интенсивным базальтовым вулканизмом. В это же время произошло заложение Удильской впадины. Из тектонических элементов позднепалеогенового-неогенового этапа разрывные нарушения представляют наибольший интерес и требуют детального рассмотрения.

Большинство разрывов, зафиксированных в породах кизинской свиты, являются синвулканическими, образовавшимися одновременно с формированием вулканогенной толщи. Изучение зеркал скольжения показывает, что чаще всего они представляют собой сбросы и взбросы. Обычно между двумя сближенными сбросами располагаются блоки раздробленных пород. Из других типов разрывных нарушений установлены сдвиги. Один из них (точнее взбросо-сдвиг) широтно-го простирания был зафиксирован в районе пос. Де-Кастри. Амплитуда горизонтального перемещения по нему не менее 50 м.

Большинство сбросов в вулканогенной толще имеет небольшую амплитуду смещения, обычно порядка нескольких метров и "гасятся" в вышележащих покровах. Следы "облекания" и изменения мощностей прослоев туфогенно-осадочных пород в покровах над разрывами свидетельствуют об их возникновении одновременно с формированием вулканогенной толщи. Это же подтверждается наблюдениями на побережье Татарского пролива над различными конседиментационными микроскладками, которые сопровождают эти нарушения. Амплитуда смещения по разрывам обычно не превышает 5-7 м. Значительная часть их в момент формирования представляла собой зияющие трещины, впоследствии заполненные туфовым материалом с образованием характерных "туфовых даек". Некоторые из таких трещин, уходящие в глубину до основания вулканических построек, были заполнены лавой андезитов и базальтов. Возможно, по ним же формировались "трубки взрыва", выполненные грубым туфовым материалом и агломератами. К группе синвулканических нарушений должно быть

отнесено и большинство разрывов, радиально расходящихся от вершины вулканических построек. Некоторые из них залечены дайками базальтов и андезитов. Вертикальные смещения по ним крайне незначительны.

Из серии разрывных нарушений, сформировавшихся, по-видимому, в палеогене, а частично повторно активизировавшихся в неогене, уже после завершения вулканической деятельности, наибольший интерес представляет широтно ориентированная Сомонская зона, возникшая на северном периклинальном погружении Сихотэалинского мегантиклинория. Ее западное окончание скрыто под рыхлыми отложениями долины Амура. Некоторые косвенные данные свидетельствуют о ее продолжении в пределах амурской долины, западнее данной площади. В частности, широтный отрезок долины Амура между поселками Калиновка и Софийск, по-видимому, выработан по этой тектонической зоне.

К востоку от долины Амура Сомонская зона разделяется на две самостоятельные ветви, северная из которых прослеживается от пос. Шишлово (на Амуре) к южному окончанию Айского залива оз. Кизи. В узлах пересечения этой ветви с меридиональными нарушениями, скрытыми под рыхлыми отложениями в долинах рек Амур, Яй и др. располагаются три небольших миоценовых стратовулкана (Шиловский и две безымянные вершины к востоку от него). Южная ветвь Сомонской тектонической зоны отстоит от северной приблизительно на 5-7 км и ограничивается с севера горный массив Шаман-Тиуль. На отрезке между западной границей района и долиной р. Яй эта ветвь образована несколькими широтными крутопадающими сбросами с общей амплитудой смещения северного блока не менее 500 м, так как подошва толщи туфов кварцевых порфиров палеоценового возраста располагается на высоте 500-600 м на северном склоне горы Шаман, а к северу от сбросов погружается ниже нулевой отметки. Соотношение широтных разрывов Сомонской зоны с меридиональными разрывами, ограничивающими Яйский грабен, недостаточно ясны. К востоку от долины р. Яй, по результатам дешифрирования, южная ветвь состоит из нескольких разрывных нарушений, сходящихся между собой в единый пучок в районе горы Лесная. По некоторым из них отмечаются выходы окварцованных тектонических брекчий и кварцевых жил мощностью более 1 м.

Сочленение северной и южной ветвей Сомонской зоны происходит в среднем течении р. Пей-Хой, при этом резко сокращается ее ширина (до 1 - 1,5 км) с уменьшением амплитуды смещения северного и южного блоков до 100 м. Следует указать на повышенную

обводненность зоны, что, по-видимому, связано с отсутствием глинистых заполнителей и усиленной циркуляции вод по тектоническим трещинам. Эти данные свидетельствуют об относительной молодости разрывов.

На участке пересечения Главного Сихотэалинского водораздела, в междуречье Пей-Хой и Сомон, описываемая зона срезает северную часть Сомонской брахиантиклинали, в ядре которой обнажаются раннепалеогеновые гранодиориты. По данным дешифрирования, она выражена здесь серией широтных сбросов, затрагивающих толщу миоценовых базальтов. Северное крыло, сложенное основными эффузивами кизинской свиты, оказалось опущенным не менее чем на 300–400 м. Несколько восточнее, в верховьях р. М. Сомон, происходит смещение тектонической зоны на 2–3 км к югу по разрывному нарушению, вероятно, сдвигового характера северо-западного простирания. К побережью пролива Сомонская зона выходит в изголовье бухты Чихачева, причем по одному из грабенных в пределах этой зоны (Сомонскому) выработана лагуна Сомон. Формирование Сомонского грабена произошло недавно. Об этом свидетельствует тектонический характер уступов обоих берегов лагуны, а также серия веерообразно расходящихся разрывных нарушений, большинство из которых наблюдались в береговых обрывах бухты Чихачева в окрестностях пос. Де-Кастри.

Все эти нарушения зафиксированы в толще миоценовых базальтов (постмиоценовый возраст нарушений не вызывает сомнения), что, вероятно, совпадало с проявлением активных движений в пределах всей зоны в целом. Наблюдения над зеркалами скольжения показали, что большинство разрывов являются сбросами. По-видимому, сама бухта Чихачева обязана своим происхождением Сомонской тектонической зоне. В настоящее время благодаря интенсивной абразии при общем погружении этого района, происходит расширение бухты и дальнейшее распространение ее в глубь материка. На современном этапе можно говорить о втором стоянии береговой линии в пределах бухты. О ее первоначальном положении можно судить по дугообразному расположению цепочки островов (Базальтовый, Обсерватории, Устричный, Южный).

Сомонская тектоническая зона продолжается и под водами Татарского пролива. По данным аэромагнитной съемки, широтные магнитные аномалии большой амплитуды (до 2500–3000 гамм) прослеживаются до осевой части пролива. Сведениями о ее продолжении на Сахалине авторы не располагают. Однако следует обратить внимание на то, что именно на широте Сомонской зоны происходит резкое погружение складчатых структур Западно-Сахалинского и Восточно-

Сахалинского антиклинориев под покровы верхнемиоценовых и плиоценовых рыхлых отложений.

Севернее Сомонской тектонической зоны имеется еще несколько крупных разрывных зон широтного простирания, о строении которых пока известно очень мало. Одна из них, установленная впервые Е. М. Смеховым в 1934 г., на значительном протяжении скрыта под водами оз. Кизи, и о ней можно судить лишь по редким выходам интенсивно раздробленных пород в полотно пляжа и в доколе верхне-четвертичной озерной террасы на южном берегу озера. Восточное окончание этой зоны было изучено в бухте Табо, где в ее пределах обнажаются блоки, состоящие из сильно раздробленных базальтов и агломератов кизинской свиты, ограниченные узкими, часто притертыми сбросовыми трещинами, с крутопадающими сместителями (до 70–80°). Севернее, по Кадинской разрывной зоне выработана долина р. Кади.

Из разрывных нарушений, зафиксированных в толще кизинских эффузивов, интерес представляет разрыв в районе пос. Мариинского. На этом участке установлен отчетливый тектонический контакт между порфиритами большинской свиты и залегающими полого на них андезитами кизинской свиты. Зона дробления на контакте между толщами имеет ширину не менее 8 метров. При этом интенсивно раздроблены как порфириты, так и вышележащие андезиты. По поводу характера данного нарушения нет единого мнения. С. А. Салун и Н. В. Ерошенко считают, что на этом участке обнажается подошва древнего (дочетвертичного) оползня. М. С. Нагибина, точку зрения которой разделяют авторы объяснительной записки, предполагает надвиговый характер этой дислокации, так как изучение трещин в зоне дробления на контакте двух толщ и многочисленных борозд скольжения показало, что движение кроющегося блока происходило с северо-запада и его подошва задиралась по направлению движения.

Удильская наложенная впадина в западной и северо-западной частях района сформирована на сложноскладчатых мезозойских осадочных отложениях, в восточной части – на верхнемеловых и кайнозойских образованиях. Не исключено, что близ восточной границы впадины, рыхлые осадки переслаиваются с покровами миоценовых эффузивов^{х/}. Впадина имеет асимметричное строение. Наибольшая

х/ С. А. Салун рассматривает кайнозойские наложенные структуры района как три самостоятельные впадины: Удильскую, выполненную рыхлыми неоген-четвертичными отложениями, Кизинскую и Кадинскую, выполненные вулканогенными образованиями кизинской свиты.

глубина в ней наблюдается в западной части. В восточном направлении глубина залегания фундамента постепенно уменьшается. По данным геофизических исследований (ВЭЗ), основание впадины характеризуется блоковым строением. Отчетливо намечается поперечное поднятие фундамента между Холанским и Маринским останцами погружения. Участки, где фундамент наиболее опущен, расположены в левобережье Амура в северной части площади (по геофизическим данным, мощность рыхлых отложений превышает 500 м) и к югу от Холанского горного массива. С юга в Удильскую впадину открывается узкий, меридионально ориентированный Яйский грабен, выполненный неогеновыми и четвертичными рыхлыми отложениями мощностью до 500 метров.

Историю геологического развития описываемой территории можно проследить с сеноман-туронского времени. Накопление песчано-глинистых отложений ларгасинской свиты происходило в условиях открытого, сравнительно мелководного морского бассейна. При формировании удоминской свиты произошло изменение режима осадконакопления в связи с поднятиями в области Сихотэалинского мегаантиклинория. Присутствие в составе свиты конгломератов, гравелистов и грубозернистых песчаников, а также туфогенно-осадочных пород, содержащих значительную примесь растительного детрита, указывает на близость области сноса. Источником обломочного материала являлись поднятия, располагавшиеся частично в западной части описываемого района, а главным образом за его границами, в пределах современной Удильской впадины. Состав обломочного материала, среди которого преобладают обломки кремнистых пород, содержащих радиоларии, указывает, что размывались толщи раннеюрского (?) возраста, вероятные аналоги киселевской свиты. Значительная примесь туфогенного материала, особенно в верхних горизонтах удоминской свиты, свидетельствует о проявлениях вулканизма во время осадконакопления.

В сеноне происходили интенсивные складкообразовательные движения в пределах Сихотэалинской гвосинклинали, завершившиеся формированием складчатого фундамента. Последующий за этим этап развития Сихотэалинской складчатой области (орогенный), охватывает значительный отрезок времени, включая и переживаемую эпоху. Для этого этапа характерно интенсивное проявление вулканической деятельности, особенно в позднемеловое — раннепалеогенное время, а также в позднем палеогене и неогене. С ранней эпохой вулканизма тесно связаны проявления интрузивного магматизма и формирование разрывов северо-западного простирания.

С ростом Сихотэалинского сводового поднятия и блоковых под-

нятий в пределах Нижнего Приамурья все более намечаются признаки тектонической дифференциации. Озерный район, располагающийся на стыке главных структур, в целом значительно отстаёт в поднятии, а возможно даже испытывает погружение. Последнее наиболее четко проявилось, начиная с неогена в связи с прогибанием Удильской впадины. Большую роль в образовании последней сыграли разрывные нарушения, заложенные по ее периферии.

Для миоценового вулканизма характерны две стадии вулканической деятельности: ранняя и поздняя. На ранней стадии преобладали извержения центрального и центрально-трещинного типов: гавайского и стромболианского в западной части района и стромболианского, вулканского, а возможно и пелейского — в восточной. В позднюю стадию произошло резкое изменение в характере вулканической деятельности. Извержение пирокластического материала почти полностью прекратилось и вулканизм носил ярко выраженный ареальный характер. Из многочисленных жерл и трещин интенсивно изливалась лава, что сопровождалось образованием многочисленных лавовых конусов и озер. В тех случаях, когда в процессе проявления вулканизма имела место значительная дифференциация лавового расплава и состав конечных продуктов был более кислым, вулканическая деятельность заканчивалась внедрением экстрוזий, плотно закупоривших вулканические жерла. Когда же не было заметной дифференциации лавового расплава, вулканические постройки до полного прекращения вулканической деятельности сохраняли типичную форму.

Формирование в заключительную стадию неков и трубок взрыва, доступных для наблюдений в береговых обрывах на побережье залива, относится к скрытовулканическому типу извержений. Большинство из этих вулканических тел, сложенных грубообломочными туфами и агломератами, "слепо" заканчиваются в вулканогенной толще, лишь слегка приподнимая и деформируя пачки вышележащих покровов. Наблюдения показывают, что формирование "трубок взрыва" сопровождалось возникновением многочисленных микросбросовых трещин.

В заключительную стадию произошло слияние воедино близких по составу лавовых потоков в одно общее, слабо расчлененное лавовое поле, над которым спорадически возвышались лавовые конуса, высотой в несколько сот метров, увенчанные экстрозивными куполами. Это лавовое поле мощной броней перекрывает лежащие под ним все более древние образования.

После завершения вулканической деятельности, в пределах Удильской впадины в среднем миоцене накапливались грубообломоч-

ные осадки, часто плохо отсортированные. В конце среднего и в позднем миоцене формировались песчано-глинистые осадки, а в начале позднего миоцена – угленосные. На плиоцен и раннечетвертичную эпоху приходится перерыв в осадконакопления. В среднечетвертичную эпоху формируются галечники, а в позднечетвертичную и современную – пески и илы, русловые осадки Амура.

На современном этапе общая направленность тектонических движений сохраняется. Горные районы (северная и южная части района) испытывают поднятие, Удильская впадина и полоса побережья – опускаются. Эти движения определяют облик рельефа, характер гидросети и абрис береговой линии.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Территория района расположена на стыке 3-х крупных геоморфологических районов: горных систем Сихотэ-Алиня, Нижнего Приамурья и Удиль-Кизинской депрессии. По генезису в рельефе выделяются следующие типы: денудационно-вулканогенный, денудационный, денудационно-эрозионный, останцовый-денудационный, аккумулятивный, эрозионно-аккумулятивный и абразионный.

Денудационно-вулканогенный тип рельефа – расчлененное вулканическое нагорье, сложенное эффузивами кизинской свиты. Облик его определяют невысокие (от 250 до 600 м) горные массивы-останцы миоценовых вулканических построек (рис.4). В плане они имеют округлые очертания, достигая в поперечнике 10–15 км. Склоны, расчлененные центробежно-ориентированными эрозионными ложбинами, пологие (от 2 до 15°), слабо вогнутые, ступенчатые (благодаря избирательной денудации покровов лав). Вершины построек увенчаны одним или двумя экстремивными куполами, по периферии которых нередко располагаются мелкие купола-сателлиты (у купола горы Арбат их более 7). Размеры куполов в поперечнике 50–1000 м, высота 30–200 м.

Форма куполов обычно разнообразна, и они всегда резко выделяются в рельефе массивов своими крутыми осыпными, иногда скальными склонами и отчетливо дешифрируются на аэрофотоснимках. Наиболее крупный купол горы Арбат имеет вид эллиптического лакколита, размером более 1 км в поперечнике, возвышающегося над пьедесталом на 200 м. Большинство вулканических построек связаны между собой невысокими пологими седловинами в систему широтных кулисообразно расположенных горных хребтов, разделяя речные системы Амура и Татарского пролива. Изолированные постройки вбли-

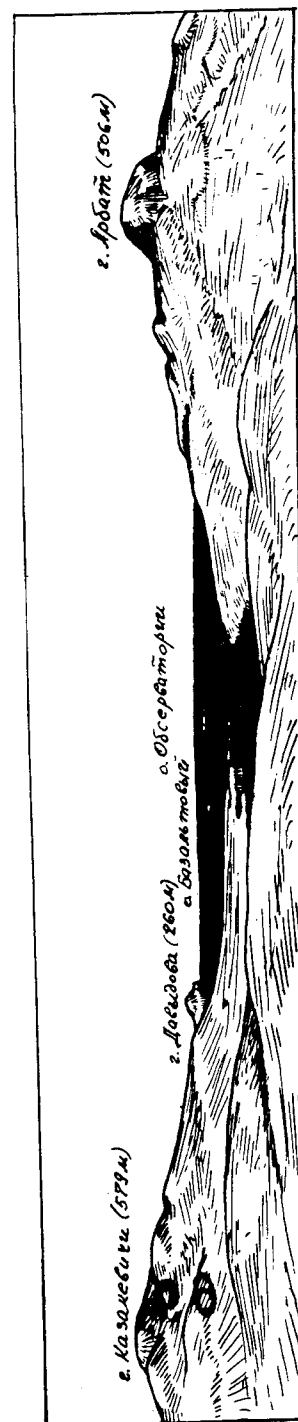


Рис. 4. Группа миоценовых вулканов в районе залива Чихачева

зи последнего, образуют цепь невысоких прибрежных гор (горы Арбат, Блудячая).

В пределах вулканического нагорья проходит главный водораздел бассейнов р.Амур и Татарского пролива. В южной части района он имеет меридиональное направление и располагается примерно в 30 км от побережья, затем резко поворачивает на восток, огибая оз.Кизи. Абсолютные высоты на этом интервале колеблются от 250 до 712 м.

Севернее залива Чихачева главный водораздел утрачивает горный характер. Здесь он образован цепью невысоких вулканических построек (горы Острая, Табо), к которой с востока и с запада подступают Татарский пролив и Кизинская депрессия. В районе бухты Табо ширина водораздела составляет всего 1-1,5 км, а высота над уровнем моря 50 м. Седловина его здесь очень широкая - 3-4 км, низкая, выположенная, что и дало основание Г.С.Ганешину (1948 ф) предположить наличие покинутой долины Древнего Амура. Однако сложена эта седловина не слоистыми песками, как предполагал Г.С.Ганешин, а эффузивами кизинской свиты, претерпевшими интенсивное химическое выветривание. Природа же самой седловины тектоническая. Здесь проходит зона мощного разрывного нарушения, которая западнее бронируется эффузивами, слагающими водораздел озер Кизи и Кади. Севернее бухты Табо главный водораздел вновь приобретает горный характер, достигая высоты 500-600 м над уровнем моря.

Возраст денудационно-вулканогенного рельефа нагорья - неоген-четвертичный.

Денудационный рельеф развит по периферии области денудационно-вулканогенного рельефа и сформирован на позднемиоценовых и палеогеновых породах. Его абсолютные отметки от 30-40 до 150 м. Этот тип характерен для пологонаклонной, слаборасчлененной холмистой равнины к северу от оз.Кади. Миоценовые эффузивы здесь размыты почти повсеместно и лишь кое-где сохранились в виде небольших останцов. Возраст денудационного рельефа также неоген-четвертичный.

Денудационно-эрозионный расчлененный рельеф наблюдается на небольших по площади участках среднегорья (верховья рек М.Сомон и Пей-Хой, левобережье р.Яй, к северу от оз.Кади), а также Холанский останцовый горный массив. Для этого типа характерны относительные превышения до 200 м (при абсолютных - от 200 до 700 м), интенсивно расчлененные крутые склоны, узкие, часто скалистые, гребни водоразделов, над которыми на 60-100 м возвышаются островерхие вершины (гора Груша). Направле-

ния эрозионной сети обычно совпадают с направлениями тектонических нарушений (преобладают меридиональные и северо-западные направления). Продольный профиль долин крутой, невыработанный, поперечный - обычно V-образный. Формирование денудационно-эрозионного рельефа связано с развитием локальных блоковых структур, испытавших поднятия в плиоцене и четвертичном периоде.

Участок останцово-денудационного миоценового рельефа сохранился на водоразделе рек Пей-Хой и Б.Сомон. Выровненная останцовая поверхность высотой 600 м, сложенная раннепалеогеновыми гранодиоритами, к югу и западу перекрывается покровами базальтов кизинской свиты. Возвышающаяся над выровненной поверхностью водораздела конусовидная вершина горы Дефект (712 м) - останец кровли Сомонского интрузивного массива, сложенный устойчивыми к выветриванию роговиками.

Аккумулятивный и эрозионно-аккумулятивный рельеф развит в Удыль-Кизинской и прилегающих к ней Яйской, Кизинской и Кадинской межгорных депрессиях, глубоко вдающихся в область горного рельефа. Выделяются аккумулятивные равнины и террасы трех относительных уровней, довольно хорошо сопоставляющиеся между собой: пойма (низкая и высокая нерасчлененные) высотой 3-4 м; первая надпойменная терраса рек Амур, Яй и др. и однообразные с ними озерные террасы высотой от 5 до 12 м (в левобережье Амура ей соответствует озерно-аллювиальная равнина высотой 6-10 м); вторая надпойменная терраса высотой 15-25 м, прислоненная к коренным эрозионным останцам.

Долина Амура выработана вдоль южного и восточного бортов Удыль-Кизинской депрессии. Пойма реки постепенно, местами без видимого уступа, переходит в аккумулятивную равнину, высотой 6-10 м. Ширина поймы 25-30 км. Она испещрена многочисленными протоками и старицами. Вдоль крупных проток, реже на пойменном берегу основного русла, возвышаются песчаные береговые валы, высотой 3-5, реже 10-15 м.

I надпойменная терраса обычно аккумулятивная, но на отдельных участках оз.Кизи цокольная. Высота ее изменчива. Кроме обычного повышения к тыловому шву, наблюдаются продольные изменения высоты, что, по-видимому, объясняется первичной неровностью аккумулятивной поверхности. В долине Амура остатки аккумулятивной I надпойменной террасы сохранились на правом берегу у пос.Булава и Кади. В Сомонской и Яйской депрессиях, а также в широких заболоченных долинах рек Табо, Кади и других, терраса не имеет четко

выраженного уступа и переход ее в пойму постепенный.

Останцы II надпойменной террасы высотой 15–25 м сохранились в районе с. Маринского, на о. Нов. Удан, у Рейда и локально вдоль склонов по периферии Яйского грабена и Холанского массива. У с. Маринского и на о. Нов. Удан поверхность террасы неровная, аллювий круто прислоняется к эрозионным останцам, вблизи которых высота ее достигает 25 м, уменьшаясь в удалении до 15 м.

Интересной геоморфологической особенностью района является наличие сквозных покинутых долин на главном водоразделе. Они сформировались в результате перехвата реками бассейна Татарского пролива верховьев рек, принадлежащих системе Амура (водораздел рек Дуи и Б. Сомон).

А б р а з и с н ы й р е л ь е ф побережья Татарского пролива повсеместно характеризуется крутыми обрывистыми берегами с узкими полосками пляжа, непропусками, кекурами и волноприбойными нишами на уровне современного прибоя. Береговая линия к югу и к северу от залива Чихачева слабо расчлененная, с характерным сочетанием коротких, незначительно выступающих в пролив мысов и неглубоких, широких бухт (бухты Табо, Фредерика). Часто встречаются висячие долины, на высоте от 5 до 10 м. Скорость абразии весьма значительна; за последние 50 лет полностью был уничтожен мыс Лаперуза с арочными воротами, расположенный у входа в залив Чихачева. Сам залив представляет типичный риас. В средней части его пересекает цепочка островов. К востоку от островов в рельефе дна залива отмечается уступ высотой 5 м, в который врезано подводное русло р. Сомон. Это позволяет считать, что цепочка островов фиксирует положение берега на одной из ранних стадий образования риаса. В изголовье море заходит на 3–4 км в глубь материка, образуя полуопресненную лагуну, в которую впадает р. Сомон. Эта лагуна приурочена к узкому широтному грабену, входящему в систему Сомонской разрывной зоны.

Образование в миоцене вулканического нагорья определило нижнюю возрастную границу формирования большинства существующих типов рельефа. На востоке древняя береговая линия проходила значительно восточнее современной, но судя по находке в туфогенно осадочных отложениях кизинской свиты в районе залива Накатова остатков морской травы (*Zostera*), уже в то время существовали ингрессионные заливы, проникавшие в пределы вулканического нагорья.

Поднятия, охватившее в плиоцене Сихотэ-Алинь и Нижнее Приамурье, проявилось и на данной территории. Оно фиксируется выпадением из разреза плиоценовых и нижнечетвертичных отложений

в краевой части Удыльской впадины.

В первую половину среднечетвертичной эпохи территория вовлекается в прогибание. Об этом свидетельствует широкое распространение озерно-аллювиальных среднечетвертичных отложений. Однако уже в конце среднечетвертичной эпохи район вновь испытывает поднятие. В это время в периферических частях озерных депрессий происходит формирование второй террасы, а в Удыльской впадине – накопление грубых песчано-галечных отложений.

В позднечетвертичную эпоху максимально расширились озерные бассейны. На рубеже позднечетвертичной и современной эпох произошло их значительное осушение (до современных очертаний) и образование первой надпойменной террасы высотой 5–12 м, а в пределах Удыльской впадины – аккумулятивной равнины высотой 6–10 м (над современным уровнем Амура). Причиной этого явилось, по-видимому, возникновение связи между Удыльской и Нижне-Амурской впадинами (через Чаятинский перехват) и "спуск" в Охотское море Удыльского озерного бассейна, долгое время служившего местным базисом эрозии.

Одновременно окончательно оформилась долина Амура. Климат новейшего этапа, судя по данным спорово-пыльцевого анализа из Гаванской скважины, начиная со среднего миоцена был влажный, умеренный, несколько более теплый, чем современный. В течение четвертичного периода происходили неоднократные смены климатических условий. Во второй половине среднечетвертичной эпохи наблюдалась некоторая аридизация климата с одновременным похолоданием. Максимальное же похолодание, характеризовавшееся господством растительности тундрового облика, произошло в конце позднечетвертичной эпохи.

В современную эпоху территория района испытывает погружение. Об этом свидетельствует отсутствие морских террас, активная абразия берегов и отрицательное смещение береговой линии (залив Чихачева).

В настоящее время можно утверждать, что впадина озера Кизи не является покинутой долиной р. Амур, а так же, как и впадина оз. Кади, образовалась в процессе длительного развития блоковых структур на протяжении новейшего времени и приурочена к широтной зоне прогибания, возникшей на погружении складчатых структур Сихотэ-Алинь. Тектоническая природа озерных впадин отмечалась еще в 1935 г. Е. М. Смаховым и подтвердилась в ходе работ по изданию геологической карты листа М-54-III. Ни признаков поднятия, заставившего Амур покинуть эту долину, ни четвертичных базальтов, преградивших ему путь к проливу, не обнаружено.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Благородные металлы

Золото

Золотоносная площадь находится в пределах Холанского горного массива. О наличии мелкозалегающих золотоносных россыпей на северном склоне горы Холан было известно с 1893 г. С 1898 по 1910 г. они разрабатывались золотопромышленниками Кетовым, Марковым и Кобылиным, фамилиями которых были названы золотоносные ключи. По неполным данным, за этот период было добыто 700 кг золота. Судя по сохранившимся отвалам, разработка россыпей производилась в верхних (а в ключе Марковского в средних) частях долин. Ниже по течению, видимо, из-за сильной обводненности и глубокого залегания золотоносных песков, добыча была прекращена. По устному сообщению старожилов, в период интервенции на Дальнем Востоке японцами извлекалось золото из кварца, который выбирался из старых ямных разработок. Дробился он вручную.

В 1931 г. В.Ф.Зинченко (1931 г.) провел несколько реконсцировочных поисковых маршрутов в районе Холана, сопровождавшихся проходкой единичных канав и шурфов. Из-за ограниченного объема работ, эффективность их была мала. В 1932 г. Удильским приисковым управлением золотоносность ключей проверялась единичными буровыми скважинами. В долине ключа Марковского было пробурено пять скважин (четыре выше и одна ниже старых разработок). Первые показали знаки золота, а последняя скважина осталась недобуренной.

В 1942 г. М.С.Суматов (Кузьмин, 1942 г.) обнаружил в вершинах золотоносных ключей обломки кварца с видимым золотом. Пробирные анализы показали содержание золота от 30 до 315 г/т. В том же году под руководством П.К.Поплевина и В.С.Кузьмина проводились поисковые работы на северном и северо-восточном склонах горы Холан с проходкой канав (2500 м³), штольни с кварцлагами (69 м), бурением скважин "Эмпайр" (126 м), опробованием кварцевых жил и вмещающих пород (320 проб) и отбором 5 валовых проб из россыпей.

В 1961 г. на Холанском месторождении работал отряд под руководством А.П.Кисец (1962 ф). Им были проведены поиски на

двух наиболее перспективных участках Холанского месторождения, сопровождавшиеся маршрутным исхаживанием, проходкой канав и мелких шурфов, спектрометаллометрическим опробованием, отбором штучных и бороздовых проб, геофизическими исследованиями. Кроме того, в пределах всего Холанского горного массива были проведены поисково-ревизионные маршруты со спектрометаллометрическим и шлиховым опробованием.

Х о л а н с к о е (6)^{х/} золоторудное месторождение находится на северных-северо-восточных склонах горы Холан. Оно приурочено к небольшой трещинной интрузии гранодиоритов, прорывающей осадочные и вулканогенные породы верхнемелового возраста (рис.5). Вдоль юго-западной границы массива проходит тектоническая зона мощностью до 200-800 м, представленная серией параллельных нарушений, контролируемых дайками и гидротермально измененными породами с золотым оруденением. Широко развитые северо-западные (более молодые) и северо-восточные нарушения типа сбросов и сбросо-сдвигов разбивают массив на отдельные тектонические блоки с различными амплитудами перемещения. В пределах этой тектонической зоны выделяются два рудных участка.

Первый из них - участок ключа Марковского, расположен в верховьях ключей Марковского, Кобылинского и Кетовского. С северо-запада и юго-востока он ограничен сбросами северо-восточного простирания с амплитудой перемещения блоков до 400 м. Длина участка между двумя нарушениями 2 км, ширина поля гидротермально измененных пород 700-800 м. До глубины 10-12 м гранодиориты превращены в дресву. Гидротермальное изменение выражается в мусковитизации, хлоритизации и эпидотизации. Оруденение прожилково-вкрапленного типа. Золото приурочено к тончайшим волосовидным прерывистым кварцевым прожилкам с эпидотом и лимонитом. Спорадически встречаются кварцевые жилы мощностью до 6 см с видимым золотом.

Семь таких жил с содержанием золота от 33 до 143 г/т были вскрыты штольней и канавами в 1942 г. в верховьях ключа Кобылинского. Во вмещающей дресве гранодиоритов бороздовым опробованием установлено содержание золота от 2 до 10 г/т.

В истоках ключа Кетовского в делювии и копушах обнаружены обломки кварца с содержанием золота от 1 до 4 г/т. Здесь же шлиховым опробованием установлено содержание золота от 100 до 200 г/м³. Судя по результатам золотометрического опробования,

^{х/} Номер в скобках соответствует номеру месторождения или рудопрооявления на карте.

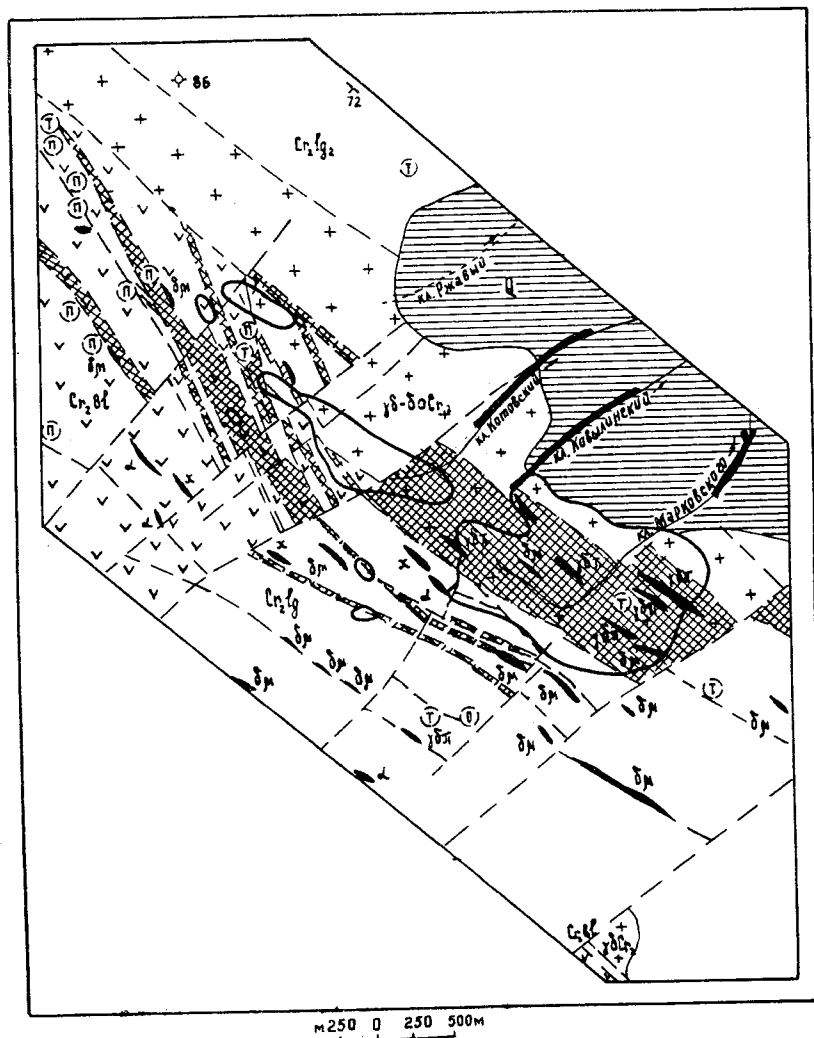


Рис. 5. Схематическая геологическая карта участка Холанского месторождения (по А.П.Кисецу, В.В.Васильевой, Е.А.Зеленскому, И.А.Дружину)

1 - четвертичные отложения; 2 - больбинская свита; 3 - ларгасинская серия; 4 - позднемерловские интрузии; 5 - дайки: $\delta\mu$ - гранодиорит-порфиры, $\delta\mu$ - диоритовые порфиры, x - спессартиты, a - андезиты; 6 - тектонические контакты: а - установленные, б - предполагаемые; 7 - гидротермально измененные породы; 8 - спектрозолотометрические ореолы; 9 - россыпи; 10 - пропилитизация; 11 - окварцевание; 12 - турмалинизация

повышенные содержания золота локализуются вдоль юго-западного контакта массива на протяжении 1,5 км. Здесь выделяется цепочка узких (20-120 м) ореолов с содержанием золота от 0,1-2 г/т, в остальной части содержание золота - 0,05 г/т.

Второй участок - к л ю ч Р ж а в ы й, являющийся непосредственным продолжением участка Марковского, расположен в пределах северо-западного опущенного крыла сброса. Здесь, в отличие от участка Марковского, широкая полоса (220-300 м) гидротермально измененных пород находится в экзоконтакте массива гранодиоритов и имеет северо-западное простирание. Полоса прослежена на расстоянии 2 км. Гидротермально измененные породы представлены слабо пропилитизированными и окварцованными песчаниками и алевролитами ларгасинской серии. По данным В.С.Кузьмина (1942 г.), в зоне экзоконтакта интрузий гранодиоритов вскрыты с поверхности две кварцево-золоторудные жилы средней мощностью соответственно 3 и 0,35-0,6 м, прослеженные по простиранию на 300 и 150 м. Азимут простирания первой жилы 330-340°, падение близкое к вертикальному, содержание золота 2 - 8,4 г/т (среднее 4 г/т). Вторая жила имеет широтное простирание (290°) и примыкает к первой, являясь, по-видимому, ее апофизой. Содержание золота в ней 8,8-21,4 г/т (среднее 12,6 г/т). Геологические запасы золота по жилам, по данным В.С.Кузьмина, оценены по первой жиле (до глубины 100 м) - 1118 кг, по второй (до глубины 50 м) - 127 кг.

Гранодиориты участка по своим петрографическим особенностям являются гибридными породами апикальной части интрузии, лишь в слабой степени вскрытой эрозией, и поэтому оруденение может быть распространено на значительную глубину. Это дало основание Г.П.Воларовичу считать Холанское месторождение перспективным на золото. А.П.Кисец и др. (1962 ф) высказывается предположение, что запасы золота на Холанском месторождении могут достигать 20 т. Однако по мнению авторов, из-за незначительного распространения оруденения на глубину (до 20-30 м) вряд ли они окажутся такими большими, и общие перспективы месторождения следует оценивать не более 3 тонн.

Р о с с ы п и к л ю ч е й Марковского (5), Кобылинского (4), Кетовского (3) относятся к современным мелкозалегающим узкозастраиваемым. Ключи берут начало с северо-восточных склонов горы Холан и впадают в озеро Росутбу. Их долины выработаны по ослабленным тектоническим зонам северо-восточного направления. Длина ключей 2-3 км, ширина долин составляет 20-60 м при ширине русел 1-2 м. Поперечный профиль асимметричный, корытообразный.

Дебит ручьев небольшой и непостоянный. Эксплуатационные выработки представляли собой узкие (3-7-12 м) неглубокие разрезы и ямы в средней части ключей. Они прослеживаются по долинам ключей до 1,5 км. Высота отвалов 1,5-3,0 м.

По данным поискового бурения, мощность торфов 0,25-4 м (средняя 1,5 м), мощность песков 0,20-13,6 м (средняя 1-2 м). Золото обнаружено почти во всех скважинах, однако, точное содержание его не установлено. Рыхлые отложения россыпей (Кузьмин, 1942 г.; Кисец и др. 1962 г.) характеризуются довольно крупным, плохо отсортированным и слабоокатанным обломочным материалом, со значительной примесью глины. Золотоносным является верхний пласт песчано-галечниковых отложений, сменяющихся на водоразделах ключей галениками, со значительной примесью мелких валунов и глинистого материала. Плотик золотоносного пласта ложный и представлен глинами серовато-желтого и буровато-красного цвета. Ниже глин вновь вскрываются песчано-галечниковые отложения. Шлиховые пробы, отобранные в отвалах россыпи и сохранившихся целиках, показали содержание золота от знаков до 300 мг/м³ (Кисец и др., 1962 г.). По данным В.С.Кузьмина, в трех валовых шлиховых пробах весом 83,25 и 39 кг, отобранных в отвалах и целиках отработанной россыпи по ключу Марковскому, содержание золота соответственно: 1525, 55 и 320 мг/м³. В отвалах по ключу Кобылинскому обнаружено содержание золота от знаков до 133 мг/м³. По ключу Кетовскому в отвалах установлено присутствие золота от 100 до 200 мг/м³. Золотоносный пласт на этом участке имеет мощность от 0,5 до 1 м.

Золото в россыпях мелкое, размером в поперечнике до 0,1 мм, зерна полуокатанной комковатой или пластинчатой формы. Встречаются также неокатанные зерна нитевидной или крючковатой формы, они обычно крупные до 0,05 мм в длину. Цвет золота ярко-желтый, реже с красноватым или зеленоватым оттенком. Среднее содержание золота в россыпях, учитывая количество добытого в них металла (около 700 кг) было высоким, более 1 г/м³ (Кисец и др., 1962 г.).

В окрестностях Холанского месторождения, по данным А.П.Кисец и др. (1962 г.) имеется целый ряд спектрозолотометрических ореолов.

О р е о л Ю ж н ы й (8) расположен на южных-юго-восточных отрогах горы Холан, в 3 км от ее вершины. Участок сложен гидротермально измененными осадочными породами ларгасинской серии и слабо пропилитизированными эффузивами породами в зоне нарушения, протяженностью до 2 км. Спектрометаллометрическое опробование показало содержание золота от 0,01 до 0,03 г/т, в

отдельных пробах до 0,08-0,1 г/т. Ореол подтверждается шлиховым опробованием водотоков со склонов Холана.

О р е о л З а я ч и й (2) находится в верховьях ключа Заячьего, вблизи Холанского месторождения в зоне экзоконтакта Холанской гранодиоритовой интрузии. Участок сложен гидротермально измененными породами ларгасинской серии. Площадь ореола около 2 км². Содержание золота, по данным спектрометаллометрического опробования, от 0,01 до 0,15 г/т.

О р е о л К у д ю м (7) оконтурен на левобережье р.Амур, юго-западнее пос.Кудюм. В его пределах наблюдается серия зон гидротермально измененных и брекчированных порфиров и туфов больбинской свиты. Зоны мощностью от 1 до 10-15 м, имеют северо-восточное простирание с крутыми углами падения. Часто в них наблюдаются кварц-турмалиновые прожилки с сульфидной минерализацией (халькопирит). Содержание золота, по данным спектрометаллометрического и штучного опробования, до 0,1 г/т, меди (в одной пробе до 1%). Наличие золота в зонах подтверждается также данными шлихового опробования.

В северной части района при шлиховом опробовании безымянного ручья, впадающего в Ауринское озеро, Д.К.Осинцевым (1956 г.) был выявлен небольшой ореол рассеяния золота. Оно обнаружено в 9 шлихах по 1-2 знака. Зерна очень мелкие (до 0,1 мм), округлой или пластинчатой формы светло-желтого цвета. Контрольное шлиховое опробование из шурфов, проведенное авторами в 1964 г., эти данные не подтвердило.

При шлиховом опробовании современного аллювия единичные знаки золота были обнаружены по р.Ханда, у пос.Дульди, в среднем течении р.Кади, в низовьях р.Мути, в среднем течении р.Извилистый, в долине р.Яй, в верховьях правых притоков руч.Березовый.

Редкие металлы

Ртуть

Киноварь обнаружена в шлиховом ореоле рассеяния (1) по безымянному ручью, впадающему в Ауринское озеро. Она присутствует в 17 шлихах в количестве от 1 до 6 знаков в виде мелких зерен (0,1-0,2 мм). Коренные источники киновари неясны. По-видимому, она образовалась в результате фумарольной деятельности в трещинах и мелких порах в эффузивах больбинской свиты. Кроме того, редкие знаки киновари выявлены в 2-х шлихах по безымянному

ручью у п. Де-Кастри и в одном шлихе у залива Сингину.

Кроме золота и киновари при шлиховом опробовании были выявлены следующие полезные ископаемые:

Шеелит установлен в 9 шлихах в количестве единичных знаков в аллювии ключей Извилистого, Глубокого, безымянного ручья в районе горы Лесная, в среднем течении р.Пей-Хой. Шеелит, очевидно, присутствует в интрузиях гранитоидов в качестве акцессорного минерала.

Галенит и сфалерит встречены в 10 шлихах (от 2 до 4 знаков) в верховье р.Мал.Сиговая и в ее левом притоке.

Церуссит отмечен в единичных знаках в шлихах из аллювия по р.Пей-Хой, устье р.Муты, по руч.Березовому, в верховьях р.Ханда.

Молибденит обнаружен в одном шлихе в верховьях безымянной реки, впадающей в оз.Кади, и в виде тонкого налета по трещине гидротермально измененных породах самаргинской свите на правобережье р.Муты.

Из прочих минералов можно отметить наличие почти во всех шлихах ильменита (в количестве от единичных зерен до основной массы электромагнитной фракции), рутила, циркона, сфена, ортита.

На территории листа, исключая Холанское золоторудное поле, отобрано 2000 спектрометаллометрических проб. Большая часть из них отбиралась по ручьям. Извилистому, Глубокому, Березовому, рекам Пей-Хой и Мал.Сомон.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ^{х/}

Почти все месторождения строительных материалов располагаются вдоль дорог: Софийск - Де-Кастри, Де-Кастри-Виданово, Де-Кастри-Кизи. В настоящее время вследствие слабого экономического развития и заселенности района строительные материалы почти не разрабатываются. Однако в связи с планом строительства в Де-Кастри международного порта, многие законсервированные месторождения вновь вступят в эксплуатацию.

Изверженные породы

Кадинское месторождение базальтов (9) разведано на левом коренном склоне долины р.Кади, в

^{х/} Категория разведанности месторождений строительных материалов в первоисточниках не указана, запасы не утверждены.

7 км южнее высоты 307. Базальты серые, в верхней части сильно выветренные, разбиты многочисленными трещинами. Физико-механические свойства базальтов: средний удельный вес - 2,89; средний объемный вес - 2,45; износ в барабане Деваля - 8,4%; временное сопротивление сжатию в сухом состоянии 900-989 кг/см²; в водонасыщенном - 751-878 кг/см². Базальты могут быть использованы в качестве бута, щебня и облицовочного камня. Выход камня, пригодного для облицовки, составляет 10%, для бута 50%, для щебня - 40%. Запасы базальтов составляют 70000 м³, объем вскрыши 10000 м³. Базальты не обводнены. Разработка их возможна карьером.

Дульдинское месторождение базальтов (15) расположено на правом склоне долины р.Дульди, в 6,5 км севернее - северо-восточнее горы Бабушка. Базальты темно-серые, плотные, с порфировой структурой. В верхней части базальты выветренные, разбиты многочисленными трещинами; могут быть использованы в качестве бута. Запасы базальтов составляют 108000 м³, объем вскрыши - 345000 м³. С поверхности базальты перекрыты делювиальными рыхлыми отложениями мощностью I-I,5 м. Обводненность базальтов слабая. Разработка их возможна карьерами.

Садокское месторождение базальтов (10) находится на левом склоне долины р.Пей-Хой; в 5,4 км северо-восточнее горы Редколесная. Базальты двух разновидностей, переслаивающихся между собой. Первые - пористые; вторые - афировые, сливные. В верхней части разреза базальты слабо выветренные, разбиты трещинами на глыбы. Могут быть использованы в качестве щебня, бута и выборочно как облицовочный материал. Выход товарного камня составляет около 65%. Запасы базальтов составляют 125000 м³, объем вскрыши - 28300 м³. На участке месторождения установлен подток грунтовых вод. Разработка их возможна карьером.

Редколесенское месторождение порфиритов (16) приурочено к западному склону горы Редколесная. Порфириты плотные, темно-серые, с порфировой структурой. В верхней части они выветренные и разбиты трещинами различного направления. Физико-механические свойства порфиритов: временное сопротивление сжатию в сухом состоянии - 506-589 кг/см²; в водонасыщенном - 990-1294 кг/см², удельный вес - 2,93; объемный вес - 2,45. Порфириты могут быть использованы для бута, щебня и выборочно для облицовки. Выход товарного камня составляет 70%. Запасы месторождения 42700 м³, объем вскрыши 8700 м³. Разработ-

ка возможна карьером. Месторождение не обводнено.

Пулинское месторождение порфиров и их туфов (17) расположено в 2,5 км ЮЗ горы Пули. Порфиры и туфы зеленовато-серые, плотные, с порфировой структурой, состоят из неравнозернистой массы вулканического пепла с обломками кристаллов плагиоклаза и роговой обманки. В верхней части они выветрелые, разбиты трещинами на глыбовые и толсто плитчатые отдельности. Запасы, подсчитанные на площади 0,55 га, составляют 35000 м³. Объем вскрыши - 3400 м³. Породы могут быть использованы в качестве бута, щебня и выборочно для облицовочного камня. Выход товарного камня - 60%. Грунтовые воды на участке месторождения отсутствуют. Разработка возможна карьером.

Декастринское месторождение туфов и базальтов (20) выявлено на острове Устричном в заливе Чихачева. Породы плотные. Временное сопротивление сжатию 350 и 66-67 кг/см². Объемный вес 1,40-1,53 г/см³, удельный вес 2,52-2,67 г/см³. Водопоглощение 8,0-6,8%. Геологические запасы - 1500-2000 тыс. м³. Месторождение не изучено, не эксплуатируется.

Глинистые породы

Кизинское месторождение тугоплавких глин (13) расположено в окрестностях пос. Кизи, на южном берегу озера. Глины светло-желтого и темно-серого цвета образуют пласт мощностью 6 м. Химический состав в процентах: SiO₂ - 62,08-64,96; Al₂O₃ - 17,85-19,94; Fe₂O₃ - 4,07-5,64; CaO - 0,8-1,84; MgO - 0,74-1,02; H₂O - 8,06-12,17; T₀ плавления 1420-1500°C. При добавлении 20% шамота глины пригодны как тугоплавкое сырье. Месторождение не изучено, запасы не подсчитаны.

Кизинское месторождение кирпичных суглинков (12) выявлено в 1,5 км северо-восточнее пос. Кизи. Суглинки легкие и средние, с содержанием песчаных частиц 40-58%, пылеватых - 23-45% и глинистых - 14-20%. Данные испытания суглинков: процент водопоглощения кирпича 12-18%, коэффициенты морозостойкости 0,66-0,83, механическая прочность 142-204 кг/см². По физико-механическим свойствам суглинки пригодны для изготовления красного кирпича второго сорта. Запасы суглинков 546 тыс. м³ при объеме вскрыши 72000 м³. Грунтовые

воды на участке месторождения отсутствуют. Месторождение можно отрабатывать карьером.

Декастринское месторождение кирпичных глин (19) расположено на территории поселка Де-Кастри. Глины желтого цвета, пластичные. Температура плавления 1500-1520°. Пригодны для изготовления полнотелого строительного кирпича при добавке 20-30% песка. Запасы не подсчитаны.

Обломочные породы

Яйское гравийно-галечниковое песчаное месторождение (18) находится в 6 км юго-западнее горы Пули, на левобережной первой надпойменной террасе р. Яй. Галька и гравий хорошо окатаны. В составе их присутствуют порфиры, туфы порфиров, кварцевые порфиры и базальты до 50%; диориты и гранодиориты - 30%; песчаники и песчано-глинистые сланцы до 20%. Песок разнозернистый, состоит из полевых шпатов - 65% и кварца - 35%. Модуль крупности гравийно-песчано-галечниковых отложений 5,8. По техническим условиям они могут быть отнесены к рядовому балласту II сорта. Запасы составляют 537900 м³, объем вскрыши 163400 м³. Залегание пластовое, разработка возможна карьером. Породы обводнены, уровень грунтовых вод в летний период - 1,3 м, в зимний - 1,95 м. По трудности разработки месторождение относится к III категории.

Мало-Чильбенское месторождение гравия (11) расположено на южном берегу оз. Бол. Кизи, в устье р. Мал. Чильба. Гравий имеет округлую, хорошо окатанную форму. Обломочный материал представлен базальтами, андезито-базальтами, порфиритами. Преимущественные размеры гравия 10-20 мм. По гранулометрическому составу отложения не могут быть использованы в качестве балласта ввиду малого содержания песка (4,5%). Однако из-за отсутствия вблизи необходимого количества песчано-гравийных отложений, породы месторождения могут быть рекомендованы в качестве балласта II сорта. Гравийные отложения залегают в виде пласта. Запасы составляют 119000 м³. Месторождение не обводнено, разработка его возможна карьером.

Кизинское месторождение строительных песков (14) расположено на южном берегу оз. Кизи и представляет собой береговой пляж, затопляемый в высокую воду. Месторождение и качество песков не изучено. Геологические запасы 35000 м³.

Кроме разведанных месторождений, галечники и гравий широко развиты по долинам рек, пески — по побережью Татарского пролива (район пос. Круглое) и в долине Амура; строительный камень — базальты, андезиты-базальты и андезиты слагают центральную и восточную части территории листа и имеют практически неограниченные запасы. Все месторождения строительных материалов можно разрабатывать открытым способом, однако, потребность в них в настоящий момент весьма ограничена.

*Кроме перечисленных выше нерудных полезных ископаемых, при шлиховом опробовании в западной части листа были выявлены корунд и флюорит.

К о р у н д установлен в 23 шлихах в количестве от 5 до 40 знаков по ручью Извилистому и в 10 шлихах в единичных знаках по безымянным ручьям на западных склонах горы Лесная. В первом случае корунд выносится с сопредельной территории, где известно коренное месторождение этого минерала, во втором — он связан с локально развитыми зонами вторичных кварцитов в районе горы Лесная. Почти во всех шлихах совместно с ним отмечаются единичные зерна топаза размером 0,05–0,1 мм и диаспора.

Ф л ю о р и т наблюдался в 8 шлихах (I–4 знака) в русловом аллювии в среднем течении р. Яй (при слиянии с р. Мута). Два знака флюорита обнаружены в шлихе из верхнего течения правого притока р. Кади и I знак в шлихе, отмытом из безымянного ручья, впадающего в Амуринское озеро. Источником сноса флюорита являются зоны контактово-измененных пород и кварцевые прожилки среди интрузий.

ПЕРСПЕКТИВЫ РАЙОНА В ОТНОШЕНИИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Из геологического строения площади листа вытекает его металлогеническая специализация. Так, территория является бесперспективной в отношении поисков месторождений вольфрама, олова, кобальта, никеля, ванадия, мышьяка, флюорита, фосфора, хотя эти элементы или содержащие их минералы и установлены при различных видах опробования. На побережье Татарского пролива в бухте Фредерикса, в заливе Накатова, в бухте Табо, в заливе Чихачева и на других участках среди современных морских осадков установлены линзы ильменито-магнетитовых песков мощностью до 0,2 м, прослеживающиеся по простиранию на 0,1–0,2 км, ширина их до 10–15 м. Пески хорошо отсортированы и практически не содержат посторонних примесей. Из-за ограниченности запасов они не пред-

ставляют практического интереса. Угленасыщенность третичных рыхлых отложений низкая, ибо Гаванской скважиной (см. рис. 2) вскрыто только два пласта бурого угля мощностью 0,90 и 0,45 м, залегающих в интервале 150–160 м от поверхности.

Основным металлическим ископаемым в районе является золото. В отношении поисков коренных месторождений золота авторы присоединяются к мнению предыдущих исследователей (В. С. Кузьмина, А. П. Кисец и др.) о необходимости возобновить поисково-разведочные работы на Холанском месторождении. Актуальным на сегодняшний день является вопрос о поисках погребенных россыпей в пределах Холанского горного массива, формирование которых, как отмечали предыдущие исследователи (В. С. Кузьмин, А. П. Кисец), возможно в нижнем течении ключей Кетовского, Марковского и Кобылинского, а также в районе оз. Росугбу.

Широкое развитие на север от золоторудного поля озерно-аллювиальных отложений позволяет предполагать наличие глубокозалегающих погребенных россыпей, которые могли быть связаны с миоценовыми и четвертичными водотоками. Попытки проверить наличие погребенных россыпей были сделаны в 1942 г. Однако они не увенчались успехом, скважины не достигли плотика и были остановлены на глубине 11,2 м в илах.

Россыпи могли образоваться и за счет концентрации свободного золота в нижних частях делювиально-пролювиальных отложений. Присутствие золота (от знаков до 100 мг/м³) в делювиально-пролювиальных отложениях обнаружено с поверхности мелкими шурфами, на глубине — скважинами, пробуренными на водоразделе между ключами Марковским и Кобылинским (линия I, 1942 г.). Золото в этих отложениях встречено выше и ниже горизонта серовато-желтых и буровато-красных глин, являющихся ложным плотиком для современных мелкозалегающих россыпей. Наибольшая глубина скважин 15 м. Золото встречено с глубины 1 м. Имеются перспективы выявления промышленной элювиальной россыпи.

Сравнительно высокие содержания меди, молибдена и свинца в штуфных пробах в пределах площади развития гидротермально измененных пород в низовьях р. Муты, позволяют рекомендовать этот район для проведения дополнительных исследований. Но поисковые работы здесь имеет смысл проводить лишь в случае выявления месторождений цветных и редких металлов, связанных с формацией вторичных кварцитов, на сопредельной территории с юга, где вторичные кварциты имеют широкое развитие (Михалина, 1962; Югай, 1962 ф). В этой же связи не исключена возможность выявления месторождений корунда и эпитепмального золота в бассейне правых

нижних притоков р.Яй. Перспективы обнаружения месторождений ртути неясны.

В отношении поисков месторождений торфа район имеет неограниченные возможности, ибо при производстве геологосъемочных работ масштаба 1:200 000 в 1954-1955 гг. и редакционно-увязочных маршрутов 1963 г. торфяники были обнаружены в долине р.Кади, Дульди, Табо, в долине р.Яй и Муты. Мощность торфяников до 2-5 м. Качество торфа не определялось.

Неограниченные возможности имеются и в отношении поисков месторождений строительных материалов: песков, гальки, гравия, сутлинков, строительного камня, которые могут широко использоваться для автодорожного, железнодорожного и жилищного строительства, причем базальты кизинской свиты могут быть использованы для каменного литья (петрорургического сырья).

В связи с проектированием постройки международного порта в районе пос.Де-Кастри несомненно приобретут практический интерес диатомиты, установленные в заливе Накатова, где они, переслаиваясь с туфами, образуют несколько пологозалегающих прослоев мощностью до 2-3 м и прослежены до 2-3 км. Легкие пористые туфы, обнажающиеся на побережье Татарского пролива к северу от залива Чихачева, в районе бухты Табо и залива Накатова, могут также быть использованы промышленностью. Вулканические стекла (обсидианы, перлиты и др.) могут быть обнаружены в поле развития раннепалеоценовых кислых эффузивов, в левобережье р.Яй и к северу от оз.Кади.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ^{x/}

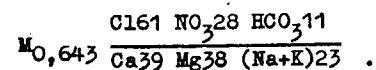
Подземные воды района подразделяются на следующие типы:

1) поровые грунтовые и напорные воды в аллювиальных отложениях четвертичного и неогенового возраста; 2) трещинные грунтовые воды, приуроченные к зоне выветривания скальных пород; 3) трещинно-пластовые грунтовые и напорные воды в эффузивах миоценового возраста; 4) трещинно-жильные, преимущественно напорные воды, приуроченные к тектоническим разломам.

А л л ю в и а л ь н ы е воды наиболее широко распространены и могут иметь большое практическое значение в пределах Удыль-Кизинской впадины и по долине р.Яй. Здесь они представ-

ляют собой водоносный комплекс, состоящий из двух или нескольких водоносных горизонтов, обычно гидравлически связанных между собой. Верхний водоносный горизонт в отложениях четвертичного возраста, как правило, носит грунтовый характер; ниже лежащие водоносные горизонты в неогеновых отложениях могут быть напорными. Зеркало грунтовых вод находится на глубине нескольких метров от дневной поверхности.

Водовмещающими породами чаще служат пески, нередко содержащие включения, прослои и линзы гравия и галечника. В низах разреза водоносного комплекса часто присутствуют супеси. Подшовой водоносного комплекса служат глины третичного возраста. Мощность водоносного комплекса достигает, по данным ВЗЗ, 200-300 м. Верхний водоносный горизонт в пределах основной площади его распространения имеет мощность 40-150 м. Воды комплекса аллювиальных отложений в пределах Удыль-Кизинской впадины изучены слабо. Верхний водоносный горизонт вскрыт шахтными колодцами только на глубину нескольких метров. Однако, используя материал вертикального электроразведывания и проводя аналогию с разбуренными Эворон-Чукчагирской и Среднеамурской впадинами, можно утверждать, что при вскрытии водоносного комплекса буровыми скважинами глубиной 100-150 м, оборудованными целевыми фильтрами с гравийной засыпкой, будут получены дебиты порядка 10-20 л/сек. Воды комплекса слабоминерализованные, с сухим остатком менее 500 мг/л, гидрокарбонатные, мягкие. В пределах населенных пунктов нередко отмечается иной химический состав грунтовых вод, что объясняется локальным фекальным загрязнением вод, особенно в пределах тех участков, где с поверхности отсутствует водоупорная кровля. Так, в с.Маринское, вода одного из колодцев имела следующую формулу химического состава:



В воде содержится: Cl^{1-} - 227 мг/л, NO_3^{1-} - 180 мг/л, NO_2^{1-} - 0,02 мг/л, NH_4^{1+} - 0,1 мг/л; жесткость общая 8,03 мг-экв/л. Такой состав воды свидетельствует о ее органическом загрязнении. Следует отметить, что в пробе воды, отобранной из колодца в с.Перебоевка, установлено присутствие иода - 0,05 мг/л и следы брома, происхождение которых неясно.

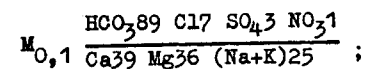
Естественные запасы водоносного комплекса аллювиальных отложений в пределах Удыль-Кизинской впадины огромны. Это один из перспективных водоносных комплексов в пределах данной территории.

^{x/} Раздел "Подземные воды" написан А.Б.Разживиным.

Трещинные грунтовые воды зоны выветривания эффузивных, интрузивных и осадочных пород, по возрасту от миоцена до верхнего мела включительно, имеют широкое распространение в пределах горной части района. Мощность водоносного горизонта в зависимости от рельефа меняется от нескольких метров в верхних частях склонов до 60 м в речных долинах. Глубина залегания уровня грунтовых вод, наоборот, минимальная (несколько метров) в речных долинах и максимальная (50–60 м) на водораздельных участках. Отдельные сдренированные горные вершины практически безводные. Благодаря сильной расчлененности рельефа участки питания грунтовых вод ограничены и разобщены. Естественные водопоявления многочисленны – это родники эрозийного типа, как правило, малodeбитные (0,01–0,1 л/сек), с резко переменным режимом. Воды ультрапресные, с минерализацией менее 100 мг/л, гидрокарбонатные. Буровые скважины на воду рекомендуется закладывать в речных долинах, где нередко выше горизонта трещинных вод залегает аллювиальный водоносный горизонт мощностью 2–3 м, реже более. Аллювиальные воды обычно гидравлически связаны с подстилающим их водоносным горизонтом трещинных вод. Буровые скважины глубже 60 м закладывать не рекомендуется, так как трещиноватость пород на большей глубине ничтожна. Возможные дебиты скважин 0,5–2 л/сек. Запасы трещинных вод, связанных с зоной выветривания, распределены по многочисленным речным долинам и распадкам. Эти воды могут быть использованы только для мелкого водоснабжения.

Трещинно-пластовые воды довольно широко распространены в районе оз. Кизи и к востоку от него. Водовмещающими породами служат трещиноватые андезиты-базальты, андезиты, базальты и туфолоавобрекчии кизинской свиты. Основными водопроводящими трещинами являются первичные трещины остывания лавы. Они обычно неширокие, от долей мм до нескольких мм. Большинство трещин выполнено вторичными минералами (цеолиты, кальцит) и глинами, вследствие чего средний коэффициент фильтрации комплекса невелик и близок к одному м/сутки. Водоносный комплекс имеет мощность до нескольких сот метров и состоит из ряда водоносных горизонтов, отделенных друг от друга слабوترещиноватыми разностями туфов. Нередко водоносные горизонты гидравлически связаны между собой. Верхние водоносные горизонты грунтового характера, нижележащие полунапорные (субартезианские). Глубина залегания подземных вод главным образом зависит от рельефа: в долинах она не превышает нескольких метров, на водораздельных участках может достигать 100–160 м. Водоносный комплекс разобщен на ряд

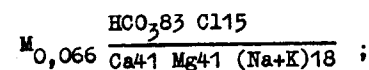
субартезианских бассейнов. Границами между бассейнами, как правило, служат современные гидрографические водоразделы. Дебиты скважин, вскрывших водоносный комплекс, чаще равны 2–5 л/сек. Так, скважина глубиной 100 м, пробуренная в поселке Чильба, при понижении 6,5 м дала дебит 4,15 л/сек, удельный дебит 0,64 л/сек. Воды слабоминерализованные, гидрокарбонатные. Формула химического состава воды:



жесткость общая 1,11 мг-экв/л, Cl^{1-} – 4 мг/л, Fe – нет, NH_4^+ – нет, SO_4^{2-} – 2 мг/л.

Воды комплекса имеют сравнительно стабильный режим и значительные естественные запасы, вследствие чего могут быть рекомендованы для водоснабжения.

Трещинно-жилые воды, приуроченные к тектоническим разломам, очень широко распространены и имеют большое практическое значение для водоснабжения. Раздробленные породы различного состава и возраста обладают хорошими фильтрационными свойствами. Скважины, вскрывающие обводненные зоны тектонических разломов, как в горном районе, так и в пределах депрессий, обладают высокими дебитами. Так, в долине ручья, в 12 км к ЮВ от пос. Чильба, скважиной глубиной 156 м вскрыта обводненная зона тектонического дробления в андезито-базальтах кизинской свиты. Трещинно-жилые воды напорные. Высота пьезометрического уровня +8,6 м над поверхностью земли. Дебит самоизливающейся скважины 19,5 л/сек. Воды слабоминерализованные, гидрокарбонатные с формулой химического состава:



Fe – нет, общая жесткость 0,8 мг-экв/л, Cl^{1-} – 5,3 мг/л, NH_4^+ 0,1 мг/л, SO_4^{2-} – 1 мг/л.

В пределах Сомонской тектонической зоны в долине р. Пей-Хой, буровой скважиной получен дебит 30 л/сек.

В пределах горного района трещинно-жилые воды тесно связаны с трещинными водами зоны выветривания и обычно питаются последними. Разгружаются трещинно-жилые воды по речным долинам и на побережье Татарского пролива, где наблюдаются мощные выходы подземных вод.

Запасы трещинно-жилых вод в горном районе, как правило, ограниченные. Наоборот, в пределах тектонических впадин, они

значительны, так как воды зон тектонических разломов могут пополняться водоносными горизонтами пластовых вод, с которыми они нередко гидравлически связаны. На трещинно-жилых водах можно базировать крупное водоснабжение, особенно в пределах тектонических впадин.

Основное питание различных типов подземных вод - атмосферное.

В целом территория в достаточном количестве обеспечена подземными водами. Особенно значительные запасы подземных вод приурочены к тектоническим впадинам, где основным водоносным комплексом является аллювиальный. В пределах горной части запасы подземных вод рассредоточены по многочисленным долинам рек и ручьев.

ЛИТЕРАТУРА

О п у б л и к о в а н н а я

Абрамсон Б.Я. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, лист М-54-П. Объяснительная записка. Гостеолтехиздат, 1959.

Анерт Э.З. Богатство недр Дальнего Востока. Акц.об-во "Книжное дело". Хабаровск-Владивосток, 1928.

Арсеньев В.К. Сочинения, тт. I-4. Владивосток, Примориздат, 1947-1949.

Бельтенева Е.Б., Исаакова А.И., Савченко А.И., Шалимов А.И. Новые данные по стратиграфии центральной части Северного Сихотэ-Алиня. Докл. АН СССР, т.110, № 5, 1956.

Бельтенева Е.Б., Исаакова А.И., Шалимов А.И. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, лист М-54-УШ. Объяснительная записка. Гостеолтехиздат, 1958.

Вдовин Ю.М. О кайнозойском вулканизме Восточного склона Северного Сихотэ-Алиня. Изв.высш.учебн.зав.Геология и разведка, 1958, № 4.

Верещагин В.Н. Основные вопросы стратиграфии мела Дальнего Востока. "Сов.геология", 1957, сб.55.

Иванов Д.В. Основные черты оро-геологического строения хребта Сихотэ-Алиня. Зап.Приамурского отд. ИРГО, т.1, вып.3, 1897.

Изох Э.П., Колмак Л.М., Наговская Г.И., Русс В.В. Позднемезозойские интрузии Центрального Сихотэ-Алиня и связь с ними оруденения. Тр.ВСГЕИ, нов.сер., т.21, 1957.

Кропоткин П.Н., Шахварстова К.А., Салун С.А. Тектоника и некоторые вопросы металлогении южной части Советского Дальнего Востока. Т.П., 1953.

Кропоткин П.Н. Краткий очерк неотектоники Сихотэ-Алиня. Изв.АН СССР, сер.геол., № 3, 1956.

Кушев С.Л. Материалы по геоморфологии долины нижнего течения р.Амур. Тр.ин-та физ.геогр., вып.23, Изд. АН СССР, 1936.

Лоция Японского моря, ч.П. Татарский пролив с Амурским лиманом и проливом Лаперуза. Изд.Гидрограф.управл.ВМС, 1948.

Маак Р. Путешествие на Амур, совершенное по распоряжению Сиб.отдела импер.Русского географ. об-ва в 1855 г. СПб, 1859.

Магматизм Сихотэ-Алиня и Приханкайского района и его металлогенические особенности. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып.45, 1961.

Малеев Е.Ф. О линейном расположении древнечетвертичных вулканов на Дальнем Востоке. "Сов.геология", сб.12, 1946.

Малеев Е.Ф. Три типа озер в долине Амура "Природа", 1946, № 6.

Михалина Е.Т., Засимова Е.А. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, лист М-54-IX. Объяснительная записка. Гостеолтехиздат, 1962.

Перемыкин Г. Путевой журнал плавания по р.Амуру от Усть-Стрелочного Караула до впадения ее в Татарский пролив. Зап.Сиб.отд.ИРГО, кн.П, 1856.

Плахотник В.Г. Стратиграфия верхнемеловых и кайнозойских вулканогенных образований Северо-Восточного Сихотэ-Алиня, "Сов.геология", 1962, № 3.

Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Дальнего Востока. Гостеолтехиздат, 1958.

Романов Д.Н. Очерк местности между заливами Де-Кастри и р.Амур. Вестник ИРГО, ч.25, СПб, 1859.

Савченко А.И. Мезозой Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья. "Сов.геология", 1961, №12.

Салун С.А., Плахотник В.Г. О границе меловой и палеогеновой системы в Сихотэ-Алине. Докл. сов.геол. на XXI сессии МГК, пробл.5. Изд-во АН СССР, 1960.

Фаворская М.А. Верхнемеловой и кайнозойский магматизм восточного склона Сихотэ-Алиня. Тр. ИГЕМ, вып.7, 1956.

Ч е м е к о в Ю.Ф. Схема стратиграфии четвертичных отложений южной части Хабаровского края. Мат-лы совещ. по разработке унифици. стратигр. схем Дал. Востока, Хабаровск, 1956.

Ш м и д т О.И., В е р е щ а г и н В.Н. Стратиграфия и фауна морских ежей верхнемеловых отложений северного Сихотэ-Алиня. Тр. ВНИГРИ, вып. 154, палеон. сб., № 2, 1960.

Э д е л ь ш т е й н Я.С. Северный и Средний Сихотэ-Алинь (предварительное сообщение). Изв. имп. русск. геогр. об-ва, т.П, вып.П, 1905.

Ф о н д о в а я

Б е л я в с к и й Л.И., Е р о ш е н к о Н.В. и др. Гидрогеология северной части хребта Сихотэ-Алинь и прилегающей территории, ДВГУ, экспедиция XX р-на. М., 1964, 2ГУ.

Б у х а н е в и ч В.А. Геоморфологическое строение материкового побережья Татарского пролива в связи с формированием морских россыпей. (Отчет партии 80 по проверке в 1952 г. заявки на алмазы в бухте Табо), т. I, П. ВГФ, 1953 г.

В а й м а н И.И., К у д р я ш о в В.Г. Отчет о работах Дальневосточной аэромагнитной партии № 8/55 в Хабаровском крае и на острове Сахалин. Контора Востокнефтегеофизика, Иркутск ДВГУ, 1956 г.

Г а н е ш и н Г.С. Геоморфологические исследования в районе озера Кизи и на северном Сихотэ-Алине. ДВГУ, 1948 г.

К и р и л л о в А.А. Отчет о геологических исследованиях правобережья р.Амур, в районе оз.Кизи и части побережья Татарского пролива. ДВГУ, 1949 г.

К и с е ц А.П., В а с и л ь е в а В.В. и др. Отчет о результатах ревизионно-поисковых работ, проведенных на Холанском золоторудном месторождении в 1961 г. ДВГУ, 1962 г.

М е л и о р а н с к и й В.А. Геологический очерк северной части Сихотэ-Алиня. ДВГУ, 1934 г.

П е т р е н к о В.В. Общий очерк залива Чихачева и прилегающих к нему районов. Рукопись, 1954, 2ГУ.

П л а х о т н и к В.Г., Д у л ь к и с Э.К. Стратиграфия кайнозойских вулканогенных образований восточного склона Сихотэ-Алиня к северу от широты бухты Кхуцин, 1957, 2ГУ.

П о л е в о й П.И. Полевые дневники и карты геологических исследований 1915 г. по побережью Татарского пролива и в низовьях Амура. Рукопись. Центр.библ. ВСЕГЕИ, 1916 г.

П о т а п о в а З.П. Стратиграфия и петрология верхнемеловых и кайнозойских вулканогенных образований Нижнего Приамурья и Сев.Сихотэ-Алиня, ВСЕГЕИ, 1962 г., ВГФ.

С м е х о в Е.М. Геологический очерк правобережья низовьев р.Амур, ВГФ, 1936 г.

С о к о л о в а Е.И. Геологические исследования правобережья низовьев р.Амур, ВГФ, 1934 г.

Ю г а й Т.А., С ы с о е в В.А., П е р е п е л и ц а В.А. О результатах поисковых работ на молибден и полиметаллы в Ульчском районе Хабаровского края в 1962 г. (Яйская партия). ДВГУ, 1963 г.

Приложение I

СПИСОК
МАТЕРИАЛОВ, ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ДЛЯ СОСТАВЛЕНИЯ КАРТЫ
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год состав- ления или изда- ния	Местонахож- дение мате- риала, его фондовый № или место издания
1	2	3	4	5
1	Кисец А.П., Васильева В.В., Зеленский Е.А., Дружинин И.А.	Отчет о результа- тах ревизионно- поисковых работ, проведенных на Холанском золото- рудном месторожде- нии в 1961 г.	1962	Фонды ДВГУ, № 09605 г.Хабаровск
2	Кузьмин В.С.	Предварительный отчет о результа- тах разведочных и поисковых работ в районе горы Хо- лан за 1942 г.	1942	Фонды ДВГУ № 7445 г.Хабаровск
3	Овсянников Н.В.	Отзыв о пригодно- сти горных пород из района бухты Де-Кастри как ка- менных строитель- ных материалов	1935	Фонды ДВГУ № 3238 г.Хабаровск
4	Осинцев Д.К., Палицына В.П., Тишина А.С., Плахотник В.Г., Салдугеев А.К. и др.	Отчет партии 285 4ГУ за 1954- 1955 гг. по резуль- татам комплексной геологической съем- ки масштаба 1:200000	1956	Фонды 2ГГУ № 1808с г.Москва

1	2	3	4	5
5	Шапошников Е.Я., Чеботарева Н.А., под общей редак- цией Ярмолюка В.А.	Неметаллические полезные ископае- мые и строительные материалы Хабаро- вского края, Амур- ской и Сахалин- ской областей	1961	Фонды ДВГУ № 9023 г.Хабаровск
6	Южно Т.Г.	Разведка строи- тельных песков на побережье оз.Кизи в 1933 г.	1933	Фонды ДВГУ, № 104 г.Хабаровск

Приложение 2

СПИСОК
ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ,
ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ М-54-III ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЫ
МАСШТАБА 1:200 000

№ по карте	Индекс клетки на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения (К-коренное, Р-россыпное)	№ использованного материала по списку
1	2	3	4	5	6
		Металлические ископаемые			
		Золото			
3	П-I	кл.Кетовского	Не эксплуатируется	Р	1,2,4
4	П-I	кл.Кобылинского	То же	Р	1,2,4
5	П-I	кл.Марковского	"	Р	1,2,4
6	П-I	Холанское	"	К	1,2,4
		Строительные материалы			
		Базальты			
15	Ш-4	Дульдинское	Не эксплуатируется	К	4
9	П-4	Кадинское	То же	К	4
10	Ш-I	Садокское	"	К	3
		Порфиры			
16	ИУ-I	Редколеснинское	Не эксплуатируется	К	4
		Туфы и базальты			
20	ИУ-4	Декастринское	Не эксплуатируется	К	3,5
		Туфы порфиритов			
17	ИУ-I	Пулинское	Не эксплуатируется	К	4

1	2	3	4	5	6
		Галька и гравий			
II	Ш-3	Мало-Чильбинское	Не эксплуатируется	К	4
18	ИУ-I	Яйское	То же	К	4
		Песок строительный			
14	Ш-3	Кизинское	"	К	5

Приложение 3

СПИСОК
НЕПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ,
ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ М-54-III ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЫ
МАСШТАБА 1:200 000

№ по карте	Индекс клетки на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения (К-кварцевое, Р-россыпное)	№ использованного материала по списку
		Строительные материалы			
		Глины кирпичные			
19	IV-4	Декастринское	Не эксплуатируется	К	5
		Кирпичные суглинки			
12	III-3	Кизинское	Используется местным населением для хозяйственных нужд	К	4
		Глины тугоплавкие			
13	III-3	Кизинское	Не эксплуатируется	К	5

Приложение 4

СПИСОК
ПРОЯВЛЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ
М-54-III ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЫ МАСШТАБА 1:200 000

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку
		Металлические ископаемые		
		Золото		
2	II-I	Заячий	Спектрозолотометрический ореол	I
7	II-I	Кудюм	То же	I
8	II-I	Южный	"	I
		Ртуть		
I	I-3	Ауринский	Шлиховой ореол кино-вари	4