

Министерство геологии и охраны недр  
Дальневосточное геологическое управление (ДГУ)

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ

КАРТА СССР

масштаба 1:200 000

Лист М-59-XXXV (р.Мухом)

Объяснительная записка

Составил Г.И. Степанов  
Редактор А.И. Савченко

Утверждено Научно-редакционным советом ВСЕГЕИ  
29 мая 1958 года, протокол № 20



Государственное научно-техническое издательство  
литературы по геологии и охране недр  
Москва 1960

9719



## В в е д е н и е

Территория листа М-53-XXXV расположена между 48°00' - 48°40' с.ш. и 136°00' - 137°00' в.д. Она охватывает сильно расчлененный водораздел бассейнов рр.Хор и Немту, являющихся одним из удаленных отрогов хребта Сихотэ-Алинь, а также часть юго-восточной окраины Амуро-Сунгарийской низменности и по административному делению принадлежит Нанайскому району и району имени Лазо Хабаровского края.

Восточная, южная и центральная части района имеют гористый рельеф с характерными чертами расчлененного среднегорья. К западу горы, понижаясь, приобретают черты мелкопочиника и переходят в отлогие увалы. Вся северо-западная часть района, входящая в Амуро-Сунгарскую низменность, представляет собой обширную плоскую заболоченную равнину, слегка наклоненную к северу.

В пределах распространения среднегорного рельефа через весь район в северном направлении протягивается водораздельный хребет бассейнов рр.Хор и Немту. Здесь наблюдаются наиболее высокие абсолютные отметки района, достигающие 800-1150 м. От этого хребта к востоку и юго-востоку отходит ряд параллельных отрогов, отделенных друг от друга долинами правых притоков р.Хор, а в западном направлении ответвляется ряд хребтов, служащих водоразделами между притоками р. Немту. На всех этих хребтах преобладают высоты от 400 м до 900 м.

В пределах распространения низкогогорного рельефа орография имеет более сложные черты. В северной части прости-

раются с востока на запад несколько пологих водоразделов правых притоков р. Мухен, в центральной части к западу от линии р. Пучен - р. Мухен протягивается широкий водораздел этих рек с верховьями притоков р. Джики, между которыми к северо-востоку отходит еще целый ряд понижающихся широких водоразделов. В южной части, между р. Немту и бассейном р. Сидами, простирается к северо-западу очень низкие, почти плоские увалы. Абсолютные высоты в этой части района колеблются от 100 до 300 м, изредка поднимаются выше /г. Амхалга 352м/.

Речная сеть в пределах листа принадлежит бассейнам рр. Немту, Хор и Пихца. Бассейн р. Немту /правый приток р. Амур/ охватывает почти всю западную и центральную части района. Наиболее крупными притоками р. Немту являются р. Мухен с р. Нельтой и рр. Джики, Си, Сидими. Восточная часть района расположена в бассейне крупной реки Хор, притоки которой в пределах листа не достигают более 10-20 км. Крайняя северо-восточная часть района дренируется верховьями р. Пихца - правого притока р. Амур.

Все реки в гористой части района имеют среднюю скорость течения 2,5 м/сек, изобилуют перекатами и заломами. В равнинной части района реки приобретают спокойный характер, скорость течения значительно снижается, русла меандрируют, оставшая старица и заболочившая долины.

Климат характеризуется теплым дождливым летом и суровой малоснежной зимой. По имеющимся данным, среднегодовая температура воздуха равна - 2,7°, средняя температура января - 28°, средняя температура июля +20°. Средне-годовое

количество осадков 915 мм, причем 750 мм приходится на летний период. Первый снег выпадает обычно в первой половине октября. Климатические условия позволяют производить полевые геологические работы с середины мая до середины октября, но сильно затрудняются обильными дождями и связанными с ними высокими паводками в реках района.

По характеру растительности территорию листа можно разделить на три зоны. На площади, дренируемой притоками р. Хор, распространены преимущественно хвойные леса /ель, пихта, кедр реке Си-Джуниница/ и только в пойме р. Хор развиты смешанные и широколиственные леса. Во всей этой зоне очень многочисленны гари и участки обильного "сухостоя" - остатки лесов, уничтоженных насекомыми - вредителями леса. В связи с этим здесь сильно развиты буреломы и проходимость очень затруднена. Вторая зона расположена в горной части бассейна р. Немту. Здесь развит главным образом кедрово-широколиственные леса с большим количеством теплолюбивых форм /бархат, манчжурский орех, тисс и т.д./ и очень обильным кустарниковым подлеском, сильно затрудняющим ходьбу. Третья зона расположена в равнинной части района, включая сюда граничащие с ней увалы. Здесь развиты разреженные лиственные леса со сплошным, очень высоким багульниковым покровом и наличием открытых бо-лотистых пространств.

Обнаженность территории листа очень плохая. Наибольшее количество обнажений наблюдается по правому склону долины р. Хор. Некоторое количество редких разрозненных обнажений приурочено к долинам второстепенных рек и ключей. В остальных местах, особенно в западной части района, обнажения от-

сутствуют, а вышки делавия весьма редки.

В экономическом отношении большая часть территории лис-та совершенно не освоена и поэтому не населена. Только в юго-западной его части ведутся лесные разработки, в связи с чем там возникло несколько поселков /Хоменгу, Мухен, Малая и Большая Сидина/, соединенных железной дорогой Обдорского леспромхоза со станцией Кругликово Приморской железной до-роги. На р.Хор находятся две метеорологические станции /Че-ринай в устье р.Сукпай и Тивяку ниже устья р.Сооли/, распо-ложенные неподалеку от границ описываемого листа. До них в летнее время возможно передвижение на долбленых лодках, а в большую воду с опытным лопманом на лодках с сильными мого-ром. Движение на долбленых лодках возможно также по р.Мухен до устья р.Нельга.

Первые сведения о геологическом строении площади листа и площадей непосредственно примыкающих к нему были получены: для бассейна р.Чемпу в 1934-1935 гг. при геологических съемках м-ба 1:200 000, проведенных В.А.Виноградовым и С.Ф. Допиро; для бассейна р.Хор в 1935 г. при маршрутных иссле-дованиях И.Г.Козлова по рр.Хор и Сукпай. Козловым были соб-раны фаунистические остатки и составлен стратиграфический разрез, послуживший схемой для последующих исследований.

Впоследствии на территории листа были произведены гео-логические съемки: в м-бе 1:500 000 в 1940-1941 гг. С.Ф. Допиро и А.Е.Саватеевым, в м-бе 1:200 000 в 1938 г. А.Д.Ар-хангельским и А.М.Виленским, в 1949 г. В.К.Елисеевой и в 1955-1956 гг. Г.И.Степановым.

Были проведены также поисковые работы на бурый уголь с

бурением рыхлых отложений: в 1934-1935 гг. В.А.Виноградо-вым, в 1938-1939 гг. В.И.Большаковым, в 1939 г. С.И.Шкороба-товым, в 1956-1957 гг. В.И.Вокресенским. Материалы этих по-исковых работ содержат необходимые данные об угленосности юго-восточной части Средне-Амурской депрессии.

При составлении геологической карты листы М-53-XXXU ис-пользовались главным образом материалы геологических съемок м-ба 1:200.000, произведенных Г.И.Степановым /1955-1956 гг./ и В.К.Елисеевой /1949 г./

Для подготовки листа к изданию в 1957 г. Г.И.Степано-вым и В.П.Здориченко при ревизионно-уязвочных маршрутах в южной и восточных частях его территории было произведено де-тальное изучение разрезов и некоторых сложных интрузий, в результате чего был уточнен возраст отдельных эффузивно-оса-дочных и интрузивных образований.

## Стратиграфия

### Палеозойская группа Пермская система

#### ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ (P<sub>2</sub>)

Отложения верхней перми на территории листа развиты не-значительно и слагают междуречье рр.Хор и Кабули, откуда протягиваются вдоль р.Хор до устья р.Чуи и уходят далее к северо-востоку за пределы листа. Их контакты с мезозойскими отложениями тектонические.

Нижняя часть разреза верхнепермских отложений наиболее хорошо обнажена по правому склону долины р.Хор ниже устья

р. Чуи, где снизу вверх залегают :

1. Кремнисто-глинистые сланцы черного цвета.....20м
2. Яшмовидные кремнистые сланцы от сургучно-красного до фиолетового цвета .....40 м
3. Спилиты .....12 "
4. Кремнисто-глинистые сланцы, содержащие гальку кремнистых сланцев, с 5 сантиметровыми прослоями яшмо-видных кремнистых сланцев .....10 "
5. Яшмовидные кремнистые сланцы малинового цвета.....20 "
6. Окремненные полимиктовые песчаники светло-серого цвета .....30 "
7. Тонкослоистые кремнистые сланцы светло-серого и белого цвета с прослоями кремнисто-глинистых сланцев.....80 "
8. Гравелиты с кремнисто-глинистым цементом .....15 "
9. Кремнистые сланцы светло-серого и белого цвета с подчиненными маломощными прослоями гравелитов.....105 "
10. Гравелиты с кремнисто-глинистым цементом.....20 "
11. Кремнистые сланцы светло-серого и белого цвета с маломощными прослоями глинистого сланца черного цвета.120 "
12. Кремнистые сланцы светло-серого и белого цвета с маломощными прослоями гравелитов .....50 "
13. Кремнистые сланцы белого цвета .....100 "
14. Окремненные алевролиты светло-серого цвета .....7 "
15. Кремнистые сланцы светло-серого и белого цвета.....10 "
16. Окремненные алевролиты темно-серого цвета .....5 "
17. Переслаивание 10-50-сантиметровых прослоев кремнистых сланцев светло-серого цвета с 5-30-сантиметровыми прослоями глинистых сланцев черного цвета..... 32 "
18. Переслаивание 20-50-сантиметровых прослоев кремнистых и глинисто-кремнистых сланцев ..... 30 "
19. Кремнисто-глинистые сланцы с пропластками гравелитов и линзами мраморизованных известняков.....30 "
20. Кремнистые сланцы светло-серого и черного цвета с четырьмя прослоями конгломератов и гравелитов мощностью от 5 до 10 м .....100 "

Общая мощность отложений в этом разрезе около 850 м.

Стратиграфически выше кремнистые сланцы постепенно вытесняются полимиктовыми песчаниками /эта часть разреза, имеющая мощность не более 200-300 м , плохо обнажена/.

Еще выше по разрезу наблюдаются следующие напластования отложений /снизу вверх/:

1. Полимиктовые песчаники, окремненные, среднезернистые темносерого цвета .....75 м
2. Полимиктовые песчаники, окремненные, мелкозернистые темно-серого цвета с тонкими пропластками /1-2 см/ глинисто-кремнистых сланцев ..... 20 "
3. Полимиктовые песчаники, окремненные, среднезернистые темно-серого цвета .....20 "
4. Кремнисто-глинистые и глинисто-кремнистые сланцы черного, серого и зеленовато-серого цвета .....10 "
5. Полимиктовые песчаники, окремненные, грубозернистые и среднезернистые, темно-серого цвета .....150 "
6. Глинистые сланцы черного, темно-серого и зеленовато-серого цвета с пропластками среднезернистого песчаника .....25 "
7. Полимиктовые грубозернистые песчаники зеленовато-серого цвета .....50 "
8. Глинистые сланцы черного и зеленовато-серого цвета.15 "
9. Полимиктовые песчаники, среднезернистые и грубозернистые с линзами гравелитов и редкими маломощными прослоями /5-15 см/ глинисто-кремнистого сланца.....75 "
10. Полимиктовые песчаники, среднезернистые, темного зеленовато-серого цвета с двумя 1-2 метровыми прослоями песчаников, содержащих растительный детритус 35 "

Общая мощность этой части отложений около 450 м.

Сходный разрез верхней части описываемых отложений наблюдается также в обнажениях по левому склону долины р.Хор в 2 км выше устья р.Чуи /снизу вверх/:

1. Полимиктовые песчаники, среднезернистые, темно-серого цвета в верхней части с маломощными пропластками глинистых сланцев .....105 м
2. Линза карбонатизированных спилитов .....до 15 "
3. Полимиктовые песчаники, крупнозернистые, темно-серого цвета ..... 15 "
4. Глинистые сланцы черного цвета ..... 5 "

5. Полимиктовые песчаники, крупнозернистые, темно-серого цвета с линзами гравелитов ..... 10м
  6. Карбонатизированные спилиты ..... 8-15 "
  7. Полимиктовые песчаники, среднезернистые, темно-серого цвета, в верхней части переслаивающиеся с 10-30-сантиметровыми прослоями глинистых сланцев ..... до 80 "
  8. Полимиктовые песчаники, крупнозернистые, темно-серого цвета ..... до 100 "
- Общая мощность около 350 м.

Сводный разрез верхнепермских отложений на площади листа М-53-XXXU представляется в следующем виде /снизу вверх/:

1. Кремнистые сланцы с прослоями глинистых сланцев и конгломератов. Видимая мощность ..... до 850 м
2. Переслаивание кремнистых сланцев со среднезернистыми полимиктовыми песчаниками ..... около 250 "
3. Грубо и среднезернистые полимиктовые песчаники с прослоями глинистых сланцев. Видимая мощность ..... до 450 "

Видимая мощность верхнепермских отложений не превышает 15-30 м. Палеонтологических остатков среди верхнепермских отложений на территории листа не было обнаружено, если не считать находок реликтов фораминифер в известняках и сборов неопределимых остатков флоры в песчаниках.

На территории соседнего листа М-53-XXXVI среди аналогичных отложений в 10 км к востоку от рамки листа М-53-XXXU В.К.Елисеевой в 1949 г. была собрана богатая микрофауна фораминифер, которая по определению М.И.Сосниной представлена следующими формами: *Glomospira*, *Modosaria*, *Geinitzia*, *Rachyphlæa*, *Tetrataris*, *Climaosamina*, *Endothyra*, *Spiroplectamina*, *Colaniella*, *Palaotextularinae*, *Millolidae*, *Rauae* - *rella*.

По заключению М.И.Сосниной /1952 г./ собранная микрофауна определяет содержащие их отложения как верхнепермские.

Мезозойская группа  
Триасовая и юрская системы  
ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ ТРИАСА - НИЖНИЙ ОТДЕЛ ЮРЬИ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

### ДЖАУРСКАЯ СВИТА (Т<sub>3</sub>-J<sub>1</sub>) (2) d<sub>2</sub>)

Отложения джаурской свиты распространены в среднем течении рр.Си и Немту, где они вскрываются из-под несогласно налегающих на них меловых и кайнозойских образований.

Литологический состав отложений джаурской свиты очень однообразен - не менее 70% слагающих ее пород составляют кремнистые сланцы. Наиболее хорошо и полно отложения джаурской свиты обнажены по рр.Си и Золотой ключ. Самые нижние горизонты свиты на территории листа неизвестны. По р.Си наблюдается снизу вверх следующий характер напластования /из-за наличия мелкой складчатости и плохой обнаженности мощность подсчитана приближительно/.

1. Кремнистые сланцы светло-серого цвета ..... около 200 м
2. Кремнистые сланцы светло-серого цвета с тонкими прослоями темно-серых и черных глинисто-кремнистых сланцев ..... около 100 "
3. Кремнистые сланцы мясо-красные и сургучно-красные, тонкослоистые ..... до 50 "
4. Кремнистые и глинисто-кремнистые пестроцветные сланцы ..... 250-300 "
5. Кремнистые сланцы светло-серого цвета, с прослоями глинисто-кремнистых сланцев, содержащих реликты радиоларий ..... до 50 "

6. Кремнистые сланцы пестроцветные с редкими прослоями окремнелых алевролитов ..... 100-120м
7. Кремнистые сланцы пестроцветные, кремнисто-глинистые и глинисто-кремнистые сланцы, представляющие собой чередование 2-5-сантиметровых прослоев ..... 170"
8. Глинисто-кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы ..... до 200"
9. Кремнистые сланцы с прослоями кремнисто-глинистых сланцев, содержащих реликты радиолярий ..... до 200"
10. Переслаивание глинисто-кремнистых сланцев с глинистыми сланцами и алевролитами ..... 180"
11. Переслаивание глинисто-кремнистых сланцев с черными мелкозернистыми песчаниками ..... 80"
12. Глинистые сланцы, алевролиты и черные мелкозернистые песчаники с прослоями темно-серых глинисто-кремнистых сланцев ..... не менее 150"

Общая мощность отложений около 1800 м.

Сходный разрез свиты наблюдается в изолированных обнажениях вдоль долины р. Золотой Ключ. В междуречье рр. Си и Золотой Ключ и по р. Непту в верхних частях разреза свиты появляются порфиры и спилиты.

Верхние части джаурской свиты, соответствующие верхним частям приведенного разреза, хорошо прослеживаются по рр. Ку, Сагды-Бюса, Непту и по кл. Иней. Верху в верхних горизонтах разреза отмечается появление пачек кремнисто-глинистых сланцев, которые стратиграфически выше постепенно переходят в глинистые сланцы хунгарийской свиты.

Сводный схематизированный разрез отложений джаурской свиты можно представить в следующем виде.

1. Пестроцветные кремнистые сланцы ..... 800м
  2. Кремнистые и глинисто-кремнистые сланцы ..... 500-650"
  3. Кремнисто-глинистые сланцы, алевролиты, песчаники и глинистые сланцы ..... 300-500"
- Максимальная видимая мощность достигает 2000 м.

Для определения возраста джаурской свиты в настоящее время имеются следующие данные.

В отложениях хунгарийской свиты, согласно перекрывающей джаурскую свиту, обнаружена фауна среднеюрского возраста. В осадках и спорово-пыльцевой комплекс юрского возраста. В осадках граничащих с листом районах среди кремнистых сланцев джаурской свиты обнаружена многочисленная микрофауна радиолярий, комплекс которых, по мнению А. И. Хамойда, позволяет предположительно считать их возраст не древнее, чем верхне-триасовый /Полов, 1954/. К западу от территории листа на хр. Хехцир в аналогичных кремнистых сланцах А. И. Савченко сделаны богатые сборы микрофауны фораминифер, среди которых А. А. Герке были определены: *Mononaria cf. biloculina* Franke, *Dentalina cf. quadrata* Issler, *Pseudoglandulina cf. humilis* (Roemer), *Margulinulina* sp., sp., *Gristellaria ex. gr. prima* Orbiguy, *Juvolutaria* sp., *Frondiscularia cf. antiqua* Herke.

Приведенный комплекс фораминифер по А. А. Герке характерен для карнийского яруса верхнего триаса. Учитывая изложенное, возможно, что возраст джаурской свиты укладывается в пределах верхнего триаса - нижней юры, однако определенного заключения о возрасте этой свиты в настоящее время составить нельзя.

Н И Ж Н И И С Р Е Д Н И И О Т Д Е Л И  
Ю Р Ы  
ХУНГАРИЙСКАЯ СВИТА (J, J<sub>2</sub>, J<sub>3</sub>)

Отложения хунгарийской свиты наиболее широко распространены по рр. Си, Ку и Сагды-Бюса, несколько меньше - в

верховьях р.Немшту. В бассейне р.Итки местами они обнажаются из-под перекрывающих их покровов базальта.

Нижняя граница свиты устанавливается весьма условно. Обычно наблюдается, что кремнистые сланцы Джаурской свиты сверху постепенно обогащаются прослоями кремнисто-глинистых сланцев, образующих тонкое ритмичное переслаивание с кремнистыми сланцами. Стратиграфически выше кремнистые сланцы все более и более вытесняются, замещаясь кремнисто-глинистыми и глинистыми сланцами, имеющими такое же тонкое ритмичное переслаивание. Еще выше по разрезу кремнистые сланцы полностью исчезают. Нижняя граница хунгарийской свиты проводится нами по последнему прослою кремнистых сланцев.

Разрез нижних частей хунгарийской свиты на р.Ку имеет следующий характер напластования /снизу вверх/:

1. Тонкое переслаивание кремнисто-глинистых и глинистых сланцев .....120 м
  2. Грубое переслаивание кремнисто-глинистых сланцев с маломощными /0,5-2 м/ прослоями темно-серых среднезернистых песчаников .....130-150"
  3. Глинистые и алевроито-глинистые сланцы черного цвета с пропластками алевролитов .....135"
- Мощность этого разреза около 400 м.

По р.Немшту наблюдается разрез нижних горизонтов хунгарийской свиты в общих чертах сходный с описанным разрезом нижней части свиты по р.Ку /по р.Немшту несколько шире развиты песчаники/. По р.Сагди-Биоса в нижних частях хунгарийской свиты среди глинисто-кремнистых сланцев появляются маломощные линзы гравелитов, состоящих главным образом из обломков кремнистых сланцев.

Вышеописанные горизонты хунгарийской свиты наблюдаются

по р.Ку. Они представляют собой мощную пачку однородных глинистых и алевроито-глинистых сланцев, среди которых эпорадиически встречаются маломощные прослои и линзы глинисто-кремнистых сланцев. Мощность этой пачки не менее 800 м.

Пачка однородных глинистых и алевроито-глинистых сланцев наблюдается также в верховьях р.Немшту и по р.Сагди-Биоса. В этих участках ее максимальная мощность с учетом изоклинальной складчатости не менее 1000-1200 м.

Стратиграфически более высокие горизонты свиты наблюдаются по правому склону долины р.Ку /снизу вверх/:

1. Ритмичное переслаивание мелкозернистых: песчаников и глинистых сланцев с размером ритма 0,5-1 см.....70 м
2. Глинистые сланцы черного цвета с редкими маломощными пропластками песчаника .....45"
3. Алевролиты темно-серого цвета .....10"
4. Ритмичное переслаивание алевролитов и глинистых сланцев с размером ритма 0,5-1 см .....30"
5. Алевролиты темно-серого цвета и тонкослоистые алевролитоглинистые сланцы темно-серого цвета.....125м
6. Ритмичное переслаивание алевролитов и глинистых сланцев с размером ритма 0,5-1 см .....110"
7. Алевролиты темно-серого цвета .....20"
8. Грубое переслаивание глинистых сланцев черного цвета и алевролитов темно-серого цвета .....195"
9. Глинистые сланцы с прослоями темно-серых алевролитов и черных мелкозернистых песчаников.....125"
10. Грубое переслаивание алевролитов темно-серого цвета и глинистых сланцев черного цвета .....110"
11. Ритмичное переслаивание песчаников и глинистых сланцев с размером ритма 4-8 см .....70"
12. Ритмичное переслаивание песчаников и глинистых сланцев с размером ритма 2-5 см .....110"

13. Ритмичное переслаивание песчаников и алевролитов с размером ритма 0,6-2 см ..... 15 м
14. Ритмичное переслаивание песчаников и глинистых сланцев с размером ритма 0,6-2 см ..... 50 м
15. Грубое переслаивание песчаников и глинистых сланцев ..... до 150 м

Мощность этого разреза около 1250 м.

Еще выше по разрезу появляется мощная пачка песчаников, содержащих тонкие прослои алевролитов или алевро-глинис-ных сланцев. Она прослеживается в верховьях р.Си и в верховьях р.Золотой клуч. Мощность этой пачки не менее 500 м.

Таким образом, общий схематизированный разрез свиты представляется в следующем виде:

1. Кремнисто-глинистые сланцы и песчаники ..... 400 м
2. Глинистые сланцы с редкими линзами глинисто-кремни-стых сланцев ..... 800-1200 м
3. Переслаивание глинистых сланцев, алевролитов и песча-ников ..... 700-1250 "
4. Песчаники. Видимая мощность ..... до 500 "

Максимальная видимая мощность отложений Хунгарийской свиты, наблюдаемая в разрезах по р.Ку, составляет 2800 м.

Отложения хунгарийской свиты чрезвычайно бедны органи-ческими остатками. В приустьевой части долины р.Сухлай / у-вней рамки листа/ И.Г.Козловым /1938 г./ в глинистых слан-цах из средней части разреза хунгарийской свиты обнаружены пеллециподы, представленные *Astarte cf. lotharingica* Ben, *A.cf. pulla* (Goldf), *A. striatocostata* Goldf, *A.aff.aalensis* Ben, *A. cordifera* Ben. По мнению В.С.Кокеткина, определившего эти пеллециподы, вме-щающие их отложения могут быть отнесены к средней яре /мог-геру/. Однако в настоящее время эти определения у многих ис-

следователей Сихотэ-Алиня /Л.И.Красный К.М.Худолей/ вызыва-ют обоснованные сомнения.

В глинистых сланцах нижней части разреза хунгарийской свиты по клучу Хокенгу, обнаружен богатый спорово-пыльцевой комплекс, представленный пылью и спорами: *Нупелорhullaceae*, *Suethaceae*, *Gleichenia*, *Osmundites*, *Cibotium*, *Comptotriletes*, *Leiotriletes*, *Coniortaria*, *Filicales*, *Cuscadaceae*, *Ginkgo*, *Podocarpaceae*, *Dacrydium*, *Pinaceae*, *Picea*, *Pinus*.

На основании данного спорово-пыльцевого комплекса А.А.Ильино-ва считает вмещающие их отложения юрскими.

К северо-востоку от описываемого района В.Н.Плиевым /1957 г./ на территории листа М 53 XIII обнаружен в низах хун-гарийской свиты аммонит *Lillia Bayle et. Naug*, по заключе-нию Г.Я.Крыгольца характерный для верхнего ланаса /гоар/.

Среди отложений хунгарийской свиты к юго-западу от описывае-мого района В.В.Куликовым /1950/ на территории листа L -53-IX

была собрана фауна *Inoceramus forgonulus* Vognetz, *Pecten* (*Comptopecten*) *er.indet.* P. (*Compt.*) *aggratus* (Jaag), которая по заключению Н.А.Беляевского характерна для верхов южной /аален/ и низов средней яры.

Так как отпечатки верхнеланасовой фауны приурочены к нижним горизонтам отложений хунгарийской свиты, то возраст ее, по-видимому, выходит за пределы ланаса и охватывает некоторую часть средней яры.

## М е л о в а я с и с т е м а

## НИЖНИЙ ОТДЕЛ

## БАРРЕМ-АЛБЬ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ (Ср. 8-9с)

Отложения нижнего мела широко представлены в юго-западной

части района по рр. Си, Немпту, Сидими и Хоменту.

По р. Си в устье кл. Ванина наблюдается следующее чередование слоев (снизу вверх):

1. Конгломераты, валунные и грубогалечные, с кремнистой галькой, налегающие с угловым несогласием на размытую поверхность кремнистых сланцев джаурской свиты ..... 55 м
  2. Гравелисты с прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников, содержащих отпечатки *Ginkgo cf. lagarum* *Wald.*, *Podocarpites* *sp.* и обугленные фрагменты тканей двудольных растений ..... 40 "
  3. Конгломераты с кремнистой галькой, переслаивающиеся с гравелистами и грубозернистыми песчаниками светло-серого цвета ..... до 100 "
- Мощность этого разреза 195 м.

Ниже по течению р. Си в устье кл. Бедрозового выступают более высокие части того же разреза нижнемеловых отложений.

Здесь наблюдаются:

1. Песчаники грубозернистые, светло-серого с прослоями гравелитов и конгломератов ..... около 20 м
2. Песчаники грубозернистые, светло-серые с малоомытыми прослоями алевролитов ..... до 45 "
3. Песчаники среднезернистые, реже грубозернистые, буровато-серые. Содержат концентрические кольца бурых железистых выделений ..... 140 "
4. Песчаники среднезернистые с малоомытыми прослоями тонкоосистых алевроито-глинистых сланцев ..... 20-30 "

Мощность по этому разрезу около 250 м.

По правому склону долины р. Немпту (гора Тигровая) наблюдается разрез, сходный с разрезом по р. Си.

1. Глинистые сланцы с прослоями гравелитов, содержащих кремнистую гальку. Сланцы налегают с угловым несогласием на размытую поверхность кремнистых сланцев джаурской свиты ..... около 15 м ,
  2. Валунные и крупногалечные конгломераты с галькой кремнистых сланцев и песчаников ..... 70 "
  3. Прослой кварцевых порфиров ..... 10 "
  4. Грубое переслаивание валунных и крупногалечных конгломератов с песчаниками грубозернистыми и среднезернистыми светло-серыми, содержащими концентрические кольца бурых железистых выделений ..... до 120 "
  5. Литокластические туфы смешанного состава ..... 5-8 "
- Мощность этого разреза около 220 м.

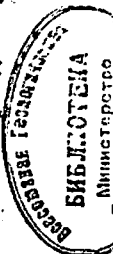
На противоположном левом склоне долины р. Немпту под туфо-конгломератами вышележащей ларгасинской серии верхнего мела обнажаются несогласно лежащие нижние члены разреза нижнемеловых отложений. Здесь наблюдается такой же характер переслаивания, что и на правом склоне долины р. Немпту:

1. Крупногалечные конгломераты и гравелиты с остатками покровов кварцевого порфита ..... около 150м
  2. Песчаники среднезернистые и мелкозернистые светло-серые с линзами гравелитов и прослоями алевролитов темно-серого и черного цвета ..... около 180 "
- По простиранию этих отложений в 5 км к югу от р. Немпту, в бассейне кл. Хоменту, они встречены обильные отпечатки *Podocarpites* и фрагменты двудольных растений.

3. Песчаники темно-серые мелкозернистые и алевролиты, содержащие обильный комплекс пыльцы и спор - *Euphorbiaceae*, *Sapotaceae*, *Dicksonia*, *Podocarpaceae*, *Citronella*, *Aneides*, *Mohria*, *Lugodinium*, *Osmundaceae*, *Osmunda*, *Leiotriletes*, *Filicales*, *Ginkgo*, *Taraxaceae*, *Bennefitales*, *Rapaceae*, *Ficus*, *Pinus* ..... 90-130 "

Мощность этой части свиты около 500 м.

Самая верхняя часть разреза нижнемеловых отложений известна только из скв. I, расположенной у пос. Малая Сидими. Эта скважина глубиной в 170 м пройдена в дислоцированных



9719

песчано-алевролитовых отложениях, имеющих угол падения от 20° до 78°. Скважиной вскрыт следующий разрез (снизу вверх):

1. Алевролиты с прослоями мелкозернистых песчанников. В подолах обнаружен спорово-пыльцевой комплекс *Morbida, Aleimia, Schizaseaceae Filicales, Ficea* .... более 10 м
2. Песчанники мелкозернистые, серые, с включениями угловатой кремнистой гальки и остатками пресноводных или соляноводных пелеципод ..... 35 "
3. Песчанники мелко- и среднезернистые, светло-серые, с включением прослоек углефицированных растительных остатков ..... 25 "
4. Алевролиты темно-серые, с прослоями песчанников мелкозернистых, серых, с обильными отпечатками: *Sladorylevis* *sp. aff. Scyllifortia (Geul) Olari* ..... 36 "
5. Песчанники мелкозернистые, темно-серые, с угловатой галькой и углефицированными остатками стеблей двудольных (?) растений и отпечатками *Sladorylevis* *sp.* 10 "
6. Песчанники мелкозернистые, с прослоями алевролитов и среднезернистых песчанников, содержащих кремнистую гальку.  
Обильные углефицированные остатки стеблей растений и отпечатки *Gleichenia* *sp.* ..... 25 "

Общая мощность нижнемеловых отложений 141 м.

Сводный разрез нижнемеловых отложений представляется в следующем виде:

1. Конгломераты с прослоями алевролитов и песчанников, с линзовидными прослоями кварцевых порфиров и их туфов ..... 200 м
2. Грубо- и среднезернистые песчанники с прослоями алевролитов и линзами гравелитов ..... 120-250 "
3. Алевролиты и мелкозернистые песчанники с прослоями среднезернистых песчанников. Видимая мощность .... до 400 "

Видимая мощность нижнемеловых отложений от 600 до 800 м. Собранные в нижнемеловых отложениях (см. выше) многочисленные отпечатки флоры *Gleichenia* и *Sladorylevis* по сравнению Т.Н. Байковской и И.Н. Сребродольской, могут принадлежать только верхней пре или нижнему мелу. На территории со-

седнего листа М-53-XXXIV И.И. Гороховым в аналогичных отложениях собрана флора хвойных *Pityorhullum* *sp.*, *Pagiorhullum* *sp.* и *Phoenicorhis* *sp.*, которая по заключению В.А. Вахромеева характерна для урн - нижнего мела, но ни в коем случае для верхнего мела (Горохов, 1958 г.).

Собранные на территории описываемого района спорово-пыльцевые комплексы, по заключению Гороховой, характерны для мела, по заключению Ильиной - для нижнего мела.

Находки фрагментов тканей двудольных растений, по мнению М.И. Борсука, позволяют считать заключавшие их отложения "верхнемеловыми или переходными от нижнемеловых к верхнемеловым".

Анализируя эти заключения по ископаемой флоре и спорово-пыльцевым комплексам, следует считать возраст описанных отложений нижнемеловым. По всей вероятности, этот возраст соответствует баррем-альбскому времени.

## ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Д а р г а с и н с к а я с е р и я (C<sub>22</sub> lg (2))

Отложения, предположительно выделенные под названием маргасинской серии, наиболее широко развиты на западе района в бассейнах рр. Си, Хоменгу, Сидими. Часть их покрыта покровами четвертичных базальтов. В меньшей степени эти отложения развиты на северо-востоке, в бассейнах рр. Джугда, Хомино и Бо-ленку.

В отложениях маргасинской (?) серии резко преобладают эффузивные и пирокластические образования, которые фациально быстро переходят друг в друга как в вертикальном, так и в го-

ризонтальном направлении, что затрудняет сопоставление отдельных разрезов свиты.

Наиболее полный разрез отложений ларгасинской (?) серии наблюдается в среднем течении р.Си, по правому склону ее долины, где эти отложения налагают с угловым несогласием непосредственно на песчанники и глинисто-кремнистые сланцы джаурской свиты. Здесь наблюдается следующий характер напластований (снизу вверх):

1. Песчанники темно-зеленые, разнотекстурные, с линзами гравелитов. Песчанники налегают на размытую поверхность кремнисто-глинистых сланцев джаурской свиты .... около 20 м
2. Пироксеновые порфиры светло-коричневого цвета.. 50 "
3. Крупнообломочные витрокластические и литокластические туфы и туфобрекции основного состава ..... до 150 "
4. Песчанники и гравелиты зеленые, разнотекстурные... 10 "
5. Витрокластические туфобрекции и туфоконгломераты, состоящие из окатанных галек, смешанных с угловатыми обломками порфирита и вулканического стекла..... до 15 "
6. Туфолавы диабаз, туфоконгломераты, лито-кристаллокластические туфы смешанного состава, линзы и прослои темно-зеленых граувакковых песчанников и гравелитов ..... 250-300 "
7. Миндалекаменные диабазовые порфиры и авгититы. Туфы диабазового порфирита ..... 30 "
8. Туфоконгломераты ..... 10 "
9. Туфолавы диабазовых порфиритов ..... 35 "
10. Туфогенные песчанники, темно-зеленые, разнотекстурные 25 "
11. Витрокластические туфобрекции среднего состава .. 20 "
12. Миндалекаменные пироксеновые порфиры, переходящие в спилиты и туфы порфиритов ..... до 175 "
13. Варнолиты и миндалекаменные авгититы ..... 40 "
14. Пироксеновые порфиры, темно-зеленые плагиопорфиры, кварцевые порфиры, витро-кристаллические туфы порфирита ..... до 220 "

15. Алевриты темно-серые, с прослоями туфолав вариолитов и витрокластических туфобрекций и туфоконгломератов ..... около 110 м

Мощность по этому разрезу около 1300 м.

На противоположном, левом склоне долины р.Си по кл. Гранитному обнажается более верхняя часть этого же разреза (снизу вверх):

16. Алевриты темно-серые, туфогенные, переслаивающиеся с туфоконгломератами, туфогравелитами, песчаниками и витрокластическими туфобрекциями вариолитов, переходящими в известковые туфобрекции и туфы ..... 220 м
  17. Литокластические туфы кварцевого порфирита и плагиопорфириты ..... 25 "
  18. Алевриты с прослоями туфов вариолита ..... 35 "
  19. Грубообломочные туфогенные конгломераты с глинистым цементом ..... до 20 "
  20. Диабазовые порфиры темно-зеленые ..... 40 "
  21. Литокластические туфы среднего состава более .... 10 "
- Мощность по этому разрезу около 400 м.

Сходная последовательность напластований наблюдалась по р.Хоменгу, где вулканогенные отложения ларгасинской серии перекрывают конгломераты и песчанники нижнего мела. Частичные разрезы средних частей серии прослежены в нижнем течении р.Си. Ниже устья кл.Отстойного по р.Си наблюдается следующий характер напластований (снизу вверх):

1. Песчанники, черные, мелкозернистые, слоистые и алевриты ..... до 30 м
  2. Лавы и туфолавы плагиопорфиритов ..... 50 "
  3. Витрокластические туфы и туфоконгломераты, содержащие морскую фауну пеллеципод и гастропод ..... 30 "
- Ниже устья кл.Михайловского наблюдается сходный характер напластований (снизу вверх):
1. Туфолавы и туфы гиалопорфиритов ..... 50-70 "

3. Переслаивание 20-40 - сантиметровых прослоев глинистых сланцев с 5-15 - сантиметровыми прослоями окремненных туфов кварцевого порфира ..... 30 м
4. Углисто-глинистые сланцы ..... 12 "
5. Переслаивание 10-30-сантиметровых прослоев глинистых сланцев с 10-20-сантиметровыми прослоями окремненных кислых туфов ..... 40 "
6. Глинистые сланцы с двумя прослоями 1-3-метровой мощности буровато-серых туфобрекчий кислого состава.... 60 "
7. Глинистые сланцы ..... до 150 "
8. Кварцевые порфириты и туфы кварцевых порфиритов с прослоями алевролитов 10-20 м ..... до 200 м

Мощность этого разреза 557 м.

Сводный разрез маргасинской серии в схематизированном виде выглядит следующим образом:

1. Пироксеновые порфириты, авгититы, диабазовые порфириты, их туфы. Туфоконгломераты и туфовенные песчаники от 700 до 1000 м
2. Туфы порфирита, плагиопорфиры, алевролиты, глинистые сланцы ..... до 800 "
3. Глинистые сланцы, кварцевые порфириты, плагиопорфириты и их туфы. Видимая мощность ..... до 500 "

Видимая мощность достигает 2000 м.

В туфоконгломератах на р.Си были произведены в двух местах сборы остатков морской фауны, среди которой были определены пелециподы *Exoguta* sp., *Rostea* sp., *Lima* sp., *Ostrea* sp., гастроподы, ракообразные, морские звезды и ходы морских червей. По мнению В.Н.Верещагина, этот комплекс фауны в пределах Северного Сихота-Алиня является весьма характерным для верхнемеловых отложений.

В туфовенных "узурчатых" песчаниках маргасинской (?) серии на р.Си были обнаружены отпечатки фрагментов тканей двудольных растений, что по заключению М.И.Борсух определяет

2. "узурчатые" туфовенные песчаники, содержащие фрагменты и двудольных растений... 20м.
3. Туфоконгломераты темно-зеленые с морской фауной пелеципод и гастропод ..... 40 "
4. Лавы диабазовых порфиритов с прослоями туфовенных песчаников и гравелитов ..... 62 "

С разрезами по р.Си сходны в основных чертах и разрез маргасинской (?) серии по р.Джугда в северо-восточном поле распространения описываемых отложений.

Нижние горизонты серии в этих разрезах не вскрыты.

По правому склону долины р.Джугда наблюдается следующий разрез (снизу вверх):

1. Туфовенные диабазовых порфиритов темно-зеленого цвета ..... до 20 м
2. Витрокластические туфы, слоистые и туфоконгломераты ..... 60-70 "
3. Пироксеновые порфириты и миндалекаменные авгититы ..... около 70 "
4. Порфириты, их туфовенные, туфы и туфобрекчий с прослоями глинистых сланцев мощностью 10-30 м ..... до 300 "
5. Туфы кварцевого порфира ..... 20 "
6. Глинистые сланцы, черные ..... 10 "
7. Туфы плагиопорфиритов с линзами известковых туфобрекчий и туфов ..... 30 "
8. Туфы кварцевого порфира ..... 30 "
9. Глинистые сланцы черные ..... 7 "
10. Туфы и лавы плагиопорфиритов с прослоями слоистых витрокластических туфов ..... 235 "

Мощность разреза около 800 м.

На левом склоне долины р.Джугда обнажается более высокие члены разреза маргасинской серии (снизу вверх):

1. Порфириты и их туфы ..... более 50 м
2. Туфовенные песчаники, темно-зеленые ..... 10 "

содержание их отложений "как верхнемеловые или переходные от нижнемеловых к верхнемеловым".

Наличие в основании описываемых отложений крупного углового несогласия, преобладание в их составе эффузивных и пирокластических образований, присутствие терригенных фаций с морской фауной дает возможность условно коррелировать эти отложения с маргасинской серией сеноман-гуронского возраста, повсеместно в Северном Сихотэ-Алине залегающей с резким угловым несогласием на нижнемеловых и более древних отложениях.

### С в и т а к о н д а х э (Cz. ch)

Отложения овиты кондаха известны на территории листа только в междуречье Джугда и Хомино, где они слагают ядро узкой, погружающейся на северо-восток синклинали.

В отложениях свиты кондаха по кл. Кенташилки выявлен следующий характер напластований (снизу вверх):

1. Трещиновые конгломераты и гравелиты, темно-зеленые, грубообломочные, в нижних частях с ископанными крупными глыбами кремнистого сланца и порфирита ..... около 40 м
  2. Граувакковые гравелиты темно-зеленого цвета и грубозернистые песчанники с линзами грубообломочных конгломератов ..... около 120 м
  3. Граувакковые песчанники, темно-зеленые, среднезернистые, с прослоями грубозернистых песчанников и линзами грубообломочных конгломератов ..... около 250 м
  4. Граувакковые песчанники, темно-зеленые, среднезернистые, с маломощными прослоями алевролитов ..... около 80 м
  5. Граувакковые песчанники, темно-зеленые, среднезернистые ..... до 100 м
- Мощность этого разреза около 600 м.

Такая же последовательность напластований наблюдается по рр. Сакун и Джугда.

Палеонтологические остатки в отложениях свиты кондаха не обнаружено. По распространению этих отложений к северо-востоку в пределах листа М-53-XXX С.Ф.Допиро - /1940/ в бассейне р.Тормасы были собраны в аналогичных отложениях следующие растительные отпечатки /определение Б.М.Штампеля/:  
*Equisetites* sp., *Sequoia langsdorffii* (Brongn.) Neer, *Taxodium dubium* (Steinb) Neer, *Glutostrobilus euroraensis* (Brongn.) Neer., *Corylus Masqu arrii* (Forst.) Neer, *Celtis asiatica Borsuk*, *Trochodendroides smilicifolius Kruckh.*, *Acer arcticum Neer*, *Var.*, *Vitis* sp. nov., *Oreolopais frustototius Hollick*, *Viburnum cf. Neerii Borsuk*.

По мнению М.И.Борсука и Т.Н. Байковской, этот комплекс флоры является характерным для самых верхних частей верхнего мела.

### К А И Н А З О И С К А Я Г Р У П П А

#### Т Р Е Т И Ч Н А Я Г Р У П П А

#### П а л е о г е н

#### П а л е о ц е н и з о ц е н н ы е (Pg.)

Отложения палеоцена и эоцена на территории листа нигде не выходят на дневную поверхность. Они известны из скв.2 около пос.Мал.Сидима, где залегают на глубине от 188 м до глубины 340 м, слагаая нижние горизонты слабо уплотненных и рыхлых отложений Средне-Амурской депрессии.

В районе скважины породы палеоцен-эоценовых отложений

заметно уплотнены и залегают с наклоном не более 3-5°. Разрез по скважине № 2 представляется в следующем виде (снизу вверх):

1. Конгломераты с одним 4-метровым прослоем алевролитов ..... 47 м
2. Песчаники серые, мелкозернистые, с прослоями серых аргиллитов, содержащих растительные остатки ..... 55 "
3. Алевролиты светло-серые с прослоями мелкозернистых песчаников, содержащие углелифованные растительные остатки ..... 56 "

Мощность этого разреза 158 м.

В верхних горизонтах палеоцен-эоценовых отложений в скв.2 собраны отпечатки флоры *Osmunda zachalinensis* Krutz., *Taxodium dubium* (Steph.). Nees, *Ulmus longifolia* и *Corylopsis orientalis* Boguck. по заключению Т.Н.Байковской, характерной для эоценового времени.

В нижних частях того же разреза в скв.2 был обнаружен богатый комплекс спор и пыльцы: *Leiotriletes*, *Luscorodinium*, *Pillicolpites*, *Huelsenbuchiaceae*, *Suathaceae*, *Gleichenia*. *Pilurodiaceae*, *Osmundaceae*, *Lugodinium*, *Orhyoglossum*, *Cuscutaceae*, *Rododamites*, *Ginkgo*, *Coniferae*, *Rodocarpus*, *Pinaceae*, *Abies*, *Taxus*, *Picea*, *Pinus* (*Harlowia* и *Diplotylon*), *Taxodiaceae*, *Sequoia*, *Glutostrobilus*, *Cupressaceae*, *Salix*, *Juglandaceae*, *Carya*, *Alnus*, *Betula*, *Corylus*, *Quercus*, *Ulmus*, *Magnolia*, *Tilia*. В этом комплексе, наряду с типичными эоценовыми формами, встречаются также формы, как *Suathaceae*, *Gleichenia*, *Rododamites*, *Coniferae*, *Cuscutaceae* и др., которые наиболее широко представлены в верхнем мелу. По заключению Громова "весь

комплекс не является характерным ни для мела, ни для эоцена и, по-видимому, относится к палеоцену.

Таким образом, возраст описанных отложений устанавливается в палеоцен и эоцен.

## Э о ц е н

### Т р а х и а н д е з и т н (ср. Рг.)

Трахиандезиты развиты в северо-восточной части района. Они перекрывают все мезозойские образования и сами на большом пространстве перекрываются покровами базальтов, среди поля распространения которых обнаруживаются в эрозийных окнах.

По простиранию и по разрезу трахиандезиты очень разнообразны и только изредка отличаются друг от друга различными оттенками цвета и степенью раскристаллизации.

При микроскопическом изучении обнаруживается, что трахиандезиты содержат плагиоклаз (альбит, олигоклаз, альбитизированный олигоклаз), пироксен (опацифицированный диопсид?), биотит багрово-красного цвета с вростками рутила и рудного минерала, ильменит и ортит. Количество порфировых вкрапленников плагиоклаза, пироксена и биотита невелико, структура пороидов спорадопорфировая, основная масса хорошо раскристаллизована, образует плотный субстрат микролитов плагиоклаза и имеет флюктуационную текстуру. Реже встречаются участки основной массы, сложенной таблитчатыми зернами альбита и пироклаза (в меньшем количестве), величина которых колеблется от размера микролитов до размера вкрапленников. У таких трахиандезитов образуется не порфировая, а порфиро-

Определение абсолютного возраста трахиандезитов показыва-  
ет для них 45 млн. лет, а для прорывавших о их монцитит-диори-  
тов 40 млн. лет, что соответствует эоценовому времени <sup>x/</sup>.

Учитывая данные абсолютного возраста, а также то, что мно-  
гими исследователями Северного Сихотэ-Алиня (Б.Я. Абрамсон,  
Н.Н. Пагольский и др.) неоднократно зафиксировано залегание  
трахиандезитов, выделяемых ими под названием дацитовых порфи-  
ров между отложениями самаргинской ( $P_2, sm$ ) и кузнецовской  
( $P_2, kz$ ) свит, возраст описанной вулканогенной толщи следу-  
ет считать эоценовым.

Н е о г е н

М и о ц е н (N.)

Горизонтально лежащие отложения миоцена обнажаются в эро-  
зионном срезе только в северо-западной части района в бас-  
сейнах рр. Мухен, Хамгакан и Правые Джки. Под покровом более  
молодых осадков они присутствуют, по-видимому, на значитель-  
ной части площади Средне-Амурской депрессии.

Н р. Мухен неполный разрез верхних частей миоценовых отло-  
жений известен из скв. 3, Пробуренной на кл. Угольном (скважи-  
ной пройдена только верхняя часть отложений):

1. Пески светло-серые, слабоцементированные ..... 5 м
2. Глины и суглинки (аргиллиты) ..... 10 "
3. Бурные угли ..... 1,5 "
4. Глины и суглинки (аргиллиты) ..... 3 "

<sup>x/</sup> Все анализы абсолютного возраста, как эти и приведенные  
ниже, были произведены в лаборатории абсолютного возраста  
та ВСЕГЕИ.

видная структура. Возможно, что эти разновидности принадле-  
жат экстраузинным субвулканическим или даже гипабиссальным  
породам. Встречены также трахиандезиты с плохо раскристалли-  
зованной основной массой, которая представляет собой светлое  
вулканическое стекло с низким преломлением (ниже преломления  
кварца), наполненное мельчайшими кристаллитами, по форме спе-  
кулитами и глобулитами. Как правило, в таких трахиандезитах  
наблюдается прекрасно выраженная флюкционная структура.

По химическому составу трахиандезиты близки родственны с  
прорывавшими их интрузиями монцитит-диоритов. В табл. I при-  
водятся данные химического анализа трахиандезитов и для срав-  
нения монцитит-диоритов <sup>x/</sup>.

Таблица I

| Элементы        | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | MnO  | MgO  | CaO  | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | SO <sub>3</sub> | RO <sub>2</sub> | CO <sub>2</sub> | H <sub>2</sub> O |      |       |      |
|-----------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|-------------------|------------------|-----------------|-----------------|-----------------|------------------|------|-------|------|
| Трахиандезит    | 61,02            | 0,95             | 20,00                          | 2,63                           | 1,78 | 0,08 | 0,88 | 1,41              | 4,21             | 4,86            | 0,00            | 0,46            | 0,28             | 1,00 | 99,56 | 0,40 |
| Монцитит-диорит | 59,97            | 1,71             | 18,36                          | 2,93                           | 2,53 | 0,17 | 1,65 | 3,30              | 3,60             | 4,05            | 0,00            | 0,40            | 0,20             | 0,74 | 99,51 | 0,30 |

Мощность трахиандезитов, вычисленная графическим путем по  
карте (с учетом угла падения и разности высотных отметок),  
варьирует от 200 до 400 м.

<sup>x/</sup> Все химические анализы сделаны в центральной химической  
лаборатории ДВГУ в г. Хабаровске.

5. Бурные угли ..... 0,5 м
  6. Пески светло-серые, слабосцементированные ... 5 "
  7. Глины и суглинки с прослоями песков ..... 10 "
  8. Бурные угли ..... 3,5 "
  9. Глины и суглинки ..... 5 "
- Мощность разреза 43,5 м.

По мнению В.А.Виноградова (1933), бурные угли, представлен-  
ные в этом разрезе, имеют линзообразное залегание.

В юго-западной части района в скв.2 представлен более  
полный разрез отложений миоцена. В этой скважине они залега-  
ют горизонтально, подстилается отложениями палеогена и пере-  
крываются плиоценовыми галечниками и песками.

В скв.2 разрез отложений миоцена представлен в следующем  
виде (снизу вверх):

1. Песчаники или пески светло-серые, слабосцементиро-  
ванные с прослоями светло-серых аргиллитов, содержа-  
щих обильный растительный детритус ..... 39 м
  2. Аргиллиты светло-серые, алевроитистые, с углефициро-  
ванными фрагментами растений ..... 18 "
  3. Песок светлосерый мелкозернистый ..... 1 "
  4. Аргиллиты светло-серые, алевроитистые, с углефициро-  
ванными фрагментами растений ..... 43 "
- Мощность разреза 101 м.

По-видимому, мощность отложений миоцена в других участ-  
ках депрессии, находящихся в пределах рассматриваемого рай-  
она, превышает 100 м. В.Н.Большаков (1939), например, для  
миоценовых угленосных отложений р.Мухен устанавливает мето-  
дом электрозондирования мощность в 250-300 м., Г.Н.Капун  
(1956) методом электропрофилирования определяет общую мощ-  
ность рыхлого выполнения депрессии в районе р.Амхалга в

1400-1500 м. По-видимому, отложения миоцена, которые в  
скв.2 имеют мощность 100 м при общей мощности рыхлых в  
340 м, должны иметь в районе рр.Амхалга и Мухен более зна-  
чительную мощность.

В скв.2 что всему разрезу были обнаружены богатые комплек-  
сы спор и пыльцы: *Tilia*, *Liquidambar*, *Jlex*, *Taxodium*, *Tsuga*,  
*Sargua*, *Lycorodidum*, *Polypodiaceae*, *Osmundaceae*, *Osmunda*, *Lugo-*  
*dium*, *Podocarpus*, *Pinaceae*, *Abies*, *Picea*, *Larix*, *Cedrus*, *Pinus*  
(*Parloxylon* и *Diploxylon*), *Taxodiaceae*, *Sequoia*, *Myrica*,  
*Uglandaceae*, *Pterocarya*, *Alnus*, *Betula*, *Corylus*, *Sagrinus*,  
*Vitula*, *Onagraceae*, *Ericaceae*, *Diervilla*. По заключению  
Н.С.Громовой, эти спорово-пыльцевые комплексы характерны  
для миоценовой эпохи.

## П л и о ц е н (N<sub>1</sub>)

Горизонтально лежащие отложения плиоцена обнажаются в  
западной части района по рр.Сидими, Си, Амхалга, Халгакан,  
Мухен. Разрезы этих отложений наблюдаются в скв.2 у поселка  
Малая Сидима, в скважинах 4 и 5 у устья р.Амхалгакан, в  
естественных обнажениях у устья р.Си и в железнодорожном  
карьере около поселка Седьмой километр.

Отложения плиоцена по скв.2 имеет следующий разрез  
(снизу вверх):

1. Галечники с галькой и валунами кремнисто-кварцевых  
пород с грубым песчаным заполнителем ..... 7 м
  2. Пески грубозернистые, содержащие до 50% гравия и 26 "  
мелкой гальки кремнисто-кварцевых пород
  3. Пески кварц-полевошпатовые, хорошо отсортированные,  
мелкозернистые ..... 21 "
- Мощность разреза 54 м.

В естественных обнажениях и расчистках около устья р. Си разрез отложений плионена имеет несколько иной характер. Здесь залегает (снизу вверх):

1. Галечники, хорошо отсортированные с суглинистым и супесчаным заполнителем ..... 20 м
  2. Глины и суглинки, содержащие до 30% гравия и гальки кремнистых пород ..... 15 "
  3. Глины и суглинки с пряслонами супесей и спорадической галькой кремнистых пород ..... 10 "
  4. Желтовато-серые неслоистые глины и суглинки до 10 "
- Мощность разреза 55 м.

Разрезы по скважинам 4 и 5 у устья р. Амхалгакан аналогичны приведенному разрезу по скв. 2. Разрез в карьере около поселка Седьмой километр в общих чертах сходен с приведенными разрезами, изученными около устья р. Си.

Общая мощность отложений плионена нигде не превышает 50-60 м.

Стратиграфическое положение этих пород между отложениями миоцена и нижнечетвертными образованиями, в том числе базальтами, (Логинов, Венус, 1956), их грубообломочный состав, отсутствие в них спор и пыльцы, служат критериями для повсеместной корреляции этих пород и позволяют сопоставлять их с верхними частями суйфунской свиты южного Приморья.

### ТРЕТИЧНАЯ И ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМЫ

Плиоцен и нижнечетвертные  
отдел не расчлененные

Базальты ( $\beta$  N<sub>2</sub>-Q<sub>1</sub>)

Плиоцен-нижнечетвертные базальтовые покровы очень

широко распространены в центральной и северо-восточной частях района. В юго-восточной части района сохранились только отдельные реликты базальтовых покровов, а также субвулканические базальтовые тела - остатки подводных каналов, по которым происходили излияния базальтов. На северо-западе района, в депрессии, маломощные покровы базальтов налегают на горизонтально лежащие рыхлые отложения. Здесь базальты местами перекрыты более поздними маломощными эвгивальными и аллювиальными отложениями.

Наиболее широко распространены пористые базальтовые лавы и плотные базальты с крупными вкраплениями пироксена. Отмечено, что плотные базальты с вкраплениями пироксена приурочены к нижним частям отдельных лавовых потоков, а пористые базальты концентрируются в верхних частях потоков. К верхним частям потоков приурочены также базальтовые туфолавы и пористые гиадобазальты, имеющие вследствие окисления кирпично-красный цвет.

Незначительно развиты оливиновые базальты. Они представлены собой плотные породы с гнездами и вкраплениями оливины бутылочно-зеленого цвета. Обычно в своем распространении они приурочены к плотным базальтам, содержащим вкрапления пироксена. В юго-восточной части листа оливиновые базальты слагают некоторые субвулканические тела.

В отдельных локализованных участках среди базальтовых покровов распространены долериты, отличающиеся хорошей раскристаллизованностью. Как правило, площади их развития имеют более или менее изометричные контуры. По-види-

мому долериты слатают субвулканические тела, являющиеся остатками вулканических конусов (верховья кл.Отстойного, междуречье Альчи, Пиори и др.).

В области развития базальтовых покровов почти полностью отсутствуют пирокластические породы. В районе пос.Малая Сида и в устье р.Си в основании базальтовых покровов некоторое распространение имеют лаво-конгломераты - своеобразные породы, сложенные галькой, захваченной из подстилающих базальты галечников и плотно сцементированной стекловатой базальтовой лавой.

В юго-восточной части листа, свободной от базальтовых покровов, встречены туфобрекчии базальтов, которые вместе с долеритами слатают субвулканические тела - некки. В низовьях р.Ку, например, наблюдались туфобрекчии, сложенные обломками основного вулканического стекла, вулканическими бомбами, оливном, пироксеном и древесной глинистых сланцев, которые являются здесь вмещающими породами. В устье кл. Иней распространены туфобрекчии базальта, сложенные вулканическими бомбами и обломками караклазитов гранита, являющихся здесь вмещающими породами. Эти туфобрекчии плотно сцементированы хорошо раскристаллизованы долеритом.

При микроскопическом изучении все пористые базальты обнаруживают неплотнокристаллическую структуру. Обычно они представляют собой пористую стекловатую лаву с многочисленными микролитами плагиоклаза и мелкие зерна пироксена и магнетита, которые "свободно плавают" в буром вулканическом стекле. Хорошо заметна флюктуационная текстура.

В плотных базальтах распространены вкрапленники моно-

клинических пироксенов, реже оливины. Размер вкрапленников колеблется от 0,05 до 0,5 мм. Нередко зерна пироксена оплавлены и опацифицированы. Плотные базальты содержат также большое количество магнетита, зерна которого в них значительно крупнее, чем в пористых базальтах. Основная масса плотных базальтов представляет собой стекловатый базис, наполненный большим количеством микролитов плагиоклаза и мелких зерен рудного минерала.

Долериты при микроскопическом изучении обнаруживают типичную долеритовую структуру и состоят из плагиоклаза, моноклинического пироксена и магнетита. Лейсты плагиоклаза имеют значительные размеры от 2 до 7 мм в длину. Мелкие зерна пироксена и магнетита обычно располагаются в интерстициях лейст плагиоклаза, а крупные зерна пойкилитически включают в себя лейсты плагиоклаза, образуя участки пойкилообитовой структуры. В интерстициях зерен минералов обнаруживаются участки бурого вулканического стекла.

Мощность базальтовых покровов, вычисленная графическим путем по карте, с учетом углов наклона и разности высотных отметок достигает 600 м.

Возраст базальтовых покровов большинством исследователей Сихотэ-Алиня (Зитнер 1957, Плехоткин 1955, Абрамсон, 1956 и др.) считается плиоцен-нижнечетвертичным. В исследованном районе наблюдалось наложение базальтов на галечники предположительно плиоценового возраста.

#### ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Осадконакопление в Средне-Амурской депрессии проис-

листа). Они состоят II и III скульптурно-аккумулятивные надпойменные террасы и представляют собой валуно-галеичные и песчано-галеичные отложения мощностью от 2 до 7 м. Иногда в верхней части террас наблюдаются вязкие глины и суглинки желтого цвета.

В глинах из скв.2 обнаружен богатый спорово-пыльцевой комплекс сфагновых мхов, папоротников, озеркоцветных, ореховых, ильмовых и хвойных (ели, сосны, и пихты). Комплекс беден пыльной растительностью травянистого покрова. По заключению Н.Е. Громоной, он отвечает растительности четвертичного периода.

Такой же спорово-пыльцевой комплекс, но более бедный, был обнаружен в глинах с III террасы р.Хор.

Озерно-аллювиальные отложения и аллювиальные отложения высоких террас по своим относительным гипсометрическим признакам над современным уровнем рек соответствуют 10-15-метровой террасе р.Амур у г.Комсомольска, на которой были обнаружены обломки нижней челюсти и коренные зубы *Mammontops primigenius* (Вильям), по заключению В.Е.Гарутта, относящегося к верхнему плейстоцену, что по современному подразделению соответствует верхнечетвертичному веку.

### С о в р е м е н н ы й о т д е л (Q<sub>4</sub>)

К современным отложениям на территории листа относятся аллювиальные образования речных пойм и I надпойменной террасы 3-5 м высоты. Они представлены слабоокатанными и плохо отсортированными песчано-галеичными отложениями мощностью от 3 до 10 м или несколько более. В поймах рек, текущих в

ходило на всем протяжении четвертичного времени; местами в этой депрессии, по-видимому, присутствуют рыхлые отложения всех отделов четвертичной системы, на что указывают данные исследователей соседних районов (Логинов, Венус 1956; Берснев, Фатянова, 1957). На территории исследуемого района в современном эрозионном срезе известны только верхнечетвертичные и современные отложения.

### В е р х н е ч е т в е р т и ч н ы й и с о в р е м е н н ы й о т д е л н е р а с ч л е н е н ы е (Q<sub>3-0</sub>)

К нерасчлененным верхнечетвертичным - современным отложениям относятся озерно-аллювиальные отложения, развитые у поверхности Средне-Амурской депрессии и аллювиальные отложения комплекса высоких террас бассейна р.Хор.

Озерно-аллювиальные отложения, развитые в депрессии, представлены суглинками, торфами и реке галеично-песчаными отложениями.

В скв.2, около пос.Малая Схлима, они имеют следующий разрез (снизу вверх):

1. Глина серая и светло-серая, вязкая, с включениями линз голубоватых глин ..... 18,8 м
2. Глисок разнотернистый, серый с включениями гальки ..... 4,2 "
3. Глина серая, вязкая ..... 5,3 "
4. Торф ..... 2,5 "

Мощность разреза 30,8 м.

Аллювиальные отложения пыльных террас бассейна р.Хор наблюдались в долинах рр.Хор, Ку и Сукпай (у южной рамки

равнинной части района, а также в верхней части I надпойменной террасы присутствуют суглинки и супеси, содержащие редкую, хорошо окатанную гальку.

### ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

На территории листа интрузивные породы и их жильные деления пользуются широким распространением и принадлежат двум возрастным комплексам.

Верхнемеловой интрузивный комплекс, образования которого подразделяются на пять групп, по своему возрастному соотношению соответствуют фазам (от более древних к молодым): перидотиты и пироксениты ( $\delta C_{21}^a$ ); габбро-диориты и габбро ( $\gamma \delta C_{21}^e$ ); гранодиориты, монцитобро-диориты и кварцевые диориты ( $\gamma \tau C_{21}^e$ ); биотитовые граниты ( $\gamma C_{21}^d$ ); аляскитовые граниты ( $\gamma \tau C_{21}^e$ ) и гранит-порфиры ( $\gamma \tau \pi C_{21}^e$ ).

Палеогеновый интрузивный комплекс, подразделяющийся, по-видимому, на две фазы, одна из которых представлена малыми интрузиями кварцевых монцитобро-диоритов и связанных с ними пироксен-биотитовых диоритов ( $\gamma \xi P_{21}^e$ ) эоценового возраста, другая — малыми интрузиями баркезитовых диоритов ( $\delta P_{21}^e$ ), палеогеновый возраст которых ближе не определен.

### ВЕРХНЕМЕЛОВОЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

Верхнемеловой интрузивный комплекс характеризуется

следующими признаками:

1. Большим разнообразием пород, представляющих несколько средних, основную и даже ультраосновную группы.
2. Приуроченность интрузивных тел к крупным разрывам северо-восточного простирания, с чем связана вытянутая в этом направлении конфигурация крупных массивов и четковидное расположение малых интрузий вдоль линий нарушений.
3. Интенсивным дроблением некоторых интрузий начальных фаз и ненарушенным залеганием интрузий заключительных фаз.
4. Значительным аутометаморфизмом интрузивных пород.
5. Интенсивным контактовым воздействием на вмещающие породы.

Интрузии разных фаз этого комплекса прорывают все доверхнемеловые, а также те или другие верхнемеловые отложения. Все эти интрузии перекрываются отложениями кайнозой (в том числе эоценовыми трахиандезитами).

Абсолютный возраст интрузивных пород верхнемелового комплекса колеблется от 85 млн. до 65 млн. лет, не входя, таким образом, за пределы верхнего мела.

Перидотиты и пироксениты ( $\delta C_{21}^a$ ) образуют несколько мелких обособленных тел, слагающих небольшие тела в верховьях р. Золотой ключ, в среднем течении р. Си, в верховьях кл. Гобеленку (в пределах зоны дробления вдоль р. Хор) и в верхнем течении р. Си и Немту, где они прорывают породы ларгасинской серии (?). В верховьях р. Золотой ключ в перидотитах отмечены контактные изменения вокруг прорывавшей их дайки гранодиорит-порфиров. Взаимоотношения перидотитов и пироксенитов с габбро-диоритами

став, если не считать вторичных минералов, несложен: моноклинный пироксен с развитой отдельностью по 001 (диаллаг) и рудные минералы - магнетит и хром-магнетит, составившие до 30% породы. Из вторичных минералов присутствуют серпентин и хлорит, образующие эмалевидные баститовые агрегаты, которые развиваются по спайности пироксена в виде "шнуровидных" прожилков.

Пироксениты из интрузии р. Немту сильно актинолитизированы. При микроскопическом изучении видно, что актинолит развивается в виде продольно- и параллельно-волокнистых, реже в виде шестоватых агрегатов по периферии зерен пироксена.

С актинолитом ассоциирует значительно менее развитый хлорит. Пироксен (диаллаг) сохраняется только в виде отдельных мелких реликтов в центральной части агрегатов актинолита.

Пироксениты с кл. Гобеленку нацело изменены и превращены в мономинеральную актинолитовую породу с нематобластовой структурой. Реликты пироксена в ней крайне редки.

Пироксениты и перидотиты, как правило, брекчированы или катаклазированы. При микроскопическом изучении наблюдаются микросмещения прожилков серпентина и актинолита и "залечивание" трещин новыми генерациями вторичных минералов.

Габбро-диориты и габбро ( $\gamma\delta$   $C_{21}$ ) развиты в южной части территории листа. Интрузивные тела, сложенные этими породами, обнаруживают приуроченность к разрывным нарушениям северо-восточного простирания. Наиболее крупными являются тела габбро-диоритов и габбро, развитые в пределах зоны дробления вдоль р. Хор. Эти тела представляют собой трещинные интрузии, внедрившиеся по крупным разрывам земной коры.

ми и габбро осталось невыясненными, но по наблюдениям В.З. Русса, изучавшего верхнемеловые ультраосновные и основные интрузии р. Хунгари (1956), перидотиты секутся жилами габбро.

Перидотиты и пироксениты чрезвычайно сильно изменены, поэтому установить их первичный состав и структуру в большинстве случаев случаев невозможно.

Так, например, перидотиты интрузии р. Золотой ключ превращены в серпентиниты. Они сложены серпентином (антигортитом), хлоритом и рудным минералом. При микроскопическом изучении видно, что серпентин в этих серпентинитах образует плотные чешуйчатые и эмалевидные агрегаты, среди которых имеются изометричные участки с типичными "петельчатыми" структурами замещения оливина и участки с реликтовой пересекающейся спайностью пироксена, подчеркнутой "решетчатый" размещением рудного вещества. Это позволяет предполагать, что исходной породой для серпентинитов служили перидотиты.

Перидотиты (оливиновые диаллагиты) интрузии среднего течения р. Си также сильно изменены. Они сложены актинолитизированным моноклинным пироксеном (диаллагом), серпентином, полностью заместившим оливин, и рудным минералом. Характерны пойкилитовые вроски серпентинизированного оливина в пироксене и выполнение рудным минералом интерстиций между зёрнами пироксена.

Пироксениты (диаллагиты), как правило, сильно изменены. Наименьшее изменение испытали пироксениты из интрузии в верховьях р. Си. При микроскопическом изучении в этих пироксенитах отмечаются сидеронитовые структуры. Минеральный со-

Наблюдения их внутренней структуры показывают, что все они залегают согласно с падением плоскостей разрывов - первичная полосатость габро-диоритов и габбро, представляющая собой чередование слоев с различным содержанием темновесных минералов, падает под крутыми углами на юго-восток, совпадая с падением зон брекчирования и смятия вмещающих осадочных пород.

Все тела габро-диоритов и габбро, обнажившиеся в зоне дробления вдоль р.Хор, сильно миктитизированы биотитовыми гранитами, в результате чего образовались своеобразные породы, представляющие собой частое послойное чередование габбро-диоритов и габбро с жилами гранита. Падение послойных жил гранита совпадает с направлением первичной полосатости габбро-диоритов и габбро. Жилы гранита так многочисленны, что составляют от 20 до 70% породы. Встречаются также жилы гранита мощностью от 5 до 75 м, которые имеют значение самостоятельных интрузий. В таких гранитных телах всегда многочисленны шпиль габбро-диоритового состава, вытянутые в направлении, совпадающем с направлением первичной полосатости габбро-диоритов и габбро и послойных жил гранита. Габбро-диориты и габбро, не содержащие жил гранита, отмечались на участке площадью около 2-3 км<sup>2</sup>, вытянутом в виде полосы вдоль восточного склона высоты 843,00 севернее р.Сагды-Биса.

Под влиянием контактового воздействия гранитов габбро-диориты и габбро сильно амфиболитизированы или актинолизированы и биотитизированы. Вдоль контакта иногда образуются контаминированные породы. Контактное воздействие гранитов здесь настолько интенсивно, что большая часть габбро-диоритов и габбро перешла в метаморфические породы - ортоамфиболиты.

Тела габбро-диоритов и габбро вместе с содержащимися в них многочисленными жилами гранита подверглись интенсивному катаклазу. По-видимому, габбро-диориты и габбро были частично катаклазированы до инъекций гранитных жил, но наиболее интенсивный катаклаз, безусловно, происходил уже после внедрения гранитов. Под воздействием катаклаза габбро-диориты и габбро, ранее перешедшие в большей своей части в ортоамфиболиты, образуют порфиорокlastические блококатаклазиты и блоко-стемилониты амфиболитов, что очень усиливает расщипровку их первичных структур.

Несколько меньше по величине тела габбро-диоритов и габбро расположены в междуречье рр.Немту и Си, у западного контакта крупных интрузий гранитов. Эти тела приурочены к зоне многочисленных разрывов, которая протягивается здесь в северо-восточном направлении, образуя подводящие каналы для крупных метаморфических интрузий биотитовых и аляски-товых гранитов. Вмещающими породами для габбро-диоритов и габбро является кремнистые сланцы джаурской свиты и образования ларгасинской (?) серии верхнего мела.

Габбро-диориты и габбро в этом участке очень сильно катаклазированы и брекчированы. Под контактовым воздействием внедрившихся впоследствии гранитов уже частично катаклазированные габбро-диориты и габбро были интенсивно изменены: актинолизированы, альбитизированы и эпидотизированы. Обнажившиеся в результате этого измененные породы, сохранявшие реликты габбро-диоритов и габбро, в свою очередь подверглись брекчированию и развальцеванию, а в некоторых случаях перекристаллизовались, образовав актинолитовые

Тела габбро-диоритов и габбро в междуречье Непту и Си прорваны дайками и жилами диорит-порфиритов, гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров и аплитов.

Кроме описанных интрузий габбро-диоритов и габбро, известен ряд очень мелких интрузий этих пород в междуречье верховой Си, Ку и Золотой ключ, а также на р. Сидими. Они связаны с широко развитыми здесь разломами. Породы, слогающие эти мелкие интрузии, как правило, катаклазированы и изменены не в меньшей степени, чем описанные выше.

Габбро-диориты и габбро по минералогическому составу связаны между собой постепенными взаимопереходами и отличаются друг от друга только содержанием темновесных щелочных роговообманковых плагиоклаза. Наиболее обычны пироксен-роговообманковые габбро-диориты и габбро. В неизмененном виде они представляют собой крупно-, средне- и мелкозернистые породы, состоящие на 50-60% из плагиоклаза, андезит-лабрадора (в габбро-диоритах) и лабрадора или битовнита (в габбро), и на 40-70% из темновесных минералов-моно-клинного пироксена и обыкновенной роговой обманки. Распространены также чисто роговообманковые габбро-диориты и габбро, дающие разновидности, близкие горнлендитам. Изредка наблюдаются разновидности среднего состава-пироксен-роговообманковые или роговообманковые диориты, а в интрузии на р. Си - кварцевые пироксен-роговообманковые диориты. Некоторое распространение имеют пироксеновые габбро-диориты и габбро (интрузии по р. Сагди-Бюса, на высоте 815,00, по рр. Солотон-ключ и Сидими). Образованы

роговообманковых габбро-диоритов и габбро обуславливается тем, что роговая обманка в этих породах реакционно развивается по пироксену, образуя вокруг его зерен глаукохристаллические скопления и кельфитовые каймы, причем вместе с роговой обманкой обычно образуется некоторое количество реакционного биотита.

Габбро-диориты и габбро богаты акцессорными минералами: often составляет в некоторых разновидностях до 3-5%, обычно встречаются ильменит, ортит, гранат. Для габбро-диоритов и габбро характерен также пирит, образующий в них многочисленные мелкие гнезда.

Катаклаз, присутствующий большей части габбро-диоритов и габбро, как правило, сопровождался интенсивной перекристаллизацией и приводил либо к образованию "очковых" алфиболитов, амфиболитизированных пластокатаклазитов и пластоамфиболитов, либо к образованию актинолитовых и эпидио-альбит-актинолитовых сланцев. Реликты первоначальной породы в амфиболитах и сланцах чаще всего представлены округлыми порфирокластами сосеритизированного плагиоклаза, остатками зерен пироксена или обломками гипидиоморфнозернистой роговообманково-плагиоклазовой породы. Очень часто встречаются скопления мельчайших обломков раздробленных зерен слана, вытянутого параллельно сланцеватости породы.

В некоторых катаклазитах отмечены черты повторного катаклаза и брекчирования - порода разбита на отдельные обломки, нередко округлых форм, появляются "очковые" порфирокласты сноповидных агрегатов актинолита и сильно раздробленные зерна эпидиота.

Гранодиориты, монцитит-гранодиориты и кварцевые диориты (р. С. С.). Многочисленные интрузии этих пород приурочены к двум сериям разрывов северо-восточного простирания, одна из которых проходит от верховьев р. Немты по р. Жугда и далее к северо-востоку, за прехомы листа, другая протягивается от верховьев р. Левые Дюки до р. Правые Дюки. Гранодиориты наблюдаются также в верховьях кл. Смучей по левобережью р. Хор. Здесь они входят в состав очень крупного массива гранитондов, который представлен на площади листа очень большой своей частью. Отмечено, что интрузии гранодиоритов прорывают отложения ларгасинской св. и секут интрузии габбро-диоритов и габбро. Данных о прорывании интрузиями этой фазы пород свиты кондаха не имеется, но не отмечено также и присутствия гальки интрузивных пород этой фазы в конгломератах свиты кондаха.

Абсолютный возраст гранодиоритов 70 млн. лет (один анализ).

Из массивов, сложенных гранодиоритами, монцитит-гранодиоритами, кварцевыми диоритами на территории листа наиболее крупным является вытянутый в северо-восточном направлении массив, прослеживавшийся от подораздела рр. Ку и Сагды-Биса до среднего течения кл. Джаза. В длину массив протягивается на 22 км, ширина его 1-2 км, в самом широком месте 3-4 км. Площадь массива около 50 км<sup>2</sup>. Массив приурочен к крупному разрыву, следяжки по которому возобновлялись и после его внедрения, вследствие чего вдоль его западного контакта массива породы в широкой зоне подвержены значительному катаклизму. Проявления последнего со-

лабават в его северо-восточной части.

Описываемый массив сложен в основном монцитит-гранодиоритами, но некоторые разновидности в его составе приближаются к нормальным кварцевым диоритам и гранодиоритам.

Вмещающими массив породы являются песчано-глинистые отложения хунгарийской свиты. Они интенсивно ороговикованы в очень широкой зоне (от 1,5 до 4 км). Ороговикование одинаково интенсивно у любого из контактов массива.

Второй по величине массив располагается в верховьях рр. Левые Дюки и Амхалгахан, протягиваясь в северо-восточном направлении на расстоянии 10 км, или несколько далее, так как его юго-западная и северо-восточная части скрыты покровами базальтов. Площадь массива около 25 км<sup>2</sup>. Ширина массива не превышает 3 км.

Массив сложен порфировидными кварцевыми диоритами.

Подчиненное значение имеют гранодиориты и монцитит-гранодиориты.

Вмещающими массив породами являются эффузивно-осадочные отложения ларгасинской (?) серии и песчано-сланцевые отложения хунгарийской свиты. Около контакта эффузивные породы переходят в зеленосланцевые породы или вторичные кварциты, а осадочные породы биогитизированы.

Третьим по величине является массив, расположенный в верховьях р. Сагды-Биса. При ширине, не превышающей 2,5 км он протягивается в северо-восточном направлении на 10 км. Его площадь более 20 км<sup>2</sup>.

Массив приурочен к крупному разлому, проходящему через всю юго-восточную часть территории листа. Вдоль юго-восточ-

ного контакта породы массива сильно катаклазированы. Вертикально падающая линейность пород приводит к заклиниванию, что этот массив представляет собой кругопадающую трещинную интрузию. В составе пород преобладают гранодиориты, в меньшей степени представлены кварцевые диориты.

Кроме этих трех наиболее крупных массивов, на территории листа известно еще 26 более мелких тел, сложенных гранодиоритами, кварцевыми диоритами и реже монцитит-гранодиоритами, а также многочисленные дайки этих пород. Размер площади этих мелких тел колеблется от 0,5 км<sup>2</sup> до 10 км<sup>2</sup>. Все они расположены в виде цепочек вдоль разрывов, к которым приурочены уже описанные более крупные массивы. Большинство их в той или иной степени катаклазировано.

Среди разновидностей интрузивных пород выделяемой фазы наиболее широко и постоянно представлены гранодиориты. Минералогический состав породобразующих минералов гранодиоритов следующий: кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, обыкновенная роговая обманка и биотит.

При микроскопическом изучении гранодиориты обнаруживают гипидиоморфнозернистую, иногда порфирированную структуру. Их количественный минералогический состав колеблется в следующих пределах: кварц 17-22%, плагиоклаз 40-50%, калиевый полевой шпат 8-15%, роговая обманка 10-20%, биотит 5-15%. Плагиоклаз в большинстве случаев относится к андизин-олигоклазу, реже к олигоклаз-андезину и андезину (в центральной части зерен с зонарным строением).

Монцитит-гранодиориты от гранодиоритов отличаются только количественным минералогическим составом и более основным

составом плагиоклаза. Как правило, они содержат кварца 15-20%, плагиоклаза 25-40%, калиевого полевого шпата 15-25%, роговой обманки 12-25%, биотита 5-10%. Плагиоклаз в большинстве случаев представлен андезином, реже лабрадор-андезином.

Кварцевые диориты по своему минералогическому составу отличаются с гранодиоритами последовательные взаимопереходы через промежуточные разновидности. Наиболее часто кварцевые диориты содержат: кварца 10%, плагиоклаза 60%, роговой обманки 25% и биотита 5%, но в переходных к гранодиоритам разновидностях увеличивается содержание кварца и появляется калиевый полевой шпат. Плагиоклаз кварцевых диоритов принадлежит андезину или лабрадор-андезину.

В шлихах тяжелой фракции из протоколек гранодиоритов, монцитит-гранодиоритов и кварцевых диоритов постоянно содержатся разнообразные акцессорные и некоторые рудные минералы. Наиболее обильно содержание магнетита, апатита и сфена. В меньших количествах встречаются хальситерит, гранат, циркон, пирит, га-ленит, ортит, монацит, оранжит.

Автометаморфические и вторичные изменения одинаково характерны для всех разновидностей гранодиоритов, монцитит-гранодиоритов, кварцевых диоритов. Из полевых шпатов калиевый полевой шпат изменен весьма незначительно, а плагиоклаз нередко альбитизируется, серицитизируется или сосеритизируется. Биотит и роговая обманка, как правило, частично переходят в хлорит, образующие псевдоморфозы по этим минералам. Реже по роговой обманке наблюдается образование актинолита. В трещинах и кавернах пород выделяются кварц, хлорит, эпидот, альбит.

ва в актинолитовые сланцы или вторичные кварциты. В более удаленных от интрузии участках вмещающих пород контактовый метаморфизм в терригенных отложениях выражается биотитизацией, серицитизацией и окварцеванием, а в вулканогенных отложениях - частичной эпидотизацией и актинолитизацией. Ортогидротермальные и гидротермального метаморфизма вокруг интрузий и даек весьма широки. В некоторых участках роговики развиты в 1,5-2 км приконтактной зоне, а гидротермально измененные породы встречаются на еще более значительном удалении от интрузий.

Биотитовые граниты ( $\gamma$   $C_{21}$ ). Среди интрузивных пород верхнемелового интрузивного комплекса биотитовые граниты распространены наиболее широко. Они сложены обширным массивом в междуречье Золотой ключ, Си и Мухен, все гранитные интрузии, пророченные к зоне дробления вдоль р.Хор, находясь в пределах района части интрузии в верховьях р.Немпу и некоторые интрузии по рр.Мухен, Альчи, Ку и Иней. Биотитовые граниты прорывают все верхнемеловые образования, включая отложения свиты кондаха. В биотитовых гранитах нередко содержится порфировидные угловатые ксенолиты и шпильки состава кварцевого диорита и гранодиорита. В некоторых участках наблюдались также насыщенные гранодиорит маломощные жилы мелкозернистого биотитового гранита. Эти факты указывают, что граниты являются, по-видимому, более молодыми породами, чем гранодиориты, и секут их.

Самый крупный массив биотитовых гранитов занимает все междуречье нижнего течения р.Золотой Ключ и верховьев рр.Си и Мухен. Он вытянут в северо-восточном направлении и

В наиболее интенсивно катаклазированных разновидностях гранодиоритов, монцитит-гранодиоритов и кварцевых диоритов образуются видные под микроскопом порфироластические гнейсовидные структуры. При этом обычно наблюдается, что роговая обманка переходит в актинолит, калиевый полевой шпат (микроклин) приобретает видную "решетчатую" структуру, биотит и кварц подвергаются областезу, а плагиоклазы, как наиболее стойкий при динамометаморфизме минерал, остается в виде крупных округлых порфироластов, в которых можно видеть двойниковые структуры, дугообразно изогнутые под действием давления.

С интрузивными гранодиоритами, монцитит-гранодиоритами и кварцевых диоритов связаны многочисленные дайки и жилы гранодиорит-порфиров, диорит-порфиров и спессартитов. Особенно широко они распространены в районе г.Амхалга и р.Правые Ишки. Большое количество даек приурочено к разломам, проходящим вдоль западных границ интрузий гранитов в междуречье Хоменту, Немпу и Си. Дайки и жилы кварцевых диорит-порфиров и кварцевых спессартитов развиты также вдоль крупного разлома в верховьях р.Ку и в зоне дробления вдоль р.Хор по ее правобережью выше р.Джаза.

Интрузии и дайки фазы гранодиоритов оказывают интенсивное метаморфическое воздействие на вмещающие породы. Вблизи интрузий возникают породы, характеризующиеся наиболее интенсивным контактовым метаморфизмом. Глинистые сланцы переходят в кордиеритовые и угловатые сланцы, песчаники - в биотит-кварцевые и двуслюдяно-кварцевые сланцы, габбро и диориты предшествующих фаз верхнемелового комплекса - в эпидот-актинолитовые породы, эффузивные породы среднего состава

имеет длину около 35 км, причем его северная часть перекрыта покровами базальтов. Ширина массива колеблется от 6 до 12 км.

Породы, которые вмещают интрузии гранитов, относятся к джаурской и хунгарийской свитам, а также к вулканогенно-осадочным образованиям ларгасинской (?) серии и залегающим среди них габбро и габбро-диоритам, которые внедрились в более ранние фазы магматической деятельности верхнего мела.

Форма этой крупной интрузии биотитовых гранитов представляется в виде однобокого наклонитоподного плитообразного тела, которое полого падает к своему западному контакту, где размещаются его крутонадающие корни, приуроченные к зоне разрывов. Постаментом этой плитообразной интрузии служили интенсивно дислоцированные структуры триасово-юрских отложений, кровлей — более спокойно дислоцированные вулканогенно-осадочные отложения ларгасинской (?) серии верхнего мела. Фрагменты эффузивно-осадочной кровли сохранились в северной части интрузии. В южной ее части в гранитах отмечаются многочисленные угловатые ксенолиты эффузивных пород.

Абсолютный возраст гранитов этого массива 75 млн. лет (один анализ).

Интрузии биотитовых гранитов в зоне дробления вдоль р. Хор очень многочисленны. Здесь вдоль правобережья р. Хор располагается одна более крупная интрузия с выходами площадью около 50 км<sup>2</sup> (в районе хребта Иней и Дваса), несколько мелких интрузий с выходами площадью от 1 до 10 км<sup>2</sup>, большое количество еще более мелких интрузий и множество гра-

нитных жил, густо инфильтрирующих вмещающие породы с образованием мигматитов.

Все интрузии биотитовых гранитов, расположенные в зоне дробления вдоль р. Хор, относятся к трещинному типу. Их постоянно присутствующие структурные элементы — полосчатость, гнейсовидность, залегание жил, направление катаклизма — совпадают с общим положением зоны дробления вдоль р. Хор, сопряженные разломы которой круто падают в восток-юго-восточном направлении.

Породами, вмещающими интрузии и жилы гранитов, здесь послужили кремнистые отложения джаурской свиты и крупные интрузии габбро- и габбро-диоритов, которые внедрились в одну из предшествующих фаз магматической деятельности верхнего мела.

Вмещающие породы, особенно габбро и габбро-диориты, на значительной площади инфильтрованы согласными жилами биотитовых гранитов. Эти жилы мощностью от 5 см до 1 м настолько густо пронизывают породу, что образуют мигматиты типа *bit rag bit*, причем в случае возникновения резких кон-

тактов жил образуются артериты, а в случае возникновения расплывчатых контактированных контактов — небулиты. Жилы биотитового гранита составляют до 75% этих пород. Вмещающие породы в них сохраняются в виде маломощных пласточек разных тел (от 10 до 50 см), заключенных между смежными жилами гранитов. Слагающие их породы сильно переработаны габбро и габбро-диоритами переходят в амфиболиты, кремнистые сланцы — в кварциты или кварц-слюдистые сланцы.

Все биотитовые граниты в зоне дробления вдоль р. Хор

интенсивно катаклазированы и миконитизированы. В большей своей части они превращены в blastskataclasticheskie породы, и только в крайней западной части наиболее крупной интрузии в районе кл. Длаза сохранились биотитовые граниты, почти не затронутые дроблением. Благодаря такому интенсивному катаклазу биотитовые граниты, развитые в зоне дробления вдоль р. Хор, коррелируются с биотитовыми гранитами других интрузий, не затронутых катаклазом, только по сопоставлению данных химического анализа, тяжелой фракции, а также по сравнительному изучению последовательного ряда шлифов, значительного все более сильные степени катаклаза.

Абсолютный возраст биотитовых гранитов, развитых в зоне дробления вдоль р. Хор, колеблется от 85 до 65 млн. лет (шесть анализов).

На территории листа известно еще несколько интрузий биотитовых гранитов: в устье р. Пунчи, в верховьях рр. Му-хен и Альчи, в истоках кл. Иней и по левобережью р. Кабу-ли.

Граниты описываемой фазы по своему минералогическому составу принадлежат мезократовым и меланократовым биотитовым существенно плагиоклазовым гранитам. При микроскопическом изучении эти биотитовые граниты обнаруживают типичную гранитную структуру и оледущий количественный минералогический состав породобразующих минералов:

кварц 25-35%, плагиоклаз 35-55%, калиевый полевой шпат 10-30%, биотит 15-25%. Крайней разновидностью ряда плагиоклазовых гранитов являются породы, приближающиеся к меланоклазовым гранитам являются породы, приближающиеся к

меланократовым биотитовым гранодиоритам и состоящие из 25% кварца, 40% плагиоклаза, 10% калиевого полевого шпата и 25% биотита.

Распространены также мусковитизированные биотитовые граниты. При микроскопическом изучении в них наблюдается серицитизация и мусковитизация плагиоклаза, замещение мусковитом биотита и выполнение трещин и каверн породы кварц-мусковитовыми агрегатами. По своему количественному минералогическому составу мусковитизированные граниты характеризуются следующими соотношениями породобразующих минералов: кварц-25-40%, плагиоклаз 20-40%, калиевый полевой шпат 15-25%, мусковит 10-30%, биотит 0-10%. Наибольшее количество мусковита присутствует в кордиритсодержащих гранитах. В них мусковит образуется в виде тонкочешуйчатых псевдоморфов по крупным оплавленным ксеногенным зернам кордирита, которые сохранились после переработки расплавом ксенолитов вмещающих пород.

Свойства породобразующих минералов во всех разновидностях биотитовых гранитов, как правило, одинаковы. Наиболее характерны для них биотиты с резким и сильным плеохроизмом от бесцветного до красновато-коричневого, плагиоклаз ряда олигоклаза и альбит-олигоклаза с тонким полисинтетическим двойникованием по альбитовому закону и калиевый полевой шпат, содержащий обильные пертитовые вкрапления.

Среди аксессуарных минералов, которые изучены в шлифах и протолочках из различных разновидностей биотитовых гранитов и их катаклазитов, наиболее характерны монацит, апатит циркон, магнетит, ильменит, ксеноген, сфен, гранат, ортит. В протолочках гранитов среди тяжелой фракции отме-

чается также постоянное содержание некоторых рудных минералов: пирита, касситерита, галенита, молибденита.

При интенсивном дроблении биотитовые граниты превращаются в blastsкатаклазиты и blastsомилониты. Породы эти обычно имеют либо порфирокластическую структуру с blastsомилонитовой структурой цементирующей массы, либо гнейсовидную или свилеватую blastsомилонитовую структуру. Порфирокласты катаклазитов и милонитов, как показывает микроскопическое изучение, принадлежат полевым шпатам. Порфирокласты плагиоклаза имеют форму удлиненных обломков с обколотыми крошками. Двойниковые структуры обычно обнаруживают дугообразную изогнутость, возникающую вследствие изгиба зерен. Порфирокласты калиевого полевого шпата представлены крупными (до 1 см в поперечнике) округлыми зернами с обколотой крошкой и многочисленными разрывами, выполненными кварцем. В большинстве катаклазитов у калиевого полевого шпата появляется прекрасно выраженная "решетчатая" структура угасания микроклина.

Цементирующая масса катаклазитов гранита состоит из мельчайших обломков полевых шпатов и кварца, чешуек биотита и темного пелитоморфного вещества. В большинстве пород цементирующая масса перекристаллизована и облитирована. Образуются гранолепидобластовые мелкокристаллические, очень плотные структуры, сложенные кварцем и биотитом. Сланцеватые массы "зубчатых" зерен кварца и листоватых чешуй биотита как бы обтекают находящиеся среди них порфирокласты полевых шпатов, корродируя периферическую часть их зерен. Нередко количество биотита значительно увеличивается и он

составляет от 30% до 50% породы, что связано, по-видимому, с деятельностью постмагматических растворов. Асхестовых и порфировидных диасхестовых жильных пород, связанных с биотитовыми гранитами, на территории листа неизвестно. Наблюдается только аплитовые жилки и гнезда, приконтактные жилы и апофизы мелкозернистых гранитов, секущие интрузивные породы предшествующих фаз, а также уже рассмотренные многочисленные последние жилы, образующие мигматиты вдоль правобережья р. Хор.

Контактово-метаморфическое воздействие биотитовых гранитов выражено сильнее, чем воздействие интрузивных пород всех других фаз верхнемелового магматизма. Контактово-метаморфические породы вокруг интрузий биотитовых гранитов распространены очень широко в зоне шириной от 1 до 5 км и представлены большим числом разновидностей, что связано с разнообразным литологическим составом вмещающих пород и различной степенью термального и гидротермального воздействия. Среди контактово-метаморфических пород выделяются биотитизированные глинистые сланцы и песчаники, двуслюдяные и кварц-биотитовые сланцеватые роговики, "узловатые" сланцы, кордиеритовые роговики, кварцитовидные и актинолитовые породы.

Биотитизированные глинистые сланцы и песчаники - породы слабой степени метаморфизма. Они возникают при биотитизации пелитового материала глинистых сланцев и песчаников с глинистым цементом.

Двуслюдяные сланцеватые роговики характеризуются разлитием, наряду с биотитом, также и мусковита, который сла-

гает отдельные, видимые под микроскопом участки пород, имеющие облик неравномерно распределенных "пятен".

"Узловатые" сланцы образуются за счет сильного метаморфизма глинистых сланцев. Для них типично присутствие среди лепидобластических плотных масс следы мелких порфиробластов кордиерита, псевдоморфно замещенного мусковитоподобными следами (гигантолитом).

Кварц-биотитовые сланцеватые роговики знаменуют собой наиболее сильную степень метаморфизма песчаников. Песчаники перекристаллизовываются, образуя гранолепидобластические породы кварц-биотитового состава. Сохраняют свой первоначальную форму только зерна более устойчивых полевых шпатов.

Кордиеритовые роговики представляют собой крайнюю степень перекристаллизации глинистых сланцев. Они образованы крупными, плотно сросшимися идиобластами кордиерита, который сильно загрязнен тонкораспыленным рудным веществом, черными биотита и мелкими зернами кварца, сохраняющими свою послерудную концентрацию, что является реликтовым выражением осадочной структуры.

Кварцитовидные породы образуются при перекристаллизации кремнистых сланцев. Под микроскопом они имеют мозаичную гранобластовую структуру и сложены кварцем с небольшой примесью слюд.

Актинолитовые породы образуются за счет палеогенных эффузивов среднего и основного состава. Для них характерны нематобластовые структуры, связанные с развитием актинолита и биотита. Участками в породах сохраняются реликты первоначальных порфировых и микролитовых структур эф-

фузива.

Аляски́товые граниты ( $\gamma_c C_2^e$ ) аляски́товые гранит-порфи́ры и кварцевые порфи́ры ( $\gamma_c C_2^e$ ). Наиболее крупными интрузиями этой фазы являются: интрузия в нижнем течении кл. Джаза, интрузия в верхнем течении кл. Джаза, интрузия в среднем течении р. Си, и интрузия в верховьях р. Хоменгу, большая часть которой размещается за южной рамкой листа. Кроме этих интрузий, на территории листа известно более десятка мелких гипабиссальных интрузий, сложенных порфировыми аналогами аляски́товых гранитов.

Интрузия в нижнем течении кл. Джаза имеет площадь около 60 км<sup>2</sup>. Вмещающими породами для нее послужили осадочные и вулканогенные породы верхней перми, джаурской свиты и ларгасинской серии, а также гранодиориты и биотитовые граниты. Своим восточным контактом интрузия заходит в пределы зоны дробления, протягивающейся вдоль р. Хор, но тем не менее, аляски́товые граниты не несут никаких следов катаклаза, хотя биотитовые граниты, прорванные в этом участке аляски́товыми гранитами, полностью передроблены и миконитизированы.

По своей форме интрузия аляски́товых гранитов представляет плитообразное, почти горизонтально лежащее тело, корни которого размещаются вдоль юго-восточного контакта, где аляски́товые граниты прорывают интрузии биотитовых гранитов и образуют большое количество апофиз и жил. Трахитовидность и полосчатость аляски́товых гранитов в этом участке падает на юго-восток под углом 20-35°. В остальных ча-

стях интрузии полосатость либо горизонтальна, либо наклонена под незначительными углами.

Аляскитовые граниты этой интрузии, как правило, порфировидны и имеют хорошо выраженную трахитоидную текстуру, только у юго-восточного контакта интрузии развиты равномерно-зернистые аляскитовые граниты, нередко с пегматитовыми или пегматойдными структурами.

Абсолютный возраст аляскитовых гранитов 50-65 млн. лет (два анализа).

Ороговивкование и контактово-гидротермальные изменения пород, вмещающих интрузию, весьма незначительны.

Интрузия в среднем течении р.Си имеет вытянутую, северо-восточном направлении форму. Ее длина около 20 км, ширина колеблется от 2 до 6 км. Вмещающими породами для интрузии послужили биотитовые граниты, вулканогенные образования ларгасинской (?) серии и мелкие тела габбро и габбро-диоритов. Катаклиз аляскитовых гранитов для интрузии среднего течения р.Си также не характерен, как и для интрузии нижнего течения р.кв.Драза. Только вдоль западного контакта интрузии, где проходит большое количество разрывов, залеченных внедрившимися по ним интрузивными породами, кое-где отмечается слабое брекчирование аляскитовых гранитов, сопровождающееся их пневматолитическим изменением.

По своей форме интрузия среднего течения р.Си представляет собой пологопадающее на запад плитообразное тело, по стаментам которого послужила внедрившаяся ранее интрузия биотитовых гранитов, а кровлей - вулканогенные породы ларгасинской (?) серии, встречающиеся среди аляскитовых гра-

нитов в виде ксенолитов. В крайней западной своей части плитообразное тело падает круто (под углом 50° согласно произведенных замеров полосатости) и здесь, по-видимому, размещаются контролируемые зоной крупных разломов корни интрузии, на что указывает также крутопадающий западный контакт и узкая вытянутая к северо-востоку форма южной части интрузии.

Вдоль западного контакта интрузия среднего течения р.Си сложена микропегматитовыми, нередко мусковитизированными аляскитовыми гранитами. В центральной и восточной частях интрузии распространены порфировидные крупно- и среднезернистые аляскитовые граниты. Ороговивкование и гидротермальный метаморфизм около интрузии среднего течения р.Си выражены довольно слабо.

Интрузии в верховье кл.Драза и в верхнем течении р.Хоменгу имеют меньший размер, но также сложены более или менее равномернозернистыми аляскитовыми гранитами.

Гипабиссальные малые интрузии, внедрившиеся в фазу аляскитовых гранитов, отмечаются в полосе северо-восточного простирания, проходящей от устья р.Си до р.Хажган, где известно шесть небольших выходов аляскитовых гранит-порфиров, и во второй полосе также северо-восточного простирания проходящей от верховьев р.Хоменгу к верховьям р.Альчи, где зафиксировано восемь выходов аляскитовых гранит-порфиров и кварцевых порфиров аляскитового состава.

Наличие в составе пород этих малых интрузий скрипторхристаллических разновидностей указывает на их суб-

вулканический тип.

Количественный минералогический состав породообразующих минералов аляскитовых гранитов одинаков как для полнокристаллических, так и для порфировых скритокристаллических разновидностей: кварц 30-38%, калиевый полевой шпат 40-55%, плагиоклаз 15-25%, биотит 0-3%. Плагиоклаз представлен олигоклазом, реже альбит-олигоклазом и альбитом. Калиевый полевой шпат насыщен пертитовыми вростками.

В порфировидных разновидностях аляскитовых гранитов плагиоклаз присутствует в виде мелких таблитчатых зерен, которые включены в виде пойкилитовых вростков в крупные идиоморфные зерна калиевого полевого шпата, которые достигают 2-3 см в поперечнике. Кварц нередко образует пегматитовые вростки в периферийных частях зерен калиевого полевого шпата, давая графические структуры.

При пневматолитическом автометаморфизме (грейзенизации) образуются мусковитизированные аляскитовые граниты, пронизанные жилками кварца. В небольшом количестве в них присутствует топаз.

В микропегматитовых разновидностях аляскитового гранита графические структуры представлены очень широко. Периферические части зерен плагиоклаза и калиевого полевого шпата насыщены тончайшими пегматитовыми вростками. Нередко вростания настолько тонки, что вокруг зерен полевых шпатов образуются псевдосферолитовые каймы.

Аляскитовые гранит-порфиры характеризуются спародифоровой структурой и микроаплитовой или псевдосферолитовой структурой основной массы. Кварц в этих породах обыч-

но не образует вкрапленников. Порфировые вкрапленники полевых шпатов часто окаймлены перистыми псевдосферолитами.

Кварцевые порфиры состава аляскитовых гранитов отличаются сферолитовыми структурами. Сферолиты имеют идеально круглую форму и значительные размеры (до 0,5 см в поперечнике), что позволяет видеть их невооруженным глазом. По периферии сферолитов иногда образуются каймы псевдосферолитового строения. В большинстве разновидностей кварцевых порфиров не вся основная масса породы раскристаллизовывается в виде сферолитов - нередко можно видеть спорадические сферолиты, заключенные среди плотных микроаплитовых или псевдосферолитовых масс. Вкрапленники кварца в кварцевых порфирах встречаются очень редко.

В составе акцессорных минералов аляскитовых гранитов преобладают магнетит, циркон, апатит, монацит. В меньших количествах присутствуют фергуссонит, ортит и гранат. Полностью отсутствуют также некоторые рудные минералы: пирит, халькопирит, галенит, молибденит.

Контактовый метаморфизм аляскитовых гранитов полностью сходен с контактовым метаморфизмом биотитовых гранитов, но выражен значительно слабее.

Химические анализы гранитоидов различных фаз верхнего лового комплекса показывают, что они имеют различные химический состав.

Гранодиориты и монцонит-гранодиориты принадлежат к недостаточно кислым породам нормального состава и близки к среднему составу гранодиоритов (по Дэли).

Бютигские граниты умеренно кислых пород нормального состава и близки к среднему составу щелочно-земельных гранитов (по Дали), отличаясь, однако, несколько повышенным содержанием щелочной (особенно  $K_2O$ ) и феррический составной части.

Аляскинские граниты принадлежат к породам, сильно пересыщенным кремнекислотой и ближе всего сходны со средним составом щелочных гранитов (по Дали).

В табл.2 приводятся химические анализы верхнемеловых гранитов.

Таблица 2

| $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | $FeO$ | $MnO$ | $MgO$ | $CaO$ | $Na_2O$ | $K_2O$ | $SO_3$ | $P_2O_5$ | $CO_2$ | $H_2O$ |
|---------|---------|-----------|-----------|-------|-------|-------|-------|---------|--------|--------|----------|--------|--------|
|---------|---------|-----------|-----------|-------|-------|-------|-------|---------|--------|--------|----------|--------|--------|

|                      |       |      |       |      |      |      |      |      |      |      |      |      |        |
|----------------------|-------|------|-------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|--------|
| Мончонг-Гранитно-пнт | 61,93 | 0,70 | 16,79 | 2,10 | 3,40 | 0,15 | 3,00 | 4,78 | 1,91 | 2,86 | 0,00 | 0,24 | - 1,70 |
| Бютиг-ВНГ ГРА-       | 67,63 | 0,72 | 16,22 | 0,22 | 4,20 | 0,07 | 1,92 | 1,38 | 2,48 | 3,22 | 0,00 | 0,15 | 0,25   |
| Бютиг-ВНГ ГРА-       | 72,75 | 0,39 | 14,73 | 0,28 | 2,40 | 0,04 | 0,70 | 0,95 | 3,14 | 3,41 | 0,00 | 0,09 | 0,50   |
| Бютиг-ВНГ ГРА-       | 68,52 | 0,68 | 16,13 | 0,58 | 3,41 | 0,12 | 2,00 | 1,54 | 2,75 | 2,23 | 0,00 | 0,11 | - 1,68 |
| Аляскин-ВНГ ГРА-     | 74,82 | 0,10 | 14,00 | 0,31 | 1,57 | 0,04 | 0,31 | 0,53 | 3,44 | 3,99 | 0,00 | 0,08 | - 0,62 |
| Аляскин-ВНГ ГРА-     | 76,24 | 0,20 | 13,94 | 0,50 | 0,78 | 0,02 | 0,15 | 0,49 | 2,74 | 4,00 | 0,00 | 0,01 | 0,20   |
| Аляскин-ВНГ ГРА-     | 76,39 | 0,10 | 13,61 | 0,29 | 0,99 | 0,01 | 0,12 | 0,19 | 2,84 | 4,01 | 0,00 | 0,40 | 0,60   |

## ПАЛЕОГЕНОВЫЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

Палеогеновый интрузивный комплекс на территории листа представлен небольшими интрузиями кварцевых монцитит-диоритов, пироксен-биотитовых диоритов и баркевикитовых диоритов. Выделение в этом комплексе особой группы баркевикитовых диоритов, возраст которых точно не известен, определялось в основном их резким петрологическим отличием от кварцевых монцитит-диоритов и пироксен-биотитовых диоритов, а также их обособленным пространственным расположением.

Зональные кварцевые монцитит-диориты и пироксен-биотитовые диориты ( $\sqrt{\frac{1}{2}} P_2$ ). Кварцевыми монцитит-диоритами сложена интрузия горы Тигровый Дом. Эта интрузия прорывает эоценовые трахиандезиты. В плане она имеет изометричную округлую форму. В центральной части интрузии развиты кварцевые биотит-пироксеновые монцитит-диориты и кварцевые биотит-пироксеновые диориты, по периферии интрузии распространены порфировидные и порфировые разновидности этих пород.

Контакты интрузии с вмещающими трахиандезитами в некоторых местах резкие, с видимыми жилами и апофизмами, в других участках с незаметным постепенным переходом от полнокристаллических пород - кварцевых монцитит-диорит-порфиров, к неполнокристаллическим эффузивным породам-трахиандезитам.

Абсолютный возраст кварцевых монцитит-диоритов интрузии горы Тигровый Дом 40 млн. лет, что указывает на верхнеэоценовое время (один анализ; сделан в Лаборатории определения абсолютного возраста, ВСЕГЕИ).

Вокруг интрузии горы Тигровый Дом в бассейне рр. Садои

и Нельты среди поля распространения трахиандезитов зафиксировано несколько мелких интрузивных тел, сложенных пироксен-биотитовыми диоритами и кварцевыми пироксен-биотитовыми диоритами.

Кварцевые монцитит-диориты и пироксен-биотитовые диориты обнаруживают качественное минералогическое сходство и через промежуточные разновидности тесно связаны друг с другом.

Количественный минералогический состав кварцевых монцитит-диоритов характеризуется следующими взаимоотношениями породообразующих минералов: плагиоклаз 40-50%, калиевый полевой шпат 20-30%, кварц 10-15%, моноклиновый пироксен 3-7%, биотит 8-12%. Плагиоклаз отличается тонким зональным строением. В ядре он принадлежит андезину или лабрадор-андезину, в краевых зонах альбит-олигоклазу или альбиту. Очень специфичен в кварцевых монцитит-диоритах биотит. Для него характерен плексуранизм в темных багряно-красных тонах, отсутствие спатигизации и длинные вросстки рудного минерала. Такой же биотит встречается в эоценовых трахиандезитах.

Количественный минералогический состав пироксен-биотитовых диоритов характеризуется следующими взаимоотношениями породообразующих минералов: плагиоклаз 50-60%, калиевый полевой шпат 5-10%, моноклиновый пироксен 0,20%, биотит 10-25%. В разновидностях, переходных к кварцевым монцитит-диоритам, появляется кварц и увеличивается содержание калиевого полевого шпата. Плагиоклаз пироксен-биотитовых диоритов имеет тонкое зональное строение. В ядре зерен плагиоклаза представлен андезин-лабрадором или лабрадор-андезином, в краевых зо-

нах - олигоклазом или андезин-олигоклазом. Биотит пироксен-биотитовых диоритов по своим свойствам сходен с биотитом кварцевых монцонит-диоритов.

По химическому составу монцонит-диориты и пироксен-биотитовые диориты относятся к сиенит-диоритам по Дэли и характеризуются повышенным содержанием щелочей. Их химический состав сходен с трахи-андезитами (см. табл. I).

Баркевикитовые диориты ( $\delta P_2$ ) содержат две небольшие интрузии (возможно дайки), находящиеся в пределах зоны дробления вдоль р.Хор, в юго-восточном углу территории листа (в устье кл.Гобеленку и в верховьях ключа - притока р.Ку). Интрузии баркевикитовых диоритов прорывают катаклизиты и микрониты габбро, габброидиоритов и биотитовых гранитов, но сами не несут никаких следов дробления. Они содержат большое количество ксенолитов, представленных катаклизитами биотитовых гранитов или ортоамфиболитами.

Минералогический состав баркевикитовых диоритов несложен: плагиоклаз 60-70%, роговая обманка 30-35%, рудный минерал 2,5%. Плагиоклаз образует мелкие правильные лейсты и имеет зональную структуру. В ядре зерен он принадлежит лабрадор-андезину, в краевых зонах - андезин-олигоклазу. Роговая обманка образует крупные ксеноморфные зерна. Она обладает характерным плеохроизмом в желтово-коричневых тонах и имеет угол оптических осей  $35^\circ$ , что определяет ее как разновидность баркевикита.

Баркевикитовые диориты имеют характерные особенности структуры - зерна баркевикита наполнены мелкими пойкилитовыми вростками плагиоклаза, приобретаая "скелетную" форму,

что указывает на обратный порядок кристаллизации, т.е. сначала плагиоклаз, затем роговая обманка.

## Т Е К Т О Н И К А

Территория листа представляет собой область сочетания складчатых структур Сихотэ-Алиня со Средне-Амурской депрессией. В юго-восточной части листа распространены складчатые структуры пермских и мезозойских эффузивно-осадочных образований. Северо-западная часть его (окраина Средне-Амурской депрессии) представляет собой слабо всхолмленную равнину, сложенную горизонтально лежащими или пологоскладчатыми кайнозойскими отложениями. Вдоль границ депрессии развиты мощные покровы плиоцен-нижнечетвертичных безызлов, занимающих всю центральную и северо-восточную части территории листа.

Среди пермско-мезозойских отложений выделяется несколько крупных линейно-вытянутых антиклинальных и синклиналиных складок северо-северо-восточного простирания. Следуя с юго-востока на северо-запад, здесь четко проявляются следующие складки. Вдоль долины р.Хор от устья р.Ку до устья р.Чуи прослеживается крупная антиклиналь. В ядре этой антиклинали обнажаются образования верхней перми, заключенные в тектоническом клине между двумя крупными разрывами, один из которых протягивается вдоль р.Хор, другой - вдоль р.Кабули. По этим разрывам породы хунгерийской свиты, слогающие восточное крыло антиклинали, на всем ее протяжении имеют тектонический контакт с верхнепермскими отложениями и слогающими западное крыло образованиями джаурской свиты.

В сводовой части антиклинали протягиваются разрывные дислокации, которые группируются в крупную линейно-вытянутую зону дробления и смятия, имевшую характер долго развивающегося глубинного разлома (по Н.А.Белневскому, центральный шов Сихотэ-Алиня). Эта зона состоит из многочисленных сопряженных друг с другом разрывов северо-северо-восточного направления, в районе развития которых все осадочные породы расчленены и брекчированы, а все интрузивные породы интенсивно огнейсованы, катаклазированы и милонитизированы. Видимая ширина этой зоны колеблется от 5 до 9 км. Падение гнейсовидности катаклазитов и милонитов, развитых в пределах зоны всегда направлено на юго-восток  $110-140^\circ$  и имеет крутые углы от  $60$  до  $90^\circ$ .

С крупными разрывами, приуроченными к зоне дробления и смятия, связаны многочисленные трещинные интрузии. Наиболее широко представлены интрузии габбро-диоритов и габбро, а также более поздние интрузии биотитовых гранитов. Они протягиваются в виде непрерывной полосы шириной 3-5 км вдоль восточной части зоны от р.Ку и кл.Дэза на расстоянии около 30 км. Наряду с крупными телами биотитовых гранитов пронизывают все вмещающие породы тонкими полойными жилами, образующими породы типа мигматитов *Lit-par-git*

К северо-западу от описанной антиклинали, протягивающейся вдоль р.Хор, расположена крупная синклинальная складка

Г/ Развитие в пределах зоны аляскитовые граниты, принадлежавшие заключительной фазе верхнемелового интрузивного комплекса и баркевикитовые диориты, относящиеся, по-видимому, к палеогену, как правило, не катаклазированы.

ка, ось которой проходит в среднем течении рр.Ку, Сагда-Биоса и Джугда. В ядре этой синклинали залегают мощные отложения хунгарийской свиты, выходящие в ее юго-западной части в виде полосы шириной 15-18 км. В верховьях кл.Дэза в виде узкой полосы, приуроченной к осевой линии синклинали, появляются отложения джаурской свиты, что указывает на наличие антиклинального перегиба в ее ширине. Далее к северу в бассейне р.Джугда отложения джаурской свиты значительно расширяются, что связано, по-видимому, с общим воздыманием синклинали.

Помимо описанного антиклинального перегиба синклиналь осложнена многочисленными складками более низких порядков (особенно в среднем течении р.Ку). Крылья этих складок падают в юго-восточном и северо-западном направлениях и имеют крутые углы падения от  $50$  до  $80^\circ$ . Шарпирь складок резко ундуируют, в связи с чем породы местами имеют пологое падение в восточном и западном направлениях. На северо-востоке синклинали широко развиты верхнемеловые образования ларгасинской (?) серии и свиты кондаха, залегающие с резким угловым несогласием на породах джаурской и хунгарийской свит. Породы ларгасинской (?) серии и свиты кондаха собраны в четыре синклинали и в общем дислоцированы значительно слабее пород хунгарийской и джаурской свит. Углы падения этих пород обычно колеблются от  $20$  до  $40^\circ$  и нигде не превышают  $60^\circ$ . Между отложениями ларгасинской (?) серии и отложениями свиты кондаха также отмечается значительное угловое несогласие.

Строение синклинали условно серией разрывных дислокаций северо-северо-восточного простирания, которые пред-

ось которой протягивается в верховьях р. Хоменту, у устья р. Золотой Ключ и далее по р. Мухен. Вкрест простирания синклиналь полностью прослеживается только в междуречье Хоменту и Немпту — в остальных частях как к северо-востоку, так и к юго-западу от этого участка она прорвана крупными интрузиями. В междуречье Хоменту и Немпту в ядре синклинали лежат отложения хунгарийской свиты. Углы падения крыльев синклинали 60-70°. Наблюдается многочисленные мелкие складки, также отличающиеся крутыми углами падения. Иногда эти складки изоклинальны.

Во многих местах этой синклинали в ее осевой части и на северо-западном крыле появляются туфо-эффузивные образования латгесинской (?) серии, сложенные в небольшие верхне-меловые синклинальные складки с углами падения крыльев, не превышающими 50°.

Вдоль своего северо-западного крыла описываемая синклиналь разбита серией ветвящихся разломов, которые протягиваются в северо-восточном направлении. Эти разломы хорошо прослеживаются в междуречье Хоменту-Немпту-Си. По ним наблюдались значительные смещения слоев, мощные зоны брекчий, зеркала скольжения и катаклизма. Вдоль разломов внедрились мелкие тела основных и ультраосновных пород, крупные интрузии биотитовых и аляскитовых гранитов и многочисленные дайки гранодиорит-порфиров.

К северо-востоку от р. Немпту синклиналь прорвана крупными метаморфическими интрузиями биотитовых и аляскитовых гранитов.

Описанная синклиналь на северо-западе сопряжена с анти-

ставляет собой ветвящиеся крутопадающие разломы значительного протяжения. Наиболее развитыми и выдержанными являются три крупных разлома. Первый протягивается от верховий р. Золотой Ключ через верховья рр. Ку и Сагды-Биоса до р. Джугда и далее, уходя за пределы территории листа. Второй протягивается от верховьев кл. Загеджного через среднее течение рр. Ку, Сагды-Биоса и Дзава, до р. Джугда, где смыкается с первым. Третий разлом прослеживается восточнее двух первых и в верховьях кл. Иней примыкает ко второму. Три этих разлома сопровождаются многочисленными мелкими разрывами, большая часть которых находится за пределами масштаба карты. В поле разломы хорошо фиксируются по резкой смене контактирующих пород, по наличию мощных зон брекчирования и катаклизма интрузивных пород и хорошо прослеживаются по аэрофотоснимкам.

К разломам приурочены многочисленные верхнемеловые интрузии, расположенные в виде цепочек, вытянутых также в северо-северо-восточном направлении.

Описанная выше синклиналь к северо-западу сопряжена с антиклиналью, осевая линия которой протягивается через верховья рр. Немпту, Золотой Ключ, Си, Мухен. В ядре этой антиклинали выходят отложения джаурской свиты шириной в 5-7 км. Северо-восточное крыло антиклинали оборвано крупным разломом, к которому приурочены интрузии гранитов. В бассейне верховьев р. Си в пределах антиклинали в некоторых местах установлены разрывы почти широтного простирания. К этим разрывам, вызвавшим подвижки сбросо-сдвигового типа, приурочены мелкие интрузивные тела.

К северо-западу антиклиналь сопряжена с синклиналью,

клиналь, осевая линия которой протягивается от устья р. Хоменгу на юг до устья р. Пунчи на севере. В значительной части антиклиналь перекрыта нижнемеловыми отложениями, лежащими с угловым несогласием на отложениях джаурской свиты, а также отложениями ларгасинской (?) серии, которые перекрывают с угловым несогласием не только отложения джаурской свиты, но и нижнемеловые отложения. Строение антиклинали в ее центральной части усложнено надрывами северо-восточного простирания.

На восточном крыле антиклинали развиты несогласно лежащие отложения ларгасинской (?) серии, сложенные в синклиналь северо-восточного простирания. Эта верхнемеловая синклиналь прослеживается в верховьях рр. Бол. Сидими и Хоменгу, а далее к северо-востоку шарир синклинали воздымается, в результате чего на ее простирании по р. Немпту выходят нижнемеловые отложения, а еще далее отложения джаурской свиты. На р. Си у устья кл. Гранитного синклиналь снова испытывает погружение, и здесь вдоль западной границы крупных интрузий аляскитовых и биотитовых гранитов снова появляются породы ларгасинской (?) серии.

К северо-западу от этой синклинали в полной мере проявляется ядро доверхнемеловой антиклинали, сложенное отложениями джаурской свиты (междуречье Немпту, Си и Пунчи). По рр. Бол. Сидими, Хоменгу и Немпту антиклиналь в своей осевой части перекрыта нижнемеловыми отложениями, образующими не сколько синклинальных складок. К северо-востоку от линии р. Хоменгу - р. Немпту снова появляются отложения джаурской свиты, что связано с проходящими здесь хорошо выраженным да-же в рельефе молодым широтным разломом. Отдельные мелкие

синклинальные складки с ядрами, сложенными нижнемеловыми отложениями, прослеживаются к северо-востоку от линии разлома в междуречье Немпту и Си.

Далее к северо-западу осевая часть антиклинали по линии разрыва резко надрывнута на синклиналь, ядро которой состоит из отложениями нижнего мела и ларгасинской (?) серии. Над-выг хорошо фиксируется по мощным зонам брекчий кремнистых сланцев джаурской свиты. В отличие от разломов, описанных выше, надвыг не контролирует интрузивную деятельность и с ним не связаны дайки и интрузии. Находящаяся на простирании надвыга интрузия биотитовых гранитов в устье р. Пунчи интенсивно катеклазирована, ее восточная часть резко надрывнута на западную.

В опущенном северо-западном крыле надвыга находится синклиналь, в ядре которой выходят отложения ларгасинской (?) серии. К северо-востоку от р. Хоменгу по линии широтного разрыва эти отложения резко сменяются лежащими под ними нижнемеловыми отложениями, которые протягиваются, постепенно выклиниваясь, до верховьев р. Пунчи. Из-под нижнемеловых отложений по кл. Березовому и кл. Банину обнажаются кремнистые сланцы джаурской свиты. К северо-востоку синклиналь снова испытывает погружение и по рр. Мухен и Пунчи из-под покровов базальта обнажается отложения ларгасинской (?) серии. С северо-запада синклиналь ограничена крупным разрывом, который прослеживается от верховьев кл. Буреломного до нижнего течения р. Си. За этим разрывом в верховьях кл. Буреломного прослеживаются выходы нижнемеловых отложений, а по кл. Базовскому, р. Си и в верховьях кл. Березовского - выходы отложений

джаурской свиты. Еще далее к северо-западу наблюдается синклиналь, в ядре которой залегают отложения лартесинской (?) серии, прослеживающиеся по кл. Буреломному, р. Амхалгакан и далее к северу до р. Халгакан.

Все мезозойские отложения, развитые в пределах описываемой крупной антиклинали, испытали интенсивные дислокации. Наиболее сильно дислоцированы породы джаурской свиты. Они сложены в многочисленные мелкие складки, имеющие углы падения  $70-80^\circ$ . Местами наблюдаются изоклинальные складки. Нижнемеловые отложения собраны в многочисленные мелкие складки с углами падения от  $30$  до  $60^\circ$  (в скв. I зарегистрировано падение нижнемеловых отложений под углом  $80^\circ$ .)

В отложениях лартесинской (?) серии также наблюдаются крутые углы падения  $50-50^\circ$  (в устье кл. Отстойного  $70^\circ$ ). Однако мелкой складчатости в этих отложениях не наблюдалось.

На северо-западе района, по границе со Средне-Амурской депрессией, наблюдается еще одна синклиналь. Она фиксируется по выходам отложений хунгарийской свиты в бассейне р. Амхалгакан и по рр. Юшки и Халгакан. К юго-восточному крылу этой синклинали приурочено несколько небольших интрузий, вытянутых в цепочки северо-восточного простирания и связанных, по-видимому, с проходящими здесь разломами. К югу от р. Амхалгакан и к северу от р. Халгакан, синклиналь не прослеживается, уходя под кайнозойские горизонтально лежащие отложения большой мощности (Средне-Амурская депрессия). Очевидно, далее к северо-западу складчатые структуры мезозойских отложений могут наблюдаться в фундаменте при бурении Средне-Амурской депрессии.

В целом пермско-мезозойская структура на территории листа имеет весьма сложный характер, что определяется наличием нескольких фаз складчатости, связанных с ними структурными несогласиями, обилием интрузий верхнемелового возраста, внедрившихся в разные, близкие по времени друг другу фазы, и интенсивными подвижками по многочисленным разрывам.

Соотношение различных осадочных, вулканогенных и интрузивных образований, развитых на территории листа, позволяет выделить следующие наиболее интенсивно проявившиеся этапы формирования современных структур:

1. Нижнемеловой (альбский ?) этап.
2. Верхнемеловой (сеноманский ?) этап. Складкообразовательные движения этого этапа сопровождались внедрением интрузий ранних фаз верхнемелового интрузивного комплекса.
3. Верхнемеловой (датский ?) этап. Складкообразовательным движениям этого этапа сопутствовали наиболее интенсивные подвижки по многочисленным разломам и внедрение больших интрузий гранитоидов верхнемелового комплекса.

К началу третичного периода складкообразовательные процессы на территории листа в основном закончились. Палеогеновые отложения, обнаруженные в рыхлом выполнении Средне-Амурской депрессии (скв. 2), лежат либо горизонтально, либо с небольшими углами наклона (до  $8^\circ$ ). Возможно, что в них развиты пологая складчатость нелинейного типа. Блоковые подвижки по разрывам, приведенные в конце концов к формированию современного горного рельефа, продолжались в третичное, а частично и в четвертичное время. С ними прежде всего связано формирование Средне-Амурской депрессии.

Последняя заложилась в палеоценовое время, к которому относятся ее наиболее древние горизонтально лежащие осадки. Образование депрессии сопровождалось размывом ее складчатого обрамления, что выразилось в накоплении грубообломочных осадков палеоцена и эоцена (конгломератов и песчаников).

Верхнеэоценовое - олигоценовое время отличалось некоторой тектонической активностью, на что указывает наличие в окаймлении депрессии покровов трахиандезитов и мелких интрузивных кварцевых монзонит-диоритов и пироксен-биотитовых диоритов, прорывающих трахиандезиты. Фундамент депрессии в это время погружался неравномерно. В южной части Средне-Амурской депрессии (район слияния рр. Неплугу и Сидими), отличающейся неглубоким залеганием фундамента - 300-400 м, отложения верхнеэоценовых - олигоценовых осадков либо не происходило, либо отложенные осадки были смыты. Здесь прямо на палеоцен-эоценовые отложения с размывом налегают миоценовые глины. В более северных частях депрессии, в районе рр. Амхалга и Инее, где в 15 км от границы депрессии глубина ее фундамента достигает 1500 м, сохранились олигоценовые осадки, известные на территории соседнего листа М-53-XXXIV.

К плиоценовому - нижнечетвертичному времени были приурочены крупные подвижки блокового характера, сохранившие свое выражение в современном рельефе. На интенсивный разрыв, сопровождавший в это время поднятие и расчленение рельефа в области складчатого обрамления депрессии, указывает обширное распространение в депрессии грубообломочных отложений плиоцен-нижнечетвертичного времени.

Наиболее крупный разлом, вдоль которого происходили

плиоцен-четвертичные поднятия складчатого обрамления депрессии, проходит вдоль восточной границы мезозойской зоны дробления и приурочен к долине р. Хор. По этому разлому была приподнята большая часть территории листа, лежащая к западу от р. Хор. В южной части района это поднятие, по-видимому, продолжается до настоящего времени, что подтверждается присутствием цокольных террас, относящихся к верхнечетвертичному и современному периоду, на рр. Суклай, Ку, Неплугу, Золотой Ключ.

Наряду с разрывами меридионального простирания в плиоцен-четвертичное время образовались сбросы широтного простирания. Один из них, наиболее крупный, проходит по рр. Хоменгу и Неплугу, обуславливая на участке от устья р. Хоменгу до устья р. Золотой Ключ их спрямленные, почти сквозные долины. Его северное крыло резко поднято, чем объясняется высокий расчлененный рельеф массива г. Березовой, который господствует над сравнительно пониженными водоразделами, характерными для этой части листа.

С излиянием нижнечетвертичных базальтов активное поднятие территории района не прекратилось. Особенно интенсивно происходило поднятие в его юго-восточной части, где базальты почти полностью смыты и сохранились только неглубокие, подводящие каналы вулканических конусов. Северная часть листа поднималась значительно медленнее и до сих пор перекрыта базальтами. Однако и здесь происходит интенсивный взрез рек бассейна р. Мухен в базальтовых покровах.

## ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Рельеф территории листа представляет собой сочетание горной области, занимающей юго-восточную часть, с низкими предгорьями, которые, понижаясь к северо-западу, постепенно переходят в обширную равнину.

По морфологическим особенностям может быть выделено три типа рельефа: среднегорный крутосклонный, низкогорный сположенный и равнинный. По генетическому признаку среднегорный крутосклонный и низкогорный сположенный рельефы могут быть отнесены к категории эрозионно-тектонических, а равнинный - к категории аккумулятивного рельефа озерно-аллювиального происхождения.

Среднегорный крутосклонный рельеф характеризуется довольно интенсивной расчлененностью. Только развитие широко-делювиальных отложений придает этому рельефу в целом относительно более плавные и сложенные очертания.

Абсолютные высоты среднегорного крутосклонного рельефа достигают 500-1100 м, относительные превышения колеблются от 200 до 500 м.

Для среднегорья характерны крутые хребты с гребневыми водоразделами и отдельными конусообразными вершинами, которые иногда увенчаны денудационными останцами. Склоны водоразделов крутые под 30-45°, в большинстве случаев выпуклые. Обычно склоны расчленены многочисленными петляющими распадками, в нижней части которых наблюдаются пролазательные конуса выноса. Особенно интенсивно расчленены водоразделы, сложенные осадочными породами; водоразделы, сложенные

гранитами и базальтами характеризуются более массивными формами с ровными прямыми склонами и полого-волнистой линей вершины. На многих склонах встречаются эрозионно-денудационные уступы, достигающие 60-80 м высоты и крупнотравяные делювиальные осыпи.

Гидрографическая сеть в области среднегорного рельефа имеет перистый характер, что указывает на ее относительную молодость. Реки бассейна р.Хор, текущие на восток, и реки бассейна р.Немту, текущие на запад, в связи с различием базисов эрозии имеют разное падение и, соответственно, некоторые различия в продольном профиле, который в целом для всех рек является не выработанным.

Поперечный профиль долин имеет в верховьях V-образную, а в среднем и нижнем течении широкообразную форму. Современная аккумуляция в долинах невелика и выражается главным образом в образовании маломощных пойменных отложений.

Высокие террасы крайне редки и встречаются только в южной части района. Их образование относится к верхнечетвертичному и современному периоду. Обычно это - скульптурно-аккумулятивные террасы 8-12 м и 15-20 м уровня с высокими цоколем и маломощным аллювиальным чехлом. Наличие таких террас указывает на продолжающийся взрез рек.

Своим происхождением среднегорный крутосклонный рельеф обязан главным образом новейшим дифференцированным поднятиям, сопровождавшимся интенсивной речной эрозией. Денудационные процессы играли меньшую роль и приводили в основном к сглаживанию резких, крутых элементов рельефа.

Низкогорный сположенный рельеф отличается от среднегорного рельефа более слабой расчлененностью и более мощным

развитием элювиально-делювиальных отложений.

Абсолютные высоты низкогогорного рельефа не превышают 150-500 м, относительные превышения колеблются от 50 до 200 м.

Для низкогогорного сползшего рельефа характерны вытянутые прямые водоразделы с плоскими округлыми вершинами. Склоны водоразделов значительно выположены и мало расчленены. Они несут на себе плац деления, особенно мощный в нижней части, у подомы, в результате чего имеет погнутую форму. Особенно массивные и сползшие формы приобретает рельеф, развитый на базальтах. Понижаясь в некоторых участках, водоразделы приобретают характер увалов с плоскими вершинами и очень пологими склонами. Долины рек и даже небольших ключей в низких предгорьях на всем своем протяжении от самых верховий имеют яйцеобразную или у-образную форму. Эрозионная деятельность рек слаба и сводится в основном к размыву и выносу делювиальных отложений, развивающихся на бортах долин.

В нижнем течении крупных рек, протекающих в пределах развития низкогогорного сползшего рельефа, днища долин представляют собой очень широкие, хорошо разработанные поймы. Надпойменные террасы отсутствуют, что связано, по-видимому, с их погружением в результате общего опускания предгорий. Реки в таких долинах разбиваются на несколько русел, иногда далеко отстоящих друг от друга. Борта долин местами сильно подмыты под действием боковой эрозии и приобретают выпуклую форму.

Равнинный рельеф имеет совершенно плоскую поверхность, которая местами едва заметно повышается к периферическим частям равнины, граничащим с областью предгорий. В целом равнина несколько наклонена к северу, куда направляется сток немногочисленных рек.

Равнина сложена озерно-аллювиальными отложениями, большая часть которых представляет собой глинистые осадки, что способствует интенсивному заболачиванию.

На плоской поверхности равнины выделяются отдельные холмы - релки высотой 10-20 м, сложенные песками и галечниками. Часть этих релок представляет собой остатки древних аллювиальных равнин, существовавших до излияний плиоцено-нижнечетвертичных базальтов, на что указывает отсутствие в составе слагающих их галечников галек базальта. Такие же остатки древних добазальтовых аллювиальных равнин, достигавшие относительного превышения в 40 м, встречаются под базальтами на границе равнины с предгорьями. Более низкие релки (2-5 м) обычно приурочены к долинам рек и, по-видимому, представляют собой остатки прирусловых валов.



# ЛИТЕРАТУРА

## О п у б л и к о в а н и я

+ Абрамсон Б.Я. Объяснительная записка к листу М-53-11. Госгеолтехиздат, 1957.

Беляевский Н.А., Ицков М.И., Красный Л.И., Музылев С.А. Геологическое строение южной части Дельного Востока, как основа его металлогенического районирования. Гр. ВСЕГЕИ, 1955.

Бельтев В.Б., Исакова А.И., Савченко А.И., Шелимов А.И. Новые данные по стратиграфии центральной части северного Сихотэ-Алиня. Докл. АН СССР, т. 110, № 5, 1956.

Беляевский Н.А. "Структурный шов западного Сихотэ-Алиня". Докл. АН СССР, XXIII, № 6, 1951.

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

Елисеева В.К., Соснина М.И. Новые данные о верхней перми хребта Сихотэ-Алинь. Докл. АН СССР, Нов. сер. 1952.

Изох Г.П., Савченко А.И. Верхнебикинский рудный район. Сб. ВСЕГЕИ "Материалы по геологии и полезным ископаемым Дальнего Востока". Госгеолтехиздат, 1956.

Михнович В.П. "О стратиграфическом положении кременистых сланцев Сихотэ-Алиня". Вестник Дальне-Восточного фил. АН СССР, № 32/31, 1938.

+ Плиев В.Н. Объяснительная записка к листу М-54-ХП, 1957.

+ Цагольдский Н.Н., Сазонова М.Д. Объяснительная записка к листу М-54-XXXI. Госгеолтехиздат, 1957.

1. Фрейдин А.И. и Линиц Ю.А. Объяснительная записка к листу М-54-УП. Госгеолтехиздат, 1957.

## Ф о н д о в а я

Абрамсон Б.Я., Богуславский И.С., Николаев Н.Н., Фрейдин А.И. Геологическое строение восточной части листа М-54-ХУШ. Фонды ВСЕГЕИ, 1958.

Архангельский А.Д., Виленский А.М. Геологическое строение бассейнов рек Мухен и Немту. Фонды ДВГУ, Хабаровск, 1938.

Беляевский Н.А. Этапы формирования геологических структур Сихотэ-Алиня. Фонды ВСЕГЕИ, 1947.

Большаков В.И. Отчет о работе Мухенской геофизической партии 1938-1939 гг. НКТП-СССР. Фонды ДВГУ, Хабаровск, 1939.

Виноградов В.А. Отчет о результатах разведочных работ, произведенных Мухенской геологоразведочной партией. Фонды ДВГУ, Хабаровск, 1933.

Виноградов В.А. Отчет о геологопоисковых работах в бассейнах рек Мухен, Немту и Обор. Фонды ДВГУ, Хабаровск, 1934.

Водарович Г.П. Геологические исследования в северном Сихотэ-Алине (отчет о работах 1931 г.). Фонды ВСЕГЕИ.

Вонгез Л.Б. Отчет о геологической съемке масштаба 1:200 000 и шлиховом опробовании частей листов: L-53-8, 9, 20 и 21, в 1949 г. Фонды ВСЕГЕИ, 1949.

Вонгез Л.Б. Отчет о геологической съемке и шлиховом опробовании частей листов L-53-9 и L-53-10. Фонды ВСЕГЕИ, 1950.

Воскресенский С.Н. Предварительный отчет по бурению в районе пос. Малая Сидима в 1957 г. Дальбугтеология, Хабаровск.

Горохов С.И. и др. Геология, гидрогеология, полезные ископаемые хребта Хехир и окаймлишей его равнины (район города Хабаровск). Фонды 4-го геол. управления, 1958.

Доширо С.Ф. Отчет о работах Хабаровской геологической партии в бассейне рек Непту и Обор. Фонды ДВГУ, Хабаровск, 1935.

Доширо С.Ф. Отчет о геологических исследованиях в бассейнах рек Сукпай и Хор. Фонды ДВГУ, Хабаровск, 1940.

Доширо С.Ф. Отчет о геологических исследованиях в бассейнах рек Хор, Чуи, Тормасу. Фонды ДВГУ, Хабаровск, 1940.

Елисеева В.К. Отчет о геологической съемке масштаба 1:200000 в бассейне рек Сукпай и Кабули. Фонды ДВГУ, Хабаровск, 1949.

Каплун Предварительный отчет о геофизических работах на Северо-Амурском участке в 1956 г. Трест Геофизгелгеология. ДВГЭ, Садгород, 1956.

Киришова Л.Д., Чедия Д.М. К стратиграфии триасовых отложений западного склона Сихотэ-Алиня (отчет стратиграфического отряда ДВЭ за 1949 г.) Фонды ВСЕГЕИ, 1950.

Козлов И.Г. Отчет о геологических исследованиях, произведенных в бассейне реки Хор летом 1935 г. Фонды ДВГУ, Хабаровск, 1935.

Куликов В.В. Отчет о работах партии № I ДВЭ за 1949 г. Фонды ВСЕГЕИ, 1950.

Логинов Ю.М., Венус Б.Г. Отчет о работах партии № I ДВЭ. Геологическое строение и полезные ископаемые северо-

восточной части Средне-Амурской депрессии и ее юго-восточного обрамления. Фонды ВСЕГЕИ, 1956.

Михнович В.П. Отчет о геологических исследованиях в бассейне рек Непту и Обор. ДВГУ, Хабаровск, 1935.

Плахотник В.Г. Проблема возраста и расчленения кайнозойских вулканических образований Сихотэ-Алиня. Фонды ВСЕГЕИ, 1956.

Попов А.И. Отчет о геологической съемке и поисках в масштабе 1:200000, проведенных партией № 2 ДВЭ в верховьях бассейне реки Хор. Фонды ВСЕГЕИ, 1954.

Русс В.В. Гранитоиды северного Сихотэ-Алиня и связь с ними редкометального оруденения. Горбалинский плутон. Фонды ВСЕГЕИ, 1956.

Степанов Г.И., Иванюченко В.П., Кириков В.П. Геологическое строение восточной части листа М-53-XXXU. Отчет о геологосъемочных и поисковых работах м-ба 1:200000, партии № 2 в 1955 г., т. I. Фонды ВСЕГЕИ, 1956.

Степанов Г.И., Иванюченко В.П., Сей И.И. Геологическое строение западной части листа М-53-XXXU. Отчет геологосъемочных и поисковых работ м-ба 1:200000, партии № 2 в 1956 г., т. I. Фонды ВСЕГЕИ, 1957.

Степанов Г.И., Здориценко В.П. Информационный отчет по ревизионно-увязочным работам на территории листа М-53-XXXU в 1957 г., т. I. Фонды ВСЕГЕИ, 1958.

Шкорбаков С.И. Отчет о результатах поисковых работ на уголь между Мухенским месторождением и туликом 70 км Оборо-ской железной дороги, НКТП-СССР. Фонды ДВГУ, Хабаровск, 1939.

# О Г Л А В Л Е Н И Е

|                                  | Стр. |
|----------------------------------|------|
| Введение . . . . .               | I    |
| Стратиграфия . . . . .           | 5    |
| Интрузивные образования. . . . . | 38   |
| Тектоника. . . . .               | 69   |
| Геоморфология. . . . .           | 80   |
| Литература . . . . .             | 84   |

Геологическая карта СССР масштаба 1:200000  
Лист М-53-XXXU (р.Мухен) Объяснительная записка

Редактор Е.Я.Соколовская

Технич. редактор В.В.Быкова. Корректор В.А.Бобринская

Надписано к печати 20/IV-1960 г.  
Формат бумаги 84x108 1/8 Бум. л. 1 68  
Печ. л. 53 Уч. изд. л. 3,7 Зак. 434.  
Т-05407. Тираж 300 экз. Бесплатно.  
Ротапринт ВИТРа, Кожеевская, 25а.

## И С П Р А В Л Е Н И Я

| Страница | Строка    | Напечатано               | Следует читать                 |
|----------|-----------|--------------------------|--------------------------------|
| 21       | 18 сверху | более . . . . . 10       | ... более 10                   |
| 22       | 2 сверху  | и двудольных растений... | родоцвет и двудольных растений |
| 38       | 12 снизу  | ( $\gamma^c$ $Cr_2^e$ )  | ( $\gamma^d$ $Cr^c$ )          |
| 38       | 11 снизу  | ( $\gamma^c$ $Cr_2^e$ )  | ( $\gamma^i$ $Cr_2^e$ )        |
| 38       | 10 снизу  | ( $\gamma^c$ $Cr_2^e$ )  | ( $\gamma^i$ $Cr_2^e$ )        |
| 29       | 7 снизу   | и р.Мухен                | на р.Мухен                     |
| 59       | 3 сверху  | ( $\gamma^i$ $Cr_2^e$ )  | ( $\gamma^i$ $Cr_2^e$ )        |
| 60       | 10 снизу  | р.кл.Драза               | кл.Драза                       |

Т - 05407