В. С. ФЕДОРОВСКИЙ

СТРАТИГРАФИЯ НИЖНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ ХРЕБТОВ КОДАР И УДОКАН

V. S. FEDOROVSKY

LOWER PROTEROZOIC STRATIGRAPHY OF THE KODAR AND UDOKAN RANGES (EAST SIBERIA)

Transactions, vol. 236

PUBLISHING OFFICE «NAUKA»
MOSCOW 1972

В. С. ФЕДОРОВСКИЙ

СТРАТИГРАФИЯ НИЖНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ ХРЕБТОВ КОДАР И УДОКАН (ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ)

Труды, вып. 236

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА 1972

УДК 551.72 (47:571.5)

Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан (Восточная Сибирь). Федоровский В.С. М., "Наука", 1972 .

В работе обсуждаются проблемы стратиграфии меденосных нижнепротерозойских толщ центральной части Олекмо-Витимской горной страны (хребты Кодар и Удокан). Детально охарактеризованы и обоснованы объем, границы и возраст метаморфических толщ протоплатформенной удоканской серии и специфического торгового комплекса, их отношения между собой, а также с подстилающими архейскими и перекрывающими позднедокембрийскими породами. Разрезы нижнепротерозойских слабо метаморфизованных толщ хребтов Кодар и Удокан, изученные в условиях прекрасной обнаженности, могут рассматриваться в качестве эталонных разрезов древнейших осадочных и осадочно-вулканогенных серий.

Иллюстраций 18, библ. 93 назв.

Редакционная коллегия:
академик А.В.Пейве (главный редактор),
академик В.В.Меннер, Т.Г.Павлова, П.П.Тимофеев

Ответственный редактор
В.А.Ярмолюк

Editorial Board:

Academician A.V.Peive (Editor-in-Chief),
Academician V.V.Menner, T.G.Pavlova, P.P.Timofeev

Responsible editor

V.A.Yarmolyuk

2-9-2
691-72

ПРЕДИСЛОВИЕ

В Восточной Сибири, где расположены стратотипы ярусов кембрийской системы, а также опорные разрезы венда, находится один из наиболее полных разрезов докембрийских образований. В частности, отложения протерозоя расчленяются здесь на нижний, средний и верхний комплексы, имеют суммарную мощность более 20 км и отличаются от принимаемых за эталоны комплексов Канадского щита значительно бо́льшим стратиграфическим объемом, обилием окаменелостей (поздний докембрий) и богатой геохронологической характеристикой.

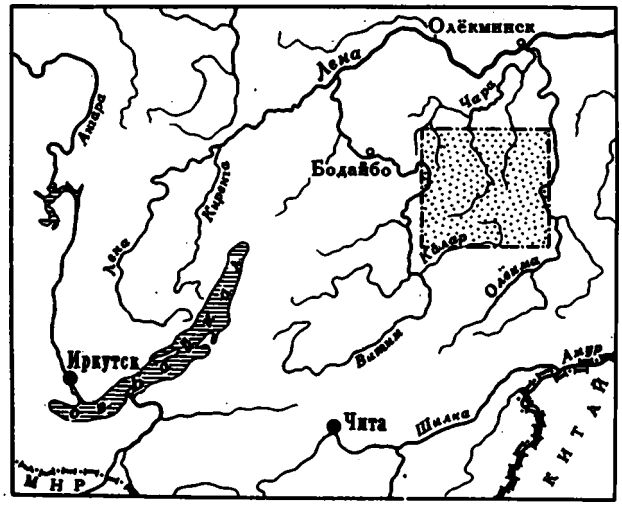
Олекмо-Витимская горная страна (фиг. 1–3)[1] может служить классическим примером развития разнообразных по формационным особенностям отложений нижнего протерозоя, которые обладают здесь значительной мощностью и вскрыты на большой по площади и прекрасно обнаженной территории. Открытие в 1949 г. уникального по масштабам Удоканского месторождения меди в отложениях нижнепротерозойской удоканской серии на многие годы определило пристальное внимание геологов к этому отдаленному, труднодоступному и почти неосвоенному району страны. В результате интенсивных геологических исследований появился ряд региональных стратиграфических схем нижнего протерозоя, достигнуты серьезные успехи в изучении стратиграфии и тектоники докембрия. Тем не менее многие вопросы стратиграфии, тектоники, магматизма и металлогении еще решаются различными исследователями по-разному, что указывает на недостаточную полноту фактических материалов, накопленных на первых стадиях изучения региона. Определенное значение имела и неравномерность изученности территории, в частности одного из наиболее крупных районов развития удоканской серии – хр.Кодар, который мало посещался геологами. Не случайно, что именно здесь в последнее время получены новые данные, позволившие значительно уточнить прежние представления о стратиграфии нижнего протерозоя. К 1967 г. была завершена полистная Государственная геологическая съемка всей территории Олекмо-Витимской горной страны. В результате этих работ появились новые сведения о распространении, составе, строении, объеме, границах и формационных особенностях нижнепротерозойской удоканской серии. Существенные изменения, в частности, претерпела прежняя стратиграфическая схема: четко определились главные типы разрезов удоканской серии, характеризующие определенные структурные подзоны; установлено широкое развитие шовных прогибов, в пределах которых развиты образования вулканогенно-терригенной и кремнисто-железистой формаций трогового комплекса, включавшиеся ранее в состав архейских толщ.

В основу данной работы положены результаты изучения протерозойских образований Олекмо-Витимской горной страны, которым автор занимался с 1962 по 1967 г. в составе Витимской экспедиции Всесоюзного аэрогеологического треста (ВАГТ) Министерства геологии СССР, а с 1967 по 1970 г. – в Геологическом институте АН СССР.

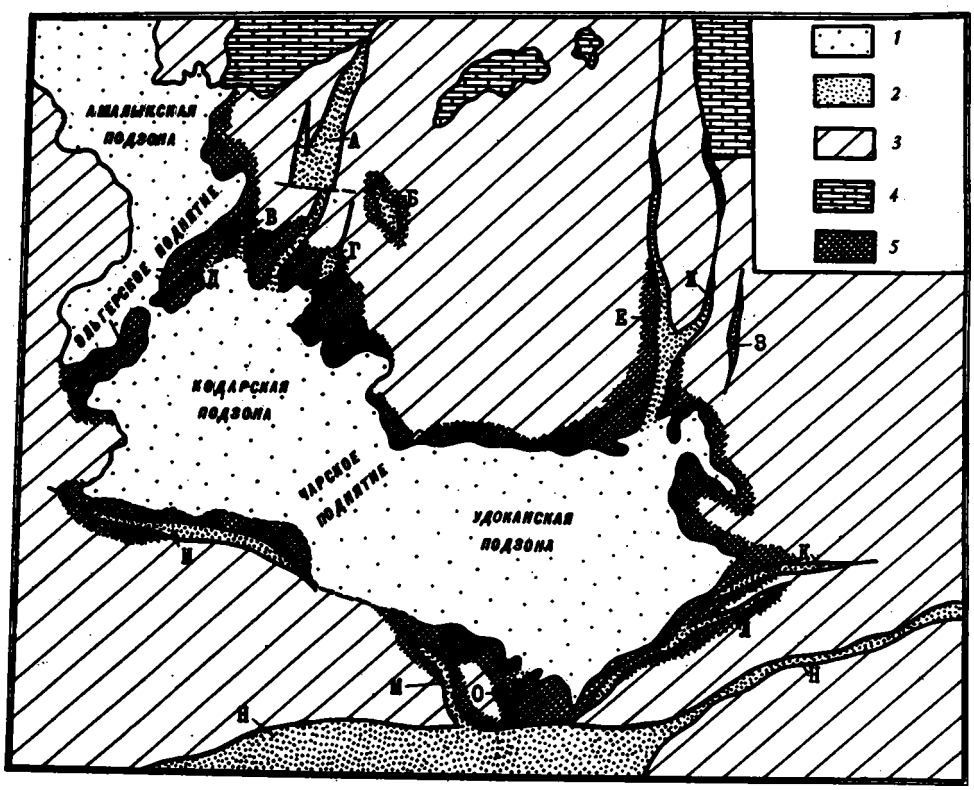
Кроме собственных наблюдений, составивших основу настоящей работы, в ней использованы первичные материалы, собранные в процессе геологосъемочных и тематических геологических исследований, проведенных в регионе боль-

---

[1] Фиг. 3, а также фиг. 4–6, 16 помещены в Приложении в конце книги.



Фиг. 1. Схема расположения района



Фиг. 2. Схема расположения основных структурных элементов нижнего протерозоя

1 – Кодаро-Удоканский протоплатформенный прогиб – область развития терригенной формации удоканской серии; 2 – шовные трогы – зоны развития вулканогенно-терригенной и кремнисто-железистой формаций трогового комплекса; 3 – выступы архейского кристаллического основания и гранитоиды разного возраста; 4 – верхнепротерозойские отложения платформенного чехла; 5 – участки наиболее широкого развития гранито-гнейсовых куполов и чашевидных структур.

Шовные трогы: А – Саймаганский, Б – Торочанский, В – Эльгерский, Г – Бургайский, Д – Мельчикитский, Е – Хани-Олондинский, Ж – Итчилякский, З – Эвонокитский, И – Хильгандинский, К – Бурпалинский, Л – Аянский, М – Чукчудинский, Н – Каларский, О – Катугинский

шими коллективами сотрудников ВАГТ, Читинского, Якутского и Иркутского геологических управлений, Якутского филиала АН СССР и Всесоюзного научно-исследовательского геологического института (ВСЕГЕИ) и прежде всего Ю.В.Буфеева, Ю.К.Варзалова, Г.Б.Гиммельфарба, М.З.Глуховского, Э.Ф. Гринталя, Г.К.Еникеева, С.П.Кориковского, Н.Н.Лаврович, Б.А.Микаилова, Ю.С.Перфильева, Л.В.Травина, И.А.Турчинова, Е.М.Фалькина, В.П.Феоктистова, В.С. Шульгиной, А.И.Ямпольского. Широко использовались результаты более ранних исследований, главным образом Е.В.Павловского, впервые установившего отложения нижнего протерозоя в Олекмо-Витимской горной стране, Л.И.Салопа, разработавшего современную стратиграфическую схему удоканской серии, и А.М.Лейтеса, выяснившего особенности структуры и истории геологического развития территории в нижнем протерозое.

Исследования проводились под научным руководством Г.Ф.Лунгерсгаузена, М.В.Муратова и Е.В.Павловского. Консультации и критические замечания, полученные от Б.М.Келлера, С.П.Кориковского, А.М.Лейтеса, М.С.Маркова, С.В.Нужнова, Л.И.Салопа, М.А.Семихатова, М.Б.Шарковского, В.А.Ярмолюка, способствовали подготовке этой работы. Всем перечисленным коллегам автор искренне признателен.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ УДОКАНСКОЙ СЕРИИ И ТРОГОВОГО КОМПЛЕКСА

Первые сведения о древнейших породах в Олекмо-Витимской горной стране принадлежат Д.В.Никитину (1918), совершившему в 1917 г. маршруты в бассейнах рек Конда, Сюльбан, Чара, Кемен и Б. Икабья.

В 1928 и 1930 гг. Е.В.Павловский (1933 а, б; 1948) проводил маршрутные геологические исследования в бассейне оз. Ничатка и в районе р. Чара. К наиболее древним - архейским - образованиям Е.В.Павловский отнес кристаллические сланцы и гнейсы хр. Кодар. В долине р. Апсат на них отмечено несогласное налегание толщи метаморфических сланцев эозойского возраста, разделенной на две свиты: нижнюю - удоканскую (преимущественно сланцевого состава) и согласно залегающую на ней верхнюю - деборенскую (известняково-сланцевую). В бассейне р. Сень в гальке конгломератов, залегающих в основании карбонатной толщи кембрийского возраста, установлены сланцы и известняки деборенской свиты. Эти данные позволили Е.В.Павловскому доказать докембрийский, но послеархейский возраст указанных свит. Е.В.Павловский высказывает предположение, что к перерыву между удоканской и деборенской свитами было приурочено внедрение гранитов, что подтвердилось затем в результате более поздних исследований.

Позднее, в 1934-1935 гг., И.А.Ефремов и А.А.Арсеньев, проводившие маршрутные исследования с целью выяснения перспектив нефтеносности восточной части Олекмо-Витимской горной страны, приходят к выводу о более молодом, альгонкском, возрасте удоканской свиты.

В 1948 г. силами большой группы геологов экспедиции Министерства геологии и охраны недр СССР начинается систематическое изучение Олекмо-Витимской горной страны, завершившееся, в частности, открытием Удоканского месторождения медистых песчаников (в 1949 г. Е.И.Буровой и К.К.Денисовым). В результате работ этой экспедиции получены обильные и интересные материалы по стратиграфии удоканской серии, позволившие выработать схему ее стратиграфического расчленения. Первое дробное расчленение протерозоя, послужившее основой для современной стратиграфической схемы, было предложено В.Г.Дитмаром, проводившим в 1950 г. геологическую съемку в бассейне р. Читканда. Удоканская свита была переведена В.Г.Дитмаром в ранг серии и подразделена на восемь свит (снизу вверх): 1 - сакуканскую свиту полимиктовых песчаников с тонкими прослоями, обогащенными мартитом; 2 - горкинскую свиту (соотношения с сакуканской свитой тектонические) песчаников и сланцев с преобладанием последних; 3 - кумаканскую свиту метаморфических сланцев с редкими прослоями мелкозернистых песчаников; 4 - талаканскую свиту метаморфизованных полимиктовых песчаников с прослоями кварцевых песчаников и сланцев; 5 - читкандинскую свиту метаморфизованных полимиктовых песчаников с прослоями белых кварцитов, метаморфизованных известняков и пластами магнетитовых песчаников; 6 - александровскую свиту метаморфизованных известковистых песчаников и глинистых сланцев с прослоями известняков и кварцитов; 7 - битюнскую свиту алевролитов и известковистых песчаников с двумя крупными пластами известняков; 8 - роктайскую свиту песчаников, чередующихся с метаморфическими сланцами и глинистыми породами. Суммар-

ную мощность удоканской серии В.Г.Дитмар определил в 8850-11 000 м.

В 1951 г. изучением удоканской серии в центральной части хр. Удокан занимался И.Ф.Гладких, внесший ряд важных изменений и дополнений в стратиграфическую схему В.Г.Дитмара. В частности, И.Ф.Гладких установил, что сакуканская свита располагается не в основании, а в верхах разреза серии; вместо нее в низах удоканской серии им выделены две новые свиты: нижняя, гугдакунская, свита - биотитовые сланцы и гнейсы - и верхняя, икабийская свита, сложенная биотитовыми, хлорит-биотитовыми сланцами с прослоями слюдисто-гранатовых разностей. Было отмечено, что гугдакунская свита с икабийской имеет тектонический контакт, в то время как последняя с вышележащей горкинской свитой связана постепенным переходом. Роктайская свита В.Г.Дитмара была включена И.Ф.Гладких в состав битюнской. Этим же геологом позднее, в 1953 г., была установлена принадлежность пород гугдакунской свиты к архею.

В эти же годы на Каларском хребте и в гольцах Бурпала проводили геологические исследования В.Н.Полетаев, Г.К.Давлианидзе и А.О.Розенцвит, из которых только последнему удалось в бассейне р. Катугин провести расчленение удоканской серии на три согласно залегающие толщи (свиты). А.О.Розенцвит впервые отметил, что в породах удоканской серии можно наблюдать постепенное наращивание степени метаморфизма с севера на юг - при приближении к Катугинской зоне разломов. Позднее эти наблюдения были опубликованы в специальных работах (Розенцвит, 1955, 1959).

Интенсивные геологические исследования проводились в 1949-1952 гг. также и на хр. Кодар. В бассейне р. Сюльбан Д.М.Шилин выделил три свиты нижнепротерозойских отложений - ынаргинскую, кукугундинскую и верхнесюльбанскую.

С 1949 г. геологические исследования в Олекмо-Витимской горной стране проводит Л.И.Салоп. Обобщив все накопленные к этому времени материалы, Л.И.Салоп в 1952 г. составляет первую сводную геологическую карту Кодаро-Удоканского региона и публикует ряд статей, посвященных проблемам геологии докембрия этой территории, а в 1964 и 1967 гг. - фундаментальный труд "Геология Байкальской горной области". Л.И.Салоп впервые в четких контурах выделил удоканскую серию, расчлененную им на три ритма - подсерии, и одиннадцать согласно залегающих свит, доказал нижнепротерозойский возраст удоканской серии.

В основании нижней подсерии, по мнению Л.И.Салопа, располагается сыгыктинская свита песчаников, содержащих горизонты известняков. Стратиграфически выше и согласно залегают биотитовые сланцы и филлиты с прослоями метаморфизованных песчаников (ортуряхская свита), которые перекрываются боруряхской свитой кварцитов и подчиненных сланцев. Согласно на боруряхской свите залегают темные сланцы и углистые филлиты с горизонтом белых мраморов, принадлежащих икабийской свите (в составе двух подсвит), которая в свою очередь перекрывается часто перемежающимися песчаниками и алевролитами аянской свиты. Все перечисленные выше свиты Л.И.Салоп объединяет в нижнюю, кодарскую, подсерию удоканской серии, причем отмечает, что три нижние свиты (сыгыхтинская, ортуряхская и боруряхская) установлены только на хр. Кодар, а на площади хр. Удокан, где разрез начинается с икабийской свиты, отсутствуют. Средняя, чинейская, подсерия, состоит из инырской (грубо-, толстослоистые песчаники), читкандинской (разнообразные песчаники, прослои кварцитов, сланцев), александровской (часто перемежающиеся песчаники, алевролиты и карбонатные породы) и бутунской (алевролиты, песчаники, мощные горизонты доломитов) свит. Читкандинскую свиту Л.И.Салоп предложил расчленить на три подсвиты. В составе верхней - кеменской - подсерии были выделены сакуканская свита песчаников (в том числе медистых и железистых разностей) и намингская свита алевролитов и филлитов. Сакуканская свита была разделена на две подсвиты.

Л.И.Салоп внес много существенных изменений в стратиграфические схемы В.Г.Дитмара и И.Ф.Гладких. В частности, он упразднил горкинскую, кумаканскую и талаканскую свиты и ввел новые аянскую, инырскую и намингскую

свиты, расчленил на подсвиты читкандинскую и сакуканскую свиты, пересмотрел объем александровской и бутунской свит. Многочисленными более поздними работами стратиграфическая схема Л.И.Салопа была в основном подтверждена, а для района хр. Удокан она и сейчас принимается без каких-либо принципиальных изменений. В то же время представления о строении и объеме удоканской серии на хр. Кодар, изложенные в ряде опубликованных работ Л.И.Салопа (1958, 1964 и др.), в результате исследований последних лет претерпели коренные изменения (Федоровский, 1968б).

С 1952 г. Удоканское месторождение разведывалось геологами Читинского геологического управления М.И.Корольковым, Ю.А.Якимовым, Э.Ф.Гринталем, Л.И.Лещуковым и другими, составившими геологическую карту района и детально исследовавшими верхнюю часть разреза удоканской серии.

В 1956-1957 гг. литолого-минералогическое изучение особенностей рудоносной части удоканской серии проводили Н.Н.Бакун, Р.Н.Володин, Ф.П.Кренделев, которые подтвердили высказанное ранее Л.И.Салопом (1958) мнение о сносе обломочного материала в период формирования медистых песчаников с Алданского щита и Чарской глыбы (Бакун, Володин, Кренделев, 1958; Бакун, 1958; Володин, 1962).

В 1957 г. В.П.Кузнецовым (1957) была опубликована статья, в которой содержится необоснованный вывод о синийском возрасте удоканской серии. Такое же мнение в 1961 г. высказано Г.Л.Падалкой (1961).

В 1956-1958 гг. изучением геологии докембрийских образований Олекмо-Витимской горной страны занимались А.М.Лейтес и М.Е.Бердичевская. А.М.Лейтес, обсуждая проблемы объема и строения удоканской серии, в целом принимает стратиграфическую схему Л.И.Салопа, однако, анализируя геологическую ситуацию в бассейне р. Сюльбан, предлагает воздержаться от прямого сопоставления изученного здесь разреза с ее стратотипическим разрезом в хр. Удокан и вслед за Д.М.Шилиным и Е.Н.Шапошниковой расчленяет удоканскую серию этого района на три свиты - ынаргинскую (парагнейсы), кукугундинскую (кристаллические сланцы, метаморфизованные песчаники, линзы и прослои доломитовых известняков) и верхнесюльбанскую (метаморфизованные песчаники, конгломераты, известняки и филлиты). В междуречье Сюльбана и Конды А.М.Лейтес (1962) установил небольшие по площади выходы удоканской серии, отложения которой залегают здесь на глубоко метаморфизованных и гранитизированных архейских образованиях. А.М.Лейтес обосновал вывод о том, что метаморфизованные отложения нижнепротерозойской удоканской серии представляют собой древнюю пестроцветную терригенную формацию, образующую осадочный чехол протоплатформы Восточной Сибири (Лейтес, 1965). М.Е.Бердичевская, изучив породы удоканской серии, в ряде статей дала их литолого-петрографическую характеристику (Бердичевская, 1962; Бердичевская, Лейтес, 1960 а, б; 1961, 1962).

В 1957-1959 гг. В.С.Домарев, Ю.В.Богданов и Н.П.Трифонов проводили исследования по геологии и закономерностям размещения меди на Удоканском месторождении, в результате которых были получены, в частности, новые материалы, подтверждающие первичноосадочное происхождение месторождения (Богданов, 1962а, б).

С 1961 г. территория центральной части Олекмо-Витимской горной страны становится объектом интенсивных геологосъемочных и тематических исследований, проводимых Удоканской экспедицией Читинского геологического управления (В.С.Безпеченский, Ю.Б.Бутанаев, Э.Ф.Гринталь, А.З.Жила, А.А.Михалевич, Ю.А.Турчинов, И.А.Турчинов, Е.М.Фалькин, Н.А.Фалькина и др.) и Витимской экспедицией Всесоюзного аэрогеологического треста (Ю.Б.Алешко, Ю.В.Буфеев, Л.Г.Васютина, А.А.Вишневский, Г.Б.Гиммельфарб, М.З.Глуховский, Б.Г.Горелов, Н.Г.Кислякова, В.И.Колесников, Н.Н.Лаврович, Б.А.Микаилов, Ю.Ф.Найденков, Г.А.Немых, Ю.С.Перфильев, М.Б.Шарковский, В.С.Шульгина, И.И.Щербакова, А.И.Ямпольский и автор данной работы).

Е.М.Фалькин и Н.А.Фалькина, занимавшиеся в 1961-1963 гг. изучением удоканской серии в центральной части хр. Удокан, подтвердили представления

Л.И.Салопа о строении серии в этом районе, предложив расчленить сакуканскую свиту на три подсвиты, а не на две, как это делалось в более ранних работах.

В 1963-1964 гг. Ю.С.Перфильев и Н.Н.Лаврович, а также М.З.Глуховский в бассейне р. Читканда и в верховьях р. Б.Икабья, автор и Г.А.Немых на гольцах Бурпала и в бассейне рек Тепракан и Аян, Ю.В.Буфеев и И.И.Щербакова в бассейне правых притоков р. Калар в составе икабийской свиты установили ранее неизвестные кварцевые конгломераты, гравелиты и песчаники, а также кварциты, насыщающие нижнюю часть разреза этой свиты. Ю.С.Перфильев предложил выделить эту толщу в самостоятельную джялтуктинскую свиту, залегающую в основании удоканской серии. В дальнейшем геологами ВАГТ было принято разделение икабийской свиты в восточных районах Кодаро-Удоканской зоны на две подсвиты, нижняя из которых представлена глубообломочными породами, кварцитами, сланцами и известняками, а верхняя - алевролитами и сланцами.

Одновременно Е.М.Фалькин в бассейне р. Джемку (приток р. Калар) установил широкое развитие нижнепротерозойских образований, одновозрастных удоканской серии и аналогичных по составу толщам, прослеженным нами в бассейне р. Тепракан и в районе южных склонов гольцов Бурпала. По мнению Е.М.Фалькина, эти отложения подстилают образования эвгеосинклинальной зоны, сопоставимы с икабийской свитой и расчленяются на три свиты (снизу вверх): свиту Джемку - разнообразные сланцы с графитом; амнунскую свиту - сланцы и кальцифиры; мудобкитскую свиту - существенно амфиболовые сланцы, часто с магнетитом (Фалькин и др., 1966).

В составе сакуканской свиты автор в 1962 г. выделил горизонт пуддингов, непрерывно прослеженный в центральной части хр. Удокан М.З.Глуховским, В.С.Шульгиной, А.А.Ямпольским и нами на расстояние около 30 км. Исследование петрографического состава галек пуддингов, проведенное Н.Н.Лаврович, показало, что в них преобладают разнообразные яшмы, кварцевые порфиры, гранофиры. Все эти породы в коренном залегании нигде в регионе неизвестны. Это обстоятельство позволило по-новому подойти к проблеме установления области сноса в период формирования верхней части удоканской серии. Сакуканская свита была расчленена автором на пять подсвит. Геологосъемочными работами было показано, что эти подсвиты выделяются только в бассейне рек Сакукан и Талакан. На остальной части хр. Удокан, а также в гольцах Бурпала и Каларском хребте сакуканская свита разделяется геологами ВАГТ, так же как и Е.М.Фалькиным, на три подсвиты.

В процессе проведения геологосъемочных и тематических работ геологами Витимской экспедиции и Читинского геологического управления были обнаружены новые поля и участки развития пород удоканской серии, которые на картах предшественников включались в состав архея. В частности, на всех участках, где на карте Л.И.Салопа была показана торская толща, установлены отложения нижней и средней подсерий удоканской серии, что позволило упразднить торскую толщу как составную часть архейского комплекса (Кориковский, Федоровский, 1964; Перфильев, 1965). В северной части хр. Удокан, считавшейся ранее областью развития архейских образований, М.З.Глуховский выявил узкие грабены с заключенными в них отложениями нижней подсерии удоканской серии.

Многочисленные маршруты были проведены геологами ВАГТ и ЧГУ в бассейне р. Катугин, где удоканская серия сначала подразделялась А.А.Ямпольским на катугинскую и чининскую свиты, а затем была расчленена на свиты, сопоставимые со стратотипом серии, разработанным Л.И.Салопом для Икабья-Читкандинского района. Ю.В.Буфеев и А.А.Михалевич выделяют здесь сакуканскую, бутунскую, александровскую и читкандинскую свиты, косо к простиранию срезанные Катугинским мигма-плутоном. Такая интерпретация разреза привела Ю.В.Буфеева к предположению, уже высказанному ранее (Розенцвит, 1955, 1959; Салоп, 1964), о том, что удоканская серия подверглась интенсивной гранитизации, охватившей на отдельных участках примерно 2/3 ее объема. В 1966 г. М.З.Глуховский, В.С.Шульгина, М.Б.Шарковский и автор провели контрольные

маршруты в бассейне р. Катугин, результаты которых не подтвердили представлений о гранитизации средней подсерии удоканской серии в этом районе. Здесь были обнаружены породы икабийской свиты, базальные слои которой контактируют с гранито-гнейсами куандинского комплекса, испытывая слабую гранитизацию и контактовый метаморфизм. Разрезы, составленные по р. Катугин и ее притокам, позволили выделить и здесь удоканскую серию в полном ее объеме – от икабийской до сакуканской свиты включительно – и установить характер фациальных изменений серии по сравнению с другими районами ее развития.

К числу открытий последних лет следует отнести обнаруженное М.З.Глуховским несогласное (азимутальное и угловое) залегание сакуканской свиты на бутунской, александровской и читкандинской свитах удоканской серии в восточной части хр. Удокан. Размыв в основании сакуканской свиты отмечался и ранее Л.И.Салопом, наблюдавшим ее налегание на нижний горизонт доломитов бутунской свиты. Аналогичные наблюдения были и у В.С.Шульгиной, согласно данным которой в бассейне р. Кемен сакуканская свита с размывом налегает на породы александровской свиты.

В эти же годы детальные площадные исследования осуществлялись геологами Читинского геологического управления И.А.Турчиновым (в районе гольцов Бурпала и восточной части Каларского хребта) и А.А.Михалевичем (в центральной части Каларского хребта). В результате этих работ получены новые данные по стратиграфии удоканской серии, значительно дополняющие прежние представления.

В 1963–1964 гг. начались геологосъемочные работы в наиболее труднодоступной части хр. Кодар. Важное значение имели наблюдения Б.А.Микаилова, который пришел к выводу об опрокинутом залегании пород удоканской серии в долине среднего течения р. Халлас, где ранее Л.И.Салопом был составлен стратотипический разрез кодарской подсерии удоканской серии. В предложенной Б.А.Микаиловым схеме расчленения серии были выделены (снизу вверх): халласская, боруряхская, икабийская, аяно-инырская свиты. Последняя по разлому отделялась от мощной толщи песчаников, объединявшихся ранее Л.И.Салопом в сыгыхтинскую свиту (на карте Б.А.Микаилова – талаканская свита, синхронная низам разреза сакуканской свиты). В 1965 г., проводя картировочные работы на правобережье р. Сыгыкта, Б.А.Микаилов, не найдя аналогов в стратотипе наблюдавшимся здесь пачкам метаморфических пород, выделил несколько новых свит (эльгерскую, апсатскую, ононскую, кумакангрскую).

В 1965 г. автор совместно с Н.Н.Лаврович проводил тематические исследования по стратиграфии докембрия хр. Кодар, а в 1966 г. – геологосъемочные работы и редакционные маршруты, охватившие все узловые участки развития удоканской серии в этом районе. Было подтверждено опрокинутое залегание отложений удоканской серии в бассейне р. Халлас (см. фиг. 16), что привело к необходимости пересмотра ее сводного разреза. Выяснилось полное принципиальное сходство удоканской серии хребтов Удокан и Кодар. Это позволило применить стратиграфическую схему, разработанную и неоднократно проверенную в районе хр. Удокан, для всей территории Кодаро-Удоканского прогиба. В результате проведенных исследований был поставлен вопрос об упразднении сыгыхтинской, ортуряхской и боруряхской свит Л.И.Салопа, а также халласской, ононской, апсатской, эльгерской и кумакангрской свит Б.А.Микаилова. В центральной части хр. Кодар впервые были выделены в полном объеме икабийская, аянская, инырская, читкандинская и александровская свиты. На юге хр. Кодар также были установлены все свиты удоканской серии (за исключением намингской), ранее здесь не выделявшиеся. Анализ материалов показал, что мощность удоканской серии на южных склонах хр. Кодар и северных склонах хр. Удокан резко сокращается, что позволило выделить здесь крупную структуру – Чарское внутреннее поднятие, определявшее особенности седиментации в центральной части Кодаро-Удоканского прогиба, а в составе Кодаро-Удоканской структурно-фациальной зоны установить существование двух подзон – Кодарской и Удоканской (Федоровский, 1968 б). В последнее

время автором совместно с А.М.Лейтесом выдвинута идея о двух главных типах разрезов нижнепротерозойских образований в Олекмо-Витимской горной стране. Кроме разрезов отложений удоканской серии, наблюдаемых в описанном А.М.Лейтесом (1965) широком и протяженном Кодаро-Удоканском эндопротоплатформенном прогибе и представленных толщами терригенной формации, в настоящее время в пределах узких шовных прогибов (трогов) можно выделить разрезы, образованные вулканогенно-терригенной и кремнисто-железистой формациями нижнего протерозоя.'

В 1963-1966 гг. на северных склонах хр. Кодар геологосъемочные работы проводили Г.Б.Гиммельфарб и Л.Б.Белоножко. Изученная ими толща нижнего протерозоя сопоставима с нижними частями разреза удоканской серии. Отличия в разрезе и некоторые структурные особенности позволили выделить здесь самостоятельную Амалыкскую подзону.

Одновременно с геологами ВАГТ и ЧГУ исследованием удоканской серии занимались сотрудники Всесоюзного геологического института (ВСЕГЕИ) Л.В.Травин, В.П.Феоктистов, Н.П.Трифонов, Э.И.Кутырев, Л.Н.Парадеева, Ю.В.Богданов, Г.Г.Кочин. Обсуждая условия формирования нижнепротерозойских отложений Кодаро-Удоканской зоны, В.П.Феоктистов (1966а, б) предлагает перевести удоканскую серию в ранг комплекса, разделенного на серии; последние соответствуют литолого-фациальным парагенезам, которые отвечают определенным геотектоническим циклам. Заметим, что такие попытки уже предпринимались в 1964 г. Ю.С.Перфильевым. По мнению В.П.Феоктистова, в составе удоканского комплекса можно выделить четыре серии: кодарскую в составе сыгыхтинской и ортуряхской свит; икабьеканскую, включающую боруряхскую, икабийскую и аянскую свиты; чининскую, состоящую из инырской, читкандинской, александровской и бутунской свит; кеменскую (талаканская, сакуканская и намингская свиты). Анализ цикличности удоканского комплекса, проведенный В.П.Феоктистовым, является дальнейшим развитием положений, выдвинутых ранее Л.И.Салопом (1958, 1964), а выводы о физико-географических условиях седиментации и эпохах меденакопления представляют несомненный интерес. В то же время нельзя не отметить, что предложенная В.П.Феоктистовым стратиграфическая схема страдает рядом неточностей и ошибок. Это касается в первую очередь выделения нижней серии в составе сыгыхтинской и ортуряхской свит, которые, как это теперь выяснено, оказались аналогами александровской, читкандинской, инырской и аянской свит эталонного разреза. Вряд ли можно согласиться с попытками выделения в районах хр. Удокан боруряхской свиты, так как на хр. Кодар, где эта свита была ранее выделена Л.И.Салопом, под нею залегает икабийская свита в ее типичном виде. В работе В.П.Феоктистова содержится утверждение о том, что в кодарской части зоны накопление удоканской серии началось раньше, чем в удоканской, что не соответствует имеющимся в настоящее время фактическим материалам, доказывающим одновременность начала осадконакопления в обеих подзонах.

Эти же проблемы обсуждает в своих работах Л.В.Травин (1967). Совместно с В.П.Феоктистовым (Травин, Феоктистов, 1964) он предложил выделить из состава сакуканской свиты самостоятельную талаканскую свиту. В ряде статей Л.В.Травина рассматриваются некоторые аспекты проблемы метаморфизма нижнепротерозойских отложений и особенностей структур, образованных породами удоканской серии. Выводы, к которым приходит Л.В.Травин, не всегда согласуются с фактическими данными, собранными геологами ВАГТ. В частности, конкретные наблюдения противоречат выводу Л.В.Травина о надвигах пород удоканской серии на архейские кристаллические образования в зонах контактов (Богданов, Травин, Феоктистов, 1966), о ложном впечатлении согласного контакта архея и нижнего протерозоя, вызванного якобы динамическим метаморфизмом в контактовой зоне. Имеющиеся в нашем распоряжении факты свидетельствуют о возникновении структурного согласия в результате гранитизации архейского основания и структурной перестройки его в зоне контакта. Нигде не установлены надвиговые структуры с удоканской серией в качестве аллохтона. Наоборот, всегда наблюдается иное явление - надвиги и даже шарья-

жи архейских кристаллических пород на более молодые толщи удоканской серии, возникающие в связи с увеличением объема вещества комплекса основания в результате гранитизации. Л.В.Травин выполнил, кроме того, ряд интересных исследований состава и объема отдельных частей разреза удоканской серии в разных районах ее развития.

В 1966 г. под редакцией Ю.В.Богданова была издана книга "Медистые отложения Олекмо-Витимской горной страны", в которой отражены результаты многолетних работ коллектива сотрудников ВСЕГЕИ, принимавших участие в изучении Кодаро-Удоканской зоны. В работе обсуждаются вопросы геологии и закономерностей размещения медистых отложений. Стратиграфическая схема удоканской серии приводится по данным геологов ВСЕГЕИ, в некоторой степени учтены материалы ВАГТ и ЧГУ. Кратко, но четко и интересно изложены результаты исследований условий образования медистых песчаников и алевролитов, литолого-фациальных особенностей меденосных толщ.

В 1965 г. в работу по изучению удоканской серии включились геологи Иркутского геологического управления (Г.А.Кондратьев, Г.К.Еникеев, Ю.К.Варзалов и др.). Удоканская серия, изученная Г.А.Кондратьевым и Г.К.Еникеевым в западной части хр. Кодар, впервые для этого района расчленена ими на несколько свит, соответствующих эталонному разрезу серии; получены новые интересные материалы об их объеме, составе, строении и соотношениях друг с другом. Ю.К.Варзалов в бассейне р. Нечера выделил отложения икабийской свиты, разрез которой сравним с разрезом одноименной свиты стратотипического района хр. Кодар.

В последние годы исследованием особенностей метаморфизма докембрия Кодаро-Удоканской зоны занимался С.П.Кориковский (1964, 1967; Кориковский, Федоровский, 1964). Петрологические критерии, по данным С.П.Кориковского, показывают, что метаморфизм удоканской серии относится к малоглубинному андалузит-силлиманитовому типу. Составы минералов критических парагенезисов, как показал С.П.Кориковский, позволяют отличать даже наиболее высоко метаморфизованные породы удоканской серии от внешне сходных пород архейского основания, глубинность формирования которых неизмеримо больше.

Огромный по объему новый поток информации по геологии докембрия Олекмо-Витимской горной страны, непрерывно поступавшей в течение последних 20 лет, не мог не вызвать появления целого ряда новых идей и работ обобщающего характера, в которых рассматриваются вопросы стратиграфии, объема, границ и возраста удоканской серии - одной из наиболее представительных, как нам кажется, толщ нижнего протерозоя. Среди таких работ в первую очередь нужно назвать сводку Л.И.Салопа по геологии Байкальской горной области (1964, 1967), разработку геологами ВАГТ сводной легенды удоканской серии, основанной на результатах многолетнего геологического картирования территории Кодаро-Удоканской зоны, коллективную работу сотрудников ВСЕГЕИ (Богданов, Кочин, Кутырев и др., 1966), исследования А.М.Лейтеса по структуре и геологической истории формирования удоканской серии (Лейтес, 1965), С.П.Кориковского (1967) - по метаморфизму пород нижнего протерозоя и кристаллического основания. Успехи геологического изучения отложений нижнего протерозоя несомненны, однако многие вопросы стратиграфии удоканской серии решены еще недостаточно полно, а выводы различных исследователей зачастую противоречивы.

В настоящей работе предлагается новая стратиграфическая схема нижнего протерозоя, при разработке которой автор кроме личных наблюдений использовал материалы своих предшественников и геологов Всесоюзного аэрогеологического треста, Читинского, Иркутского и Якутского геологических управлений Министерства геологии СССР, Всесоюзного научно-исследовательского геологического института (ВСЕГЕИ), исследования которых проходили одновременно с работами автора.

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ОЛЕКМО-ВИТИМСКОЙ ГОРНОЙ СТРАНЫ

В пределах центральной части Олекмо-Витимской горной страны распространены метаморфизованные архейские и нижнепротерозойские образования, неметаморфизованные отложения верхнего протерозоя, вендского комплекса, кембрия, нижнего ордовика, нижнего и среднего отделов юрской системы, нижнего мела, плиоцена и четвертичной системы. Значительные по площади участки заняты разновозрастными магматическими и палингенно-метасоматическими образованиями.

Стратиграфия

Архей

Древнейшие глубоко метаморфизованные архейские образования занимают значительные площади на севере и востоке хр.Кодар (бассейны рек Бургай, Б. и М.Тора, среднее течение р.Чара), в восточной части хр.Удокан (бассейны рек Токко, Курунг-Урях, Эвонокит, Хани и Имангра), а также в южных районах рассматриваемой территории, охватывающих бассейны рек Дарын-Юрях, Китемяхта, Калар, Сюльбан и Куда-Малая.

Первая схема стратиграфического расчленения архейских образований этого региона была предложена Л.И.Салопом (1958), выделившим в их составе две толщи: чарскую (нижнюю) и торскую (верхнюю). Как показали более поздние исследования геологов ВАГТ, торская толща в полном объеме и повсеместно оказалась аналогом нижних, а иногда и средних частей разреза удоканской серии нижнего протерозоя (Кориковский, Федоровский, 1964; Перфильев, 1965). В составе чарской толщи, ныне выделяемой под названием чарской серии, снизу вверх устанавливается пять согласно залегающих свит: несмуринская, давачанская, имангрская, калаканская и эвонокитская (фиг. 4).

Несмуринская свита (Ans) получила свое название по р.Несмура (бассейн р.Калар), где она впервые была выделена Ю.В.Буфевым. В составе несмуринской свиты преобладают гиперстеновые, биотит-гиперстеновые, амфибол-гиперстеновые и амфиболовые кристаллические сланцы. В качестве подчиненных горизонтов и прослоев присутствуют амфиболиты. Наиболее полная мощность свиты установлена в восточной части хр.Кодар - 3000 м. На хр.Удокан и в бассейне р.Калар мощность несмуринской свиты не превышает 1500 м. Подошва свиты неизвестна.

Давачанская свита (Adv) согласно перекрывает несмуринскую. Опорные разрезы ее впервые были изучены автором в районе оз.Давачан и на левобережье р.Имангра. Крупные по площади участки развития пород давачанской свиты известны также на южных склонах Каларского хребта и в восточной части хр. Кодар. Свита состоит из гранат-биотитовых, гранат-силлиманит-биотитовых, гранат-кордиерит-биотитовых (в отдельных участках - гиперстенсодержащих) гнейсов, среди которых в подчиненном количестве присутствуют гиперстен-ам-

фибол-биотитовые, гиперстеновые, амфибол-двупироксеновые и амфиболовые кристаллические сланцы, горизонты и линзы кварцитов (иногда железистых), магнетит-амфиболовых кристаллических сланцев, диопсидовых амфиболитов с магнетитом. Мощность свиты в районе оз.Давачан 1300-1600 м, в бассейне р.Калар до 2400 м, на хр.Кодар около 3800 м.

Имангрская свита (Aig) располагается стратиграфически выше давачанской и связана с ней постепенными переходами. Стратотип свиты охарактеризован автором в верховьях р.Имангра. В составе свиты здесь преобладают двупироксеновые кристаллические сланцы и амфиболовые (с пироксеном) гнейсы. Сходный состав свита имеет на северных отрогах хр.Кодар - в бассейне р.Бургай. Восточнее, в бассейне рек Б. и М.Тора, имангрская свита представлена главным образом мигматизированными амфиболовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами. На крайнем западе территории (бассейн р.Куда-Малая) в составе имангрской свиты появляются мраморы, слагающие прослои и линзовидные горизонты среди амфиболовых и биотит-амфиболовых гнейсов. Мощность свиты на хребтах Удокан и Каларском 2000-4000 м, на хр.Кодар 3000 м.

Калаканская свита (Akl) залегает над имангрской свитой. Это мощная толща биотит-амфиболовых и амфиболовых гнейсов, изредка содержащих гиперстен. Часто встречаются амфиболиты, образующие выдержанные по простиранию мощные горизонты или линзы. Первоначально указанная свита включалась нами в имангрскую свиту в качестве ее верхней подсвиты. В качестве самостоятельной свиты она была выделена М.З.Глуховским в бассейне верхнего течения р.Калакан, по которой и получила свое название. Мощность калаканской свиты на хр.Удокан равна 3000-5000 м, на хр.Кодар- 3000 м.

Эвонокитская свита (Aev) установлена М.З.Глуховским в бассейне р.Эвонокит и в других частях территории неизвестна. Свита согласно перекрывает калаканскую и состоит из биотитовых, амфибол-биотитовых гнейсов, магнетит-амфиболовых и амфиболовых кристаллических сланцев, амфиболитов. В основании располагается пачка гранат-биотитовых, гранат-кордиерит-биотитовых (иногда с гиперстеном) гнейсов и гранатовых гранулитов. Мощность свиты 2500 м. Суммарная видимая мощность чарской серии составляет, таким образом, на хр.Удокан 10 000-12 000 м, а на хр.Кодар - около 13 000 м.

Характерной особенностью перечисленных образований является их глубокий метаморфизм, достигающий высших субфаций гранулитовой фации. Специальное изучение метаморфических пород чарской серии, проведенное С.П.Кориковским, показало, что в восточной части территории бедные кальцием глиноземистые гнейсы относятся к биотит-силлиманитовой субфации гранулитовой фации. Железистость граната достигает 62% (35% пиропа), железистость биотита колеблется от 38 до 51%. Наиболее частые парагенезисы: биотит+силлиманит+микроклин+гранат, биотит+силлиманит+микроклин+кордиерит, реже биотит+гиперстен+кордиерит с железистостью гиперстена, равной 35-40%. Парагенезисы гнейсов основного состава (более богатых CaO) - гиперстен+диопсид+плагиоклаз+роговая обманка. Железистость роговой обманки равна 30-51% (Кориковский, 1964, 1967). Повторный метаморфизм и гранитизация, поразившие породы чарской серии, привели к возникновению вместо гнейсов и кристаллических сланцев, первоначально метаморфизованных в условиях гранулитовой фации, гнейсов и мигматитов, для которых типичны минеральные ассоциации, отвечающие амфиболитовой фации метаморфизма. Явления регрессивного метаморфизма, впервые установленные А.М.Лейтесом в районе междуречья Сюльбана и Конды (Лейтес, 1962, 1965), широко проявлены и в других частях региона. Наряду с этим есть указания и на то, что на отдельных участках (восточная часть хр.Кодар) прогрессивный метаморфизм архейских пород не достигал гранулитовой фации, а устанавливаемые в породах ассоциации минералов и их соотношения свидетельствуют о возникновении пород в термодинамических условиях амфиболитовой фации (данные В.С.Шульгиной). Такой вывод представляется нам ошибочным, так как в этом районе в состав чарской серии были включены метаморфические толщи трогового комплекса.

Архейский возраст чарской серии может быть доказан на основании следующих данных. Чарская серия перекрыта отложениями удоканской серии и трого-

вого комплекса, нижнепротерозойский возраст которых установлен в настоящее время достаточно определенно. Непосредственное залегание нижних горизонтов разреза удоканской серии на гнейсах чарской серии наблюдалось нами в верховьях р.Апсат. В других частях территории контакты удоканской серии и трогового комплекса с чарской серией тектонические или "залечены" гранитоидами, однако и там более высокое стратиграфическое положение удоканской серии и трогового комплекса по сравнению с чарской серией не вызывает сомнений. Анализ геологической карты свидетельствует и о структурном несогласии архейских и нижнепротерозойских отложений. Наиболее отчетливо это видно в районе хр.Кодар, где архейские породы имеют субмеридиональное простирание, а нижнепротерозойские - субширотное и как бы срезают структуры архея. Чарская серия метаморфизована в гранулитовой фации, причем на значительных площадях выясняется полиметаморфическая природа горных пород серии и их диафторитические преобразования, что совершенно не свойственно породам трогового комплекса и удоканской серии, претерпевшим одноактный метаморфизм. Разрез чарской серии обнаруживает определенное сходство с разрезами олекминской и курультинской (зверевской) серий бассейна р.Олекма и западной части Станового хребта, а также иликанской серии центральной части Становика и хр.Тукурингра, имеющих архейский возраст (Федоровский, 1965).

Радиологические определения возраста чарской серии находятся в соответствии с геологическими материалами. Возраст ортита из мигматитов калаканской свиты северо-восточной части хр.Удокан равен 3000±100 и 3010±100 млн. лет (урано-свинцово-ториевый метод; Глуховский, 1969), а в хр.Кодар 2640±±100 млн.лет (урано-свинцово-ториевый метод, определения А.И.Тугаринова; Салоп, 1964). Пегматиты, связанные с архейскими гранитами и пересекающие породы чарской серии на хр.Удокан, имеют возраст 2935±70 млн. лет и 3100±100 млн.лет (материалы М.З.Глуховского, анализировался биотит калий-аргоновым методом). Все эти цифры согласно геохронологической шкале соответствуют архею.

Верхний протерозой [1]

На территории центральной части Олекмо-Витимской горной страны верхнепротерозойские отложения представлены патомской серией, установленной на крайнем севере, в пределах Березовского прогиба, а также в Мало-Торском, Чаруодо-Токкинском грабенах и в Верхне-Каларской впадине. Разрезы патомской серии в разных участках ее развития различны.

Нижняя нерасчлененная подсерия (Pt_3pt_1), которая, по данным В.С.Шульгиной, в Березовском прогибе залегает в основании патомской серии, состоит из песчаников, полимиктовых гравелитов и алевролитов, содержащих горизонты полимиктовых конгломератов. В породах отчетливо выражена косая и ритмичная слоистость, встречаются знаки волновой ряби. На южном крыле прогиба, по данным Ю.Б.Алешко, отмечается сокращение мощности до 150 м (по сравнению с 1200 м в центральной части) при одновременном погрублении пород подсерии. Здесь преобладают конгломераты, полимиктовые и кварцевые песчаники, гравелиты, реже встречаются алевролиты.

Мариинская свита (Pt_3^{mr}) мелкокристаллических доломитов располагается стратиграфически выше и имеет мощность около 30 м.

Джемкуканская свита (Pt_3dg) налегает с размывом на карбонатные породы мариинской свиты, а иногда непосредственно на терригенные отложения нижней подсерии патомской серии. В верхней части свиты преобладают мелкозернистые песчаники, алевролиты и филлитовидные глинистые сланцы, в нижней -

---

[1] Отложения нижнего протерозоя, представленные удоканской серией и троговым комплексом, здесь не рассматриваются. Их характеристика приведена в следующих разделах.

полимиктовые конгломераты, гравелиты и крупнозернистые аркозовые песчаники с прослоями доломитов. На южном фланге прогиба джемкуканская свита представлена песчаниками и алевролитами с горизонтами крупноглыбовых конгломератов и гравелитов в основании. Мощность свиты колеблется от 70 до 350 м.

Боракунская свита (Pt_3br) – следующий член разреза патомской серии. На северо-западном фланге прогиба она согласно перекрывает породы джемкуканской свиты и представлена известковистыми сланцами, филлитовидными глинистыми сланцами, алевролитами и глинистыми известняками и имеет мощность от 70 до 350 м. На южном фланге прогиба в составе свиты преобладают известняки с прослоями песчаников. Ее мощность сокращается здесь до 50 м.

Сеньская свита (Pt_3sn) залегает стратиграфически выше и расчленена на две подсвиты. Нижняя подсвита мощностью 120–140 м состоит из песчанистых доломитов, доломитовых брекчий и доломитов с кремнями. Среди доломитов обнаружены *Osagia tenuilamellata* Reitl., *O. columnata* Reitl., *O. torta* Mil'sht., *Vesicularites flexuosus* Reitl. (определения З.А.Журавлевой, коллекция В.С. Шульгиной). Согласно З.А.Журавлевой, все эти формы характерны для второго комплекса онколитов и катаграфий среднего рифея и встречаются в сеньской свите переходной зоны от Патомской складчатой области к Алданскому щиту. Нижняя подсвита согласно перекрывается оолитовыми доломитами, доломитовыми брекчиями, доломитами с кремнями, известняками, онколитовыми доломитами с *Vesicularites flexuosus* Reitl. (сборы Ю.Б.Алешко, определения З.А.Журавлевой), входящими в состав верхней подсвиты сеньской свиты. Ее мощность достигает 400–450 м.

В Мало-Торском грабене присутствуют только сеньская и торгинская свиты. Нижняя подсвита сеньской свиты мощностью 50–160 м, по данным В.И.Колесникова, представлена доломитовыми известняками, песчаниками, доломитами, алевролитами, конгломератами. В ее основании присутствуют кварцевые песчаники, несогласно залегающие на размытой поверхности древних пород и гранитов. В составе верхней подсвиты, мощность которой составляет 120–450 м, присутствуют доломиты, доломитовые известняки с прослоями и линзами кремней, конгломерато-брекчий, оолитовых доломитов с *Vesicularites flexuosus* Reitl., *Osagia aculeata* (?) Z.Zhur., *Radiosus aculeatus* Z. Zhur, *Radiosus badins* Z.Zhur. (определения З.А.Журавлевой, сборы В.И.Колесникова).

Торгинская свита (Pt_3tr) согласно перекрывает сеньскую и состоит из сер иногда пестроокрашенных известняков, кремнистых известняков и доломитов. Ее мощность более 160 м.

В Верхне-Каларской впадине, по данным автора, в основании верхнего протерозоя залегает сеньская свита мощностью 60–100 м, состоящая из доломитов с *Vesicularites flexuosus* Reitl., песчанистых доломитов с линзами кремней, алевролитов. В основании свиты присутствует горизонт кварцевых песчаников, гравелитов и конгломератов, иногда дресвяников. Эти отложения угловым и азимутальным несогласием перекрывают песчаники сакуканской свиты удоканской серии и прорывающие их граниты чуйско-кодарского комплекса.

Вендский комплекс

Юдомская свита (Vjd), принадлежащая к вендскому комплексу, встречена только в Верхне-Каларской впадине и, по нашим наблюдениям, состоит из доломитов, известковистых доломитов и карбонатных брекчий с горизонтом грубозернистых кварцевых песчаников в основании. Последние с размывом перекрывают доломиты сеньской свиты. Мощность юдомской свиты равна 250–30 Прежде отложения юдомской свиты датировались нижним кембрием, что было в достаточной мере условно, так как первые нижнекембрийские окаменелости известны только в вышележащей пестроцветной свите других районов. Б.С.Соколов и Б.М.Келлер включают юдомскую свиту, с которой сходна охарактеризованная толща Верхне-Каларской впадины, в состав вендского (юдомского) комплекса, что представляется нам более правильным (Соколов, 1964).

Кембрийская система

Отложения кембрия известны только в Верхне-Каларской впадине.

Пестроцветная свита (Cm_1ps) согласно перекрывает отложения вендского комплекса и состоит из пестроокрашенных известняков, доломитов, алевролитов, песчаников, глинистых сланцев. В последних обычны знаки волновой ряби, глиптоморфозы по каменной соли, следы ползания илоедов. В доломитах, согласно определению И.К.Королюк (сборы автора), содержатся строматолиты *Columnaefacta* f.nov., *Colleniella* f.nov., *Schancharia* f. nov., не имеющие биостратиграфического значения. Нижнекембрийский возраст пестроцветной свиты Верхне-Каларской впадины определяется на основании ее литологического сходства с одноименной свитой Алданского района, содержащей фауну алданского яруса нижнего кембрия. Мощность свиты 350 м.

Агданская свита (Cm_1ag) залегает стратиграфически выше пестроцветной. В ее составе преобладают известковистые доломиты со строматолитами из группы *Stratifera*, известняки, глинисто-известковистые сланцы и карбонатные брекчии. Мощность свиты 250 м.

Верхоленская свита ($Cm_{2-3}vl$) состоит из пестроцветных битуминозных известняков, мергелистых сланцев и мергелей, песчаников, алевролитов и карбонатных брекчий. Мощность верхоленской свиты, возраст которой считается средне-верхнекембрийским, равна 250 м.

Ордовикская система

Отложения кембрия с видимым согласием перекрываются толщей нижнего ордовика, впервые выявленной на территории северо-восточного Забайкалья (в Верхне-Каларской впадине) Ю.С. Перфильевым.

Устькутский ярус (O_1u) установлен в основании разреза. Это глинистые и песчанистые известняки, известковистые песчаники, битуминозные известняки, глауконитовые песчаники, конгломераты, алевролиты и аргиллиты с фауной *Finkelnburgia* sp., *Linguella* sp. и строматолитами (определения Н.В.Покровской и О.Н.Андреевой). Радиологический анализ глауконита из песчаников показал возраст 465 млн.лет. Мощность отложений 200 м.

Чуньский ярус ($O_1č$) представлен залегающими стратиграфически выше песчаниками, пестроцветными алевролитами, песчанистыми известняками, пестроокрашенными известняками и известковистыми сланцами с фауной *Angarella* sp., *Intejoceras angarensis* Bal. (определения О.Н.Андреевой и З.Г.Балашова). Мощность 180 м.

Юрская система

Чепинская свита ($J_{2-3}čp$) пресноводно-континентальных угленосных отложений и вулканогенно-терригенных образований распространена в хр.Кодар, в пределах Чукчудинского и Ханинского грабенов и в Верхне-Каларской впадине. В ее основании несогласно и с размывом на подстилающих палеозойских отложениях и протерозойских гранитах залегает горизонт кварцевых конгломератов, гравелитов и грубозернистых песчаников. Выше располагается пачка песчаников, которая вверх по разрезу сменяется толщей ритмично чередующихся песчаников, алевролитов, углисто-глинистых сланцев, содержащих пласты и прослои каменного угля. Ритмическая толща перекрывается пачкой песчаников с редкими прослоями гравелитов. Мощность чепинской свиты на хр.Кодар 600-850 м, в Верхне-Каларской впадине - 360-580 м. Среди песчаников, залегающих над базальным горизонтом в районе оз.Амудиса, геологами Читинского геологического управления обнаружена фауна пресноводных пелеципод, определенных Ч.М.Колесниковым как среднеюрские *Ferganoconcha sibirica* Tsch., *F. erdemica* Ch.Kol. В отложениях свиты на хр.Кодар автором и В.С.Шульгиной собрана ископаемая флора, среди которой В.А.Вахрамеев определил *Rafaelia diamensis* Sew., *R.* cf. *stricta* Vachr., указывающие на верхнеюрский возраст вме-

щающих пород (Шульгина, 1965). На основании находок среднеюрской фауны в низах разреза свиты, а позднеюрской флоры в ее верхах возраст чепинской свиты может быть определен как средне-верхнеюрский нерасчлененный. Своеобразный состав имеет толща, развитая в бассейне р.Чукчуду и условно отнесенная к чепинской свите. По данным В.И.Колесникова и Ю.В.Буфеева, в ее составе преобладают кварцевые порфиры, андезиты, туфы, туфолавы и туфобрекчии; в нижней части свиты здесь присутствуют полимиктовые конгломераты.

Меловая система

Рыбачья свита (Cr_1rb) установлена автором и Г.Ф.Лунгерсгаузеном в Верхне-Каларской впадине и В.С.Шульгиной - в хр.Кодар. В строении разреза свиты принимают участие песчаники, алевролиты, углисто-глинистые сланцы, каменный уголь. В основании свиты залегает горизонт конгломератов с галькой экзотических для этих районов эффузивов и туфов кислого состава, а также гранитов, кристаллических сланцев и гнейсов. Кроме конгломератов в состав базального горизонта входят гравелиты и песчаники. В Верхне-Каларской впадине автором наблюдалось несогласное налегание базального горизонта на отложениях чепинской свиты. Мощность рыбачьей свиты 150-300 м. В алевролитах и песчаниках свиты на хр.Кодар В.С.Шульгиной собраны ископаемые остатки, среди которых В.А.Вахрамеевым обнаружены, в частности, *Cladophle bis ketovae* Vachr . Появление этой формы наряду с исчезновением форм *Rat lia* , типичных для нижележащей чепинской свиты, указывает, по мнению В.А.Вахрамеева, на нижнемеловой возраст отложений рыбачьей свиты.

Плиоценовые и четвертичные образования

Среди геологических образований этого возраста в центральной части Олекмо-Витимской горной страны выделены плиоцен-четвертичные базальты, плиоценовые, среднечетвертичные, верхнечетвертичные и современные рыхлые накопления.

Плиоцен-четвертичные покровы базальтов(βN_2–Q) развиты в осевой части хр.Удокан и на правобережье р.Калар. По наблюдениям Ю.В.Буфеева и В.И.Колесникова, в строении покровов участвуют базальты, андезито-базальты, андезиты, туфобрекчии, туфы, лавобрекчии и лавоагломераты, бронирующие добазальтовый рельеф, который, судя по гипсометрическим отметкам ложа эффузивов, представлял собой нагорье с глубиной расчленения 300-400 м. В нескольких пунктах отмечены сохранившиеся от эрозии вулканические аппараты, шлаковые конусы. Излияние лав происходило неоднократно: одни потоки образуют собственно покровы, бронирующие плиоценовый рельеф, другие заполняют днища верхнечетвертичных ледниковых трогов, вложенных в покровы первой генерации. Это обстоятельство наряду с палинологической характеристикой алевролитов, образующих линзы среди базальтов (пыльца голосеменных с примесью теплолюбивых экзотов), позволяет определить возраст лав как плиоцен-четвертичный. Мощность покровов в среднем 300-400 м.

Плиоценовые рыхлые накопления (N_2) распространены в бассейне рек Сюльбан и Конда. Они сложены аллювиальными и аллювиально-пролювиальными галечниками, валунниками, гравием, песками и супесями, содержащими, по данным А.И.Музиса и Б.А.Микаилова, богатый спорово-пыльцевой спектр плиоценового возраста. Мощность отложений несколько десятков метров.

Среднечетвертичные отложения (Q_{II}) установлены в Верхне-Каларской, Чарской и Верхне-Сюльбанской впадинах и фиксируют первое оледенение территории, носившее полупокровный и долинный характер. В составе отложений участвуют ледниковые валунные суглинки и супеси (морена), а также водно-ледниковые валунники, галечники, пески и гравий. Мощность морен достигает 50-70 м. Среднечетвертичный возраст отложений определяется на основании перекрытия палинологически охарактеризованными аллювиальными песками и

галечниками эпохи ранневерхнечетвертичного межледниковья. Последние на карте не изображены ввиду незначительной площади, занятой ими.

Ранневерхнечетвертичные отложения (Q^1_{III}) образуют главным образом предгорный шлейф хр.Кодар; они представлены пролювиально-делювиальными и обвально-гравитационными нагромождениями, прислоненными к тектоническому уступу хребта, и перекрывают среднечетвертичные морены. На отложениях предгорного шлейфа залегают в свою очередь морены поздневерхнечетвертичного возраста, что определяет ранневерхнечетвертичный возраст шлейфа хр.Кодар. Мощность пролювиально-делювиальных образований колеблется от нуля до 100 м.

Поздневерхнечетвертичные отложения (Q^2_{III}) представлены моренами и флювиогляциалом второго оледенения, носившего ярковыраженный горно-долинный характер. Морена сложена ледниковыми валунными супесями, реже - суглинками; в составе водно-ледниковых накоплений участвуют валунники, галечники, гравий, пески. Мощность отложений достигает 100 м; они заполняют днища многочисленных ледниковых трогов и цирков и образуют крупные скопления у подножий хребтов.

Современные накопления распространены повсеместно и представлены аллювиальными галечниками, песками, супесями и (редко) торфяниками террас и пролювиально-аллювиальными образованиями (Q^1_{IV}), а также аллювиальными, озерными, озерно-аллювиальными валунниками, галечниками, песками, супесями, суглинками современных водотоков и водоемов, эоловыми песками, развитыми в Чарской впадине, ледниковыми щебнисто-глыбовыми образованиями, связанными с деятельностью современных ледников и собственно льдом (хр. Кодар) - Q^2_{IV}.

Магматические и палингенно-метасоматические образования

В центральной части Олекмо-Витимской горной страны чрезвычайно широко развиты разнообразные по составу интрузивные и палингенно-метасоматические образования архейского, раннепротерозойского, позднепротерозойского, палеозойского и мезозойского возраста.

Архейские интрузии и палингенно-метасоматические образования

Амфиболиты, габбро-амфиболиты, метадиабазы, метагипербазиты (NA) распространены локально. Обычно они образуют послойные и полусогласные маломощные интрузивные тела среди гнейсов и кристаллических сланцев архейской чарской серии. Более крупные по площади участки развития этих пород встречены среди анортозитов Каларского массива. Амфиболиты и другие породы комплекса подвержены анортозитизации и чарнокитизации.

Анортозиты (σA) слагают один из крупнейших в Сибири Каларский (Олекмо-Каларский) массив. В его строении принимают участие габбро-анортозиты, лабрадориты, андезиниты, олигоклазиты, а за пределами территории - микроклиниты и сиениты. Лабрадориты, андезиниты и олигоклазиты обладают практически мономинеральным составом; темноцветные минералы, количество которых обычно не превышает 1-2% объема пород, представлены гиперстеном, диопсидом и бурой роговой обманкой. Г.Н.Баженовой (1967) было показано, что в процессе анортозитизации происходил привнос алюминия, кальция, натрия и в меньшей степени калия и кремния, вынос ферромагнезиальных компонентов. Падает содержание хрома, ванадия, никеля, кобальта, цинка и циркония, возрастает железистость пород. В образовании анортозитов ведущая роль принадлежала региональным процессам метасоматоза и перекристаллизации. Архейский возраст анортозитов доказывается на том основании, что они залегают среди пород чарской серии и подверглись архейской гранитизации (чарнокитизации).

Граниты гиперстеновые (чарнокиты), гранодиориты и плагиоклазиты ($\gamma\check{c}A$) образуют несколько небольших по площади массивов. Гораздо чаще устанавливаются зоны чарнокитизации, пространственно ассоциирующие с анортозитами и архейскими кристаллическими сланцами основного состава. Обычно чарнокиты, представляющие собой продукты гранитизации, проходившей в условиях повышенной щелочности и гранулитовой фации метаморфизма, характеризуются парагенезисами гиперстен-микроклин или диопсид+микроклин. При дальнейшей гранитизации возникают парагенезисы гиперстен (диопсид)+роговая обманка+микроклин. Контакты чарнокитов с вмещающими архейскими породами согласные, среди нижнепротерозойских пород гиперстеновые граниты отсутствуют. Пегматиты этого комплекса, по радиологическим данным, имеют возраст 2700-2800 млн.лет (урано-ториево-свинцовый метод, Салоп, 1967), 2935 и 3100 млн. лет (калий-аргоновый метод, материалы М.З.Глуховского), что соответствует архею.

Раннепротерозойские интрузии и палингенно-метасоматические образования

Метагаббро, габбро-нориты, метагипербазиты, ортоамфиболиты (N_1Pt_1) слагают целый ряд мелких и крупных силлеобразных массивов в пределах шовных прогибов (трогов). В связи с тем что габброиды и гипербазиты играют весьма существенную роль в строении образований трогов, целесообразно привести здесь несколько более полную их характеристику, чем других интрузивных пород региона, детальная характеристика которых не входит в задачи данной работы.

Метагаббро - зеленовато-серые среднезернистые породы с очками и линзами полевых шпатов (в участках, где породы подвергались гранитизации). По составу отмечаются почти все переходные разности от практически неизмененных габбро до их полностью амфиболизированных аналогов. Состав "свежих" пород: диопсид (25-30%), гиперстен (20-25%), роговая обманка (5-10%), плагиоклаз (40%), биотит (10%). Акцессорные минералы представлены сфеном, магнетитом, апатитом, ортитом, цирконом. Структура этих пород среднезернистая, типично габбровая. Диопсид присутствует в крупных (2-3 мм) неправильной формы или таблитчатых зернах, окрашенных в бледно-зеленый цвет, и слабо плеохроирует, $2V = 60-63^{\circ}$, $c:Ng = 38^{\circ}$, $Ng = 1{,}694$. По диопсиду обычно развивается роговая обманка. Гиперстен образует более мелкие (0,5-1,5 мм) изометричные зерна с характерным слабо выраженным плеохроизмом: Ng - бледно-зеленый, Np - розовый; $2V = 74$, $Ng = 1{,}701$. Гиперстен частично замещен развивающимися по нему диопсидом или роговой обманкой, образующими каемки вокруг зерен этого минерала. Роговая обманка окрашена в густо-зеленый цвет и плеохроирует от травяно-зеленого по Ng до светло-желтого по Np, $Ng = 1{,}659$. Плагиоклаз дает неправильные и изометричные зерна размером 1-1,5 мм с двойниковым строением и по составу отвечает андезину № 40. В виде каемок присутствует более кислый плагиоклаз, отмечаются также кварцевые вростки. Раскисление плагиоклаза является, вероятно, результатом проявления процессов гранитизации. Биотит присутствует в чешуйках густо-коричневого цвета, резко плеохроирует, $Ng = 1{,}628$; обычно замещает гиперстен. В значительно гранитизированных и амфиболизированных габбро гиперстен не встречается, а диопсид присутствует только в реликтах.

Метагипербазиты и ортоамфиболиты - массивные крупнокристаллические породы темно-зеленого или черного цвета. В их состав входят роговая обманка (65-80%), диопсид (15-20%), плагиоклаз (5-10%), гиперстен (0-10%), биотит (5-10%), акцессорные минералы (магнетит, сфен, ортит). Структура пород нематобластовая, участками панидоморфнозернистая (при преобладании диопсида). Диопсид образует крупные (3-5 мм) округлые или таблитчатые зерна, окрашенные в бледно-зеленый цвет и слабо плеохроирующие, $Ng = 1{,}694$. Роговая обманка резко плеохроирует от голубовато-зеленого по Ng до бледно-зеленого по Np, $c:Ng = 16-18^{\circ}$, $Ng = 1{,}657-1{,}658$. Иногда по ней развивается биотит.

лагиоклаз, присутствующий в неправильной формы зернах, корродирует рогую обманку и соответствует олигоклазу кислых номеров.

Плагиогранито-гнейсы, анатектические гнейсовидные граниты ($\gamma_1 Pt_1$) чрезычайно широко распространены в регионе. В литературе они известны как ревнестановой (Коржинский, 1939) или куандинский (Салоп, 1967) комплекс ранито-гнейсов. Эти породы образуют многочисленные массивы, согласные со труктурами вмещающих толщ, и окружены мощными ореолами мигматитов, азвивающихся главным образом по архейским кристаллическим сланцам и нейсам. Формирование гранито-гнейсов проходило в отличие от архейского тапа гранитизации в условиях нормальной щелочности и амфиболитовой фации етаморфизма. Характерной особенностью раннепротерозойской гранитизации, акже определяющей ее отличие от архейской, служат мощные ореолы кислотого выщелачивания (мусковитизация, дистенизация, эпидотизация, фибролитиация, пегматиты), окружающие массивы гранито-гнейсов (Кориковский, 1967). 'становлено, что гранитизация поразила главным образом породы архея: возикшие в результате ее гранито-гнейсы приобрели подвижность и на отдельых участках интрудировали в толщу удоканской серии, никогда, правда, не ыходя (за исключением пегматитов) в средние и верхние части ее разреза. Исключение составляет троговый комплекс, на значительных площадях подвергшийся гранитизации. Гранито-гнейсы пересекают раннепротерозойские габброиы и в свою очередь прорваны гранитоидами чуйско-кодарского комплекса, то определяет их раннепротерозойский возраст. Радиологические данные подверждают геологические выводы об их возрасте: пять анализов биотита, проеденные калий-аргоновым методом, показали цифры, укладывающиеся в интерале 1683-1945 млн.лет (материалы ВАГТ), мусковит из пегматитов имеет озраст 2370 и 2420 млн.лет (калий-аргоновый метод, лаборатория ИГЕМ; Кориковский, Федоровский, 1964); циркон, анализировавшийся урано-ториево-винцовым методом, дал цифры 1890 и 2330 млн.лет(материалы М.З.Глуховкого).

Метасоматические очковые гнейсовидные и массивные граниты, граносиениты ($\gamma_2 Pt_1$) в одних случаях образуют крупные тела вытянутой формы, контрорующие мощные дизъюнктивные зоны древнего заложения, в других образуют массивы изометричной формы, приуроченные к кульминациям структур гранито-гнейсовых куполов. Кроме указанных пород на периферии Кодаро-Удоканского прогиба, а особенно часто в пределах Амалыкской подзоны, развиты ейкократовые пегматоидные граниты, альбититы и микроклиниты, слагающие овольно крупные по площади массивы и небольшие послойные залежи. Формирование пород связано со щелочно-кислотным метасоматозом, завершающим, ероятно, процессы гранитизации. Урано-ториево-свинцовым методом анализировались ортит (1950 млн.лет) и монацит (1950 и 2130 млн.лет) очковых гранитов. Калий-аргоновым методом по валовой пробе получен результат 1770 млн. ет (материалы Г.Б.Гиммельфарба и М.З.Глуховского).

Габбро, габбро-нориты, магнетитовые габбро, габбро-диориты, диориты, ейкократовые габбро, пироксениты, дуниты, перидотиты, габбро-пегматиты, лагиоклазиты ($\nu_2 Pt_1$) слагают известный Чинейский массив, расположенный верховьях р.Чина. Как показали исследования геологов ЧГУ и ВАГТ, массив меет форму лополита с отчетливо проявленной дифференциаций вещества в результате ликвационно-гравитационных процессов, происходивших в период становления интрузии. Северный и восточный блоки лополита ("крылья") наклонеы к центру под углами 5-20°, южный и западный более крутые (35-40°). Габроиды Чинейского массива прорывают породы средней подсерии удоканской ерии и содержат их ксенолиты; в свою очередь они прорваны гранитоидами алеозойского возраста, что позволяет определить время формирования габброов только в весьма широких пределах. Раннепротерозойский возраст этих поод принят нами условно. Необходимо иметь в виду, что структурная позиция ассива в замковой части позднепротерозойского прогиба и его приуроченность зоне схождения дайковых поясов позднепротерозойских габбро-диабазов моет указывать на возможность позднепротерозойского возраста пород массива.

Граниты крупнозернистые порфировидные ($\gamma_3 Pt_1$), известные в литературе как главная составная часть чуйско-кодарского комплекса (Салоп, 1967), образуют гигантский Кодаро-Удоканский лополит (Федоровский, 1968 б), отдельные части которого в современном эрозионном срезе выступают как Кодарский, Кеменский, Каларский и ряд других мелких массивов, считавшихся ранее частями единого плутона батолитической формы (Салоп, 1967; Лейтес, 1965). В подошве и кровле Кодаро-Удоканского лополита, как правило, залегают породы удоканской серии. В зоне эндоконтакта, в подошве интрузии, граниты сменяются порфировидными гранодиоритами и кварцевыми диоритами; в кровле иногда появляются гранит-порфиры. Раннепротерозойский возраст гранитоидов определяется на основании неоднократно наблюдавшегося прорыва ими всех свит удоканской серии и ороговикования вмещающих пород в зоне экзоконтакта. Граниты с размывом перекрыты конгломератами верхнепротерозойской сеньской свиты (хр.Удокан). Десятки анализов радиологического возраста гранитов, проведенные калий-аргоновым методом различными лабораториями, показывают цифры, укладывающиеся в интервале 1700-2000 млн.лет.

Граниты мелкозернистые ($\gamma_4 Pt_1$) образуют ряд небольших по площади интрузивов штокообразной формы. Их формирование связано с заключительной фазой становления комплекса. Калий-аргоновым методом получены следующие цифры возраста гранитов: по мусковиту 1930 млн.лет, по биотиту 1832 и 1900 млн.лет, по калиевому полевому шпату 2000 млн. лет.

Позднепротерозойские интрузии

Позднепротерозойские интрузии основного и кислого состава, хотя они и не образуют больших по площади массивов, развиты повсеместно.

Габбро-диабазы, габбро, диабазовые порфириты, ультраосновные породы (ηPt_3), объединяемые геологами ВАГТ в дорусский комплекс, образуют многочисленные дайки и небольшие плитообразные бескорневые интрузии, концентрирующиеся в пояса субширотного простирания. Наиболее протяженные пояса прослеживаются на 100-200 км. Характерной особенностью даек и плитообразных интрузий одного из поясов (Северо-Каларского) является их чрезвычайно пологое с наклоном на север (10-20°) или даже горизонтальное залегание. Дайки и интрузивные плиты располагаются здесь сериями одна над другой. В пределах остальных поясов - Южно-Удоканского, Грамначи-Кудирского и других - отмечено преимущественно вертикальное залегание даек или их крутой наклон в южных румбах. Большинство даек сложено габбро и габбро-диабазами, реже наблюдаются в дайках диабазовые порфириты и ультраосновные породы. Последние образуют протяженную (20 км) дайку, контролирующую разлом, который с юга ограничивает Аянский трог. Дайки габброидов также обладают значительной протяженностью. Так, Кудирская дайка габбро и габбро-диабазов прослежена на 50 км, дайки в бассейне р.Ср.Сакукан - на 20 км. Структурная позиция даек вполне определенна: они трассируют протяженные тектонически ослабленные зоны, ограничивающие с юга и севера Верхне-Каларскую депрессию, а также зоны других древних разломов субширотного простирания. Структурный контроль в размещении даек послужил основным критерием при пересмотре возраста этих образований, ранее считавшихся раннепротерозойскими. Внедрение габброидов связывается с позднепротерозойским этапом тектогенеза, возникновением в центральной части раннепротерозойского Кодаро-Удоканского лополита серии секторовидных опускавшихся блоков, определивших контуры Верхне-Каларской впадины. Габброиды прорывают породы удоканской серии и раннепротерозойские граниты.

Граниты среднезернистые биотитовые (γPt_3) развиты в восточной части хр. Удокан и на хр.Кодар. Они образуют небольшие штокообразные массивы, концентрирующиеся в цепочки северо-западного простирания. Граниты прорывают все более ранние интрузивные и стратифицированные образования и имеют радиологический возраст 865-1007 млн.лет (5 анализов калий-аргоновым методом по валовым пробам, материалы М.З.Глуховского).

Палеозойские интрузии

Интрузии палеозойского возраста установлены в центральной части Олекмо-Витимской горной страны в результате работ геологов ВАГТ, ЧГУ и ИГУ. Ранее они считались раннепротерозойскими или мезозойскими. Теперь эти интрузивные породы объединяются в сакунский комплекс, а на крайнем западе территории - в конкудеро-мамаканский комплекс. Выделяется три основные фазы комплекса. Первая фаза($\xi_1 Pz$) представлена нефелиновыми сиенитами, эгирин-авгитовыми сиенитами, кварцевыми сиенитами и связанными с ними жилами нефелиновых сиенит-пегматитов. Вторая фаза ($\delta - \gamma\delta_2 Pz$)включает роговообманковые и пироксен-роговообманковые диориты, гранодиориты, граносиениты, сиенито-диориты, сиениты, монцониты. Третья фаза: лейкократовые и аляскитовые граниты ($\gamma_3 Pz$). Весьма многочисленна и разнообразна жильная серия палеозойских интрузий: гранит-аплиты, пегматиты, гранит-порфиры, сиенит-порфиры, гранодиорит-порфиры, диоритовые порфириты, монцонит-порфиры. Палеозойский возраст пород определен на основании прорыва ими карбонатных и пестроцветно-карбонатных пород верхнего протерозоя, венда и нижнего кембрия (по нашим наблюдениям - сеньской, юдомской и пестроцветной свит на правобережье р.Имангра). Галька субщелочных пород сакунского комплекса установлена в конгломератах средней-верхней юры в Верхне-Каларской впадине (данные автора) и в грабене на р.Конкса (данные Ю.Б.Алешко). Многочисленные определения возраста пород радиологическими методами (36 анализов) подтверждают геологические данные и дают цифры 232-359 млн.лет; 70% цифр показывает возраст 268 млн.лет.

Мезозойские интрузии

Интрузивные образования этого возраста известны только на крайнем юго-востоке территории, где они образуют три крупных и ряд мелких массивов. В составе мезозойских интрузий преобладают крупнозернистые порфировидные граниты и гранодиориты, принимающие участие в строении крупных массивов, а также лейкократовые мелкозернистые граниты, образующие мелкие штоки. Мезозойские интрузии района (радиологический возраст около 150 млн.лет) представляют западное окончание огромного по протяжению пояса гранитных массивов Станового хребта.

Тектоника

Исследованная территория располагается в юго-западной части докембрийского Алданского щита (Лейтес, 1965; Муратов, 1966) в пределах Кодаро-Удоканской структурно-фациальной зоны и области ее сочленения с Олекминской и Становой зонами. Здесь выделяются структуры гетерогенного фундамента эпираннепротерозойской платформы, структуры платформенного чехла и структуры этапа тектонической активизации платформы.

Фундамент платформы

Фундамент эпираннепротерозойской платформы по своей природе является гетерогенным. В его строении участвуют два структурных комплекса - нижний и верхний.

Нижний структурный комплекс сформирован глубоко метаморфизованными породами чарской серии архея, образующими крутые линейные широкие складки. Бросается в глаза резко различная ориентировка архейских структур, расположенных севернее и южнее основного поля развития удоканской серии (Кодаро-Удоканский прогиб). В пределах северного района преобладают складки субмеридионального простирания, в южном - субширотные. Главной структурой северного района служит Дербергелляхский антиклинорий, шарнир которого полого погружается по направлению на юг, к Чарской впадине. В ядре антикли-

нория обнажены породы несмуринской и давачанской свит, крылья его образованы имангрской и калаканской свитами. К ядру структуры тяготеют крупные массивы раннепротерозойских гранитоидов. Крылья антиклинория устроены сложно: они представляют собой по существу серии сочетающихся антиклиналей и синклиналей, погружающихся в обе стороны от ядра. Для южного района развития архейских пород характерно преобладание субширотно ориентированных антиклинальных и синклинальных складок. Нетрудно заметить, что субширотно ориентированная структура архейских образований южного района представляет как бы продолжение в Олекмо-Витимскую горную страну складчатых структур системы Станового хребта, в то время как субмеридиональная ориентировка складок северного района параллельна структурам архея Олекминской зоны. Таким образом, четко определяется тектоническая позиция Кодаро-Удоканского прогиба, который располагается в зоне сочленения этих двух блоков архея, выраженной в современном эрозионном срезе диафторитами гигантского Станового разлома. Специфической особенностью нижнего структурного комплекса является тектоническая перестройка архейских структур в связи с раннепротерозойской гранитизацией. Наиболее типичными структурами повторно переработанного архея являются гранито-гнейсовые и мигматитовые купола, а также синклиналевидные или чашеобразные складки ("грибы"), окружающие со всех сторон Кодаро-Удоканский прогиб. Представляется, что в общем процессе интенсивной раннепротерозойской гранитизации, поразившей породы архея и сопровождавшейся "всплыванием" гранито-гнейсовых куполов, удоканская серия служила естественным физико-химическим и тепловым барьером, экраном для их перемещения вверх, что и определило полную переработку первоначально простых линейных архейских структур именно в полосе, прилегающей к Кодаро-Удоканскому прогибу, и возникновению здесь пояса куполов и чашеобразных структур.

Верхний структурный комплекс сформирован нижнепротерозойскими отложениями трогового комплекса и удоканской серии. Соответственно выделяются два основных типа структур этого возраста (см.фиг. 2). В центральной части региона это широкий и протяженный Кодаро-Удоканский протоплатформенный прогиб, образованный породами древней пестроцветной терригенной формации удоканской серии (Лейтес, 1965). Совершенно иную морфологию имеют узкие линейные шовные прогибы - троги, в строении которых принимают участие образования вулканогенно-терригенной и железисто-кремнистой формаций трогового комплекса (Федоровский, Лейтес, 1968 а, б).

Особенности тектоники Кодаро-Удоканского прогиба были рассмотрены в работах Л.И.Салопа (1958, 1967), Лейтеса (1965), М.З.Глуховского (1968 а, б) и автора (Федоровский, 1968 в). Л.И.Салоп считает, что формирование удоканской серии происходило в условиях миогеосинклинального прогиба байкалид. По мнению А.М.Лейтеса, Кодаро-Удоканский прогиб не может быть отнесен к типу миогеосинклинальных, а представляет собой структуру протоплатформенного типа. А.М.Лейтес показал, что внутренняя структура прогиба довольна проста, причем крылья его устроены сложнее, чем центральная часть. Геологические исследования последних лет подтверждают этот вывод, а вновь полученные материалы позволили установить некоторые специфические особенности Кодаро-Удоканского прогиба. В частности, нами было показано, что замечательной чертой этого прогиба является сочетание первоначально простых брахиформных структур, образованных породами удоканской серии, со вторичными складками чрезвычайно сложной морфологии. Возникновение последних обусловлено несколькими причинами: а) всплыванием гранито-гнейсовых куполов, деформировавших покрывающий их протоплатформенный чехол; б) деформациями в связи с внедрением гранитоидов чуйско-кодарского комплекса; последние образуют огромный Кодаро-Удоканский лополит, окруженный поясом опрокинутых и лежачих складок в породах удоканской серии; в) деформациями, связанными с влиянием погребенных линейных трогов на структуру перекрывающего их чехла - удоканскую серию. В центральной части прогиба установлено существование внутреннего Чарского поднятия, разделяющего прогиб на две

половины (подзоны – Кодарскую и Удоканскую; Федоровский, 1968 б).

Троги представляли собой линейные шовные прогибы, ограниченные с двух сторон разломами или надвигами. Здесь обычны узкие линейные складки значительной протяженности. Выяснено, что образование трогов опережало время заложения Кодаро-Удоканского прогиба. В то же время вполне определенно может быть доказан одинаковый раннепротерозойский возраст отложений, находящихся как в Кодаро-Удоканском прогибе, так и в трогах (Федоровский, Лейтес, 1968 а, б). Консолидация гетерогенного фундамента эпираннепротерозойской платформы завершилась внедрением колоссальных масс гранитоидов чуйско-кодарского комплекса.

Платформенный чехол

Платформенный чехол образован верхнепротерозойскими и палеозойскими отложениями, которые обычно залегают практически горизонтально (Мало-Торский грабен) или со слабым наклоном (Березовский прогиб). В пределах Верхне-Каларской впадины позднепротерозойские и палеозойские отложения участвуют в строении сундучных и коробчатых складок сложной морфологии с характерным осложнением сводов и крыльев основных структур складками более высоких порядков. Возникновение сложных штамповых складок в пределах Верхне-Каларской впадины явилось следствием движений отдельных блоков фундамента, перекрытых платформенным чехлом.

Структуры этапа тектонической активизации платформы

Эти структуры формировались на рубеже палеозоя и мезозоя и в течение мезозоя. В это время возникли мощные разломы, в большинстве своем наследующие докембрийские ослабленные зоны, произошло внедрение крупных масс палеозойских гранитоидов и щелочных пород. Движения по блокам в средне-верхнеюрское время сопровождались излияниями лав, в депрессиях накапливались мощные толщи мезозойских угленосных осадков. В конце мезозоя и на протяжении большей части кайнозоя территория характеризуется тектонически стабильным режимом; формируется поверхность выравнивания. В начале четвертичного времени наступает новый этап тектонической активизации, возникает современный контрастный альпийский рельеф, обособляются крупнейшие морфоструктуры – Удоканский и Кодарский хребты, Чарская и Верхне-Каларская впадины. Движения по блокам сопровождаются излиянием базальтов и оледенением Олекмо-Витимской горной страны.

СТРАТИГРАФИЯ НИЖНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ ХРЕБТОВ КОДАР И УДОКАН

Геологические исследования, проведенные в последние годы в пределах всей Кодаро-Удоканской структурно-фациальной зоны, позволили выделить здесь два главных типа разрезов нижнепротерозойских отложений. Один из них представлен вулканогенно-терригенной и кремнисто-железистой формациями, участвующими в строении шовных прогибов - трогов (троговый комплекс). Второй тип разреза характеризует терригенную формацию удоканской серии, которая образует протоплатформенный чехол и участвует в строении Кодаро-Удоканского прогиба.

Стратиграфия трогового комплекса

Троговый комплекс как самостоятельная стратиграфическая единица нижнего протерозоя выделен на территории Олекмо-Витимской горной страны недавно (Федоровский, Лейтес, 1968 а, б). Анализ новых геологических материалов показал, что наряду с известным ранее крупным, изометричным в плане Кодаро-Удоканским прогибом, образованным отложениями нижнепротерозойской удоканской серии, в центральной части Олекмо-Витимской горной страны обособляются линейно вытянутые узкие и протяженные шовные прогибы (см. фиг. 3), которые по морфологии, составу и формационным особенностям наблюдаемых в них отложений, характеру складчатости, метаморфизму и возрасту обнаруживают сходство с трогами тимискаминг ского типа, выделенными М.С. Марковым (1964) на примере шовной синклинали Тимискаминг в Канаде.

Шовные троги Олекмо-Витимской горной страны, детально рассмотренные в статьях, написанных автором совместно с А.М.Лейтесом (Федоровский, Лейтес, 1968а, б), представляют собой шовные синклинали, с двух сторон ограниченные разломами и (или) надвигами. В их строении принимают участие образования вулканогенно-терригенной и железисто-кремнистой формаций, метаморфизованные в широких интервалах давлений и температур; на отдельных участках они подверглись интенсивной гранитизации. Наиболее крупные троги, имея ширину в плане 10-20 км, протягиваются на расстояние до 200 км (Каларский трог). Чаще всего в современном эрозионном срезе устанавливаются шовные структуры с параметрами 50 x 5 км, 50 x 1 км, 30 x 2 км, 100 x 2 км, 80 x 10 км (Бурпалинский, Аянский, Чукчудинский, Хани-Олондинский, Итчилякский, Саймаганский, Эльгерский, Таллаинский и другие троги).

В этом разделе будут рассмотрены только состав, объем и строение отложений, заключенных в трогах; здесь мы не будем касаться вопросов морфологии и структурных особенностей шовных синклиналей, освещенных ранее (Федоровский, Лейтес, 1968 а, б).

Каларский трог наиболее крупный, он образован толщей, состоящей из трех пачек. Разрез, наблюдавшийся в бассейне р. Тепракан (фиг. 5, разрезы 62-65, 69, 70), показывает, что нижняя пачка мощностью 500-700 м сложена биотитовыми, роговообманково-биотитовыми и актинолитовыми кристаллическими сланцами, содержащими редкие прослои кальцифиров, кварцитов, кварц-биотитовых сланцев с гранатом и графитом, а также пласты ортоамфиболитов. Средняя пачка, мощность которой около 1500 м, образована кварц-биотитовыми и двуслюдяными сланцами с реликтами бластопсаммитовой структуры, метаморфизованными кварцевыми гравелитами и конгломератами (редкие слои), разнообразными кварцитами (мономинеральными, амфибол-гранат-магнетитовыми, же-

лезистыми); изредка встречаются кварц-хлорит-серицитовые сланцы, образовавшиеся, вероятно, по эффузивам. Средняя пачка насыщена послойными телами габбро и габбро-амфиболитов мощностью до 300 м, которые в свою очередь содержат линзовидные обособления амфибол-гранатовых железистых кварцитов (гранат нередко наблюдается и в самих габброидах). Верхняя пачка мощностью около 1000 м представлена кварцитами, часто содержащими слюду, куммингтонит, гранат, ставролит, фибролит, графит; биотитовыми, гранат-биотитовыми и кварц-актинолит-магнетитовыми кристаллическими сланцами, перемежающимися с пластами ортоамфиболитов и послойными залежами метаморфизованных габброидов. Так же, как и в средней пачке, встречаются прослои кварцевых гравелитов и конгломератов. Суммарная мощность толщи около 3000 м. Западнее, в бассейне р.Джемку, мощность толщи несколько сокращается. По наблюдениям Е.М.Фалькина, здесь также можно выделить три пачки. Нижняя (мощность 750 м) представлена кварц-плагиоклазовыми, биотит-клиноцоизит-кварц-плагиоклазовыми и плагиоклаз-биотитовыми сланцами с вкрапленностью графита. Средняя пачка (мощность 900 м) состоит из кварц-плагиоклазовых, биотит-клиноцоизит-кварц-плагиоклазовых, амфибол-клиноцоизит-плагиоклазовых сланцев, кальцифиров. Разрез завершается верхней пачкой (мощность 700 м), образованной биотит-амфиболовыми, биотитовыми, биотит-эпидот-кварц-плагиоклазовыми, кварц-актинолит-магнетитовыми сланцами, амфиболитами, кварцитами с силлиманитом (фибролитом), куммингтонитом, гранатом, магнетитом. Суммарная мощность толщи, таким образом, составляет 2350 м (Фалькин и др., 1966).

Из приведенного описания видно, что для толщи характерен чрезвычайно пестрый состав. Обычны и резкие фациальные изменения по простиранию. По направлению с востока на запад увеличивается роль карбонатов. В районе устья р.Луча, впадающей в р.Калар, Ю.В.Буфеевым обнаружены мощные (до 50 м) горизонты мраморов. В этом же районе, в бассейне р.Мункудяк, установлен такой разрез толщи, характеризующей среднюю часть Каларского трога (см. фиг. 5, разрез 68)[1]:

	Мощность, м
1. Кварциты с редкими линзами слюдистых сланцев. В кровле горизонт железистых кварцитов	75
2. Кварциты с прослоями гранат-кордиеритовых сланцев	60
3. Кварциты с редкими прослойками магнетита	80
4. Кварциты с прослоями в низах пачки биотит-куммингтонитовых сланцев, а в верхах кордиерит-биотитовых сланцев	40
5. Пачка переслаивающихся биотитовых, амфибол-биотитовых и амфиболовых гнейсов. Редкие прослои ортоамфиболитов, а в верхах и низах пачки кордиерит-биотитовых сланцев	300–350
6. Ортоамфиболиты	50
7. Амфибол-биотитовые гнейсы с прослоями ортоамфиболитов	110
8. Биотитовые гнейсы	90
9. Амфибол-биотитовые и биотитовые гнейсы. Горизонты ортоамфиболитов. В основании кварциты и гранат-кордиерит-биотитовые сланцы	300
10. Биотитовые гнейсы	180
11. Ортоамфиболиты	35
12. Биотитовые гнейсы	270
13. Гранат-кордиерит-биотитовые сланцы, в средней части горизонт биотитовых гнейсов	80
14. Биотитовые, реже (вверху) амфибол-биотитовые гнейсы	600
Суммарная мощность	около 2300

[1] Здесь и далее описание разрезов приводится снизу вверх.

Бурпалинский трог, расположенный на южных склонах гольцов Бурпала, слагает толща, состоящая из метаморфизованных кварцитовидных песчаников с карбонатным цементом, кварцитов (мономинеральных, слюдистых, гранатовых, фибролитовых, иногда с дистеном, андалузитом, кордиеритом), железистых кварцитов, среди которых местами присутствуют богатые магнетит-гематитовые руды, образующие выдержанные по простиранию горизонты, куммингтонитовых и гранат-куммингтонитовых кристаллических сланцев, а также биотитовых кристаллических сланцев с гранатом, ставролитом, андалузитом, силлиманитом. Все указанные породы тесно перемежаются с пластами ортоамфиболитов и актинолитовых сланцев, бо́льшая часть которых образовалась, по-видимому, по эффузивам среднего и основного состава. Изредка встречаются линзы карбонатных пород. Мощность толщи около 600–900 м. Приведем здесь один разрез, иллюстрирующий характер чередования пород в толще Бурпалинского трога (разрез составлен в западной части структуры; см. фиг. 5, разрез 60):

	Мощность
1. Гнейсы и сланцы мусковитовые и двуслюдяные	400
2. Кварциты с мусковитом	10
3. Сланцы двуслюдяные с кордиеритом, в нижней части гранатовые кварцито-сланцы мощностью 5 м. Отмечаются реликты бластопсаммитовой структуры	80
4. Кварциты слюдистые с андалузитом и фибролитом, в нижней части с гранатом	45
5. Кварциты с куммингтонитом и гранатом, чередующиеся с железистыми кварцитами	60
6. Железистые кварциты с куммингтонитом	30
7. Пачка кварцитов, в которой снизу вверх сменяют друг друга силлиманитовые (5 м), мономинеральные (10 м), андалузит-гранатовые (20 м) и андалузит-ставролитовые (30 м) разности	65
8. Сланцы актинолит-гранатовые. Актинолит образует радиально-лучистые агрегаты (солнца) вокруг кристаллов граната	100
9. Кварц-актинолит-эпидотовые сланцы	80
Суммарная мощность	около 900

Аянский трог расположен южнее, в бассейне р. Аян, и представляет собой ответвление Бурпалинского трога. Породы толщ обоих трогов чрезвычайно сходны по составу. Кроме уже отмеченных пород в состав толщи Аянского трога входят также жедритовые сланцы, мраморизованные известняки с тремолитом, переходящие по простиранию в тремолитовые сланцы и тонкополосчатые гранатовые амфиболиты, кварцевые конгломераты (иногда валунные). Постоянным членом разреза являются ортоамфиболиты и железистые кварциты, аналогичные таким же породам Бурпалинского трога. Ортоамфиболиты образуют пластовые залежи мощностью до 80–200 м. В западной части Аянского трога наблюдался такой разрез:

	Мощность
1. Амфиболиты массивные и полосчатые, гранатовые амфиболиты	100
2. Кордиерит-биотитовые сланцы, гранатиты, прослои железистых кварцитов	150
3. Амфиболиты, гранатовые амфиболиты, в верхней части актинолитовые сланцы	100
4. Кварцевые конгломераты метаморфизованные. Цемент-биотитовый сланец	5
5. Биотитовые сланцы, в верхней части пачки с кордиеритом. Прослои амфиболитов	200
6. Мраморизованные известняки с тремолитом, по простиранию переходящие в тремолитовые сланцы и гранатовые амфиболиты	3
7. Кордиерит-биотитовые сланцы, иногда содержащие андалузит	10

Мощность, м

8. Кварциты, в нижней части с турмалином, в верхней части с андалузитом и силлиманитом.....20
9. Карбонатная порода, состоящая из кальцита, тремолита и актинолита.....5
10. Биотит-амфиболовые и амфиболовые гнейсы с прослоями в нижней части биотит-кордиеритовых сланцев.....100
11. Кварц-мусковитовые сланцы с кордиеритом.....30
12. Кварциты с силлиманитом и гранатом.....15
13. Сланцы гранат-куммингтонит-магнетитовые.....15
14. Кварциты железистые.....1
15. Сланцы гранат-магнетит-силлиманитовые.....10
16. Гранат-магнетит-куммингтонитовая порода, в средней части переходящая в железистый кварцит (2 м), который вверх по разрезу сменяется силлиманит-гранатовым кварцитом..... 20
17. Сланцы силлиманит-гранат-кордиеритовые.....25
18. Кварциты, в нижней части железистые (5 м), выше по разрезу сменяющиеся силлиманитовой (2 м), куммингтонитовой (25 м), мономинеральной (10 м) разностями.....42
19. Сланцы гранат-кордиерит-биотитовые, в средней части содержащие пласт мономинерального кварцита (10 м).....75
20. Амфиболиты.....30
21. Альбитизированные актинолит- и куммингтонит-кварцевые сланцы с реликтами гравийных обломков кварца.....20
22. Пачка переслаивающихся магнетит-куммингтонит-актинолитовых сланцев и амфиболитов, иногда магнетитсодержащих.....125

Суммарная мощность.....около 1100

В восточном направлении количество железистых кварцитов резко уменьшается, разрез становится менее пестрым. В районе устья р. Аян толща имеет такое строение (см. фиг. 5, разрез 54):

Мощность, м

1. Пачка переслаивающихся амфиболовых и биотит-амфиболовых гнейсов и амфиболитов, в верхней части биотитовых гнейсов и амфиболитов.....555
2. Биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы с прослоями гранат-биотитовых гнейсов.....100
3. Гранат-биотитовые гнейсы, гранат-куммингтонитовые кварцито-сланцы. В низах турмалин-биотитовые гнейсы.....40
4. Амфиболиты.....10
5. Биотитовые сланцы с прослоями и линзами турмалиновых сланцев. В основании пласт слюдистого кварцита с турмалином.....15
6. Амфиболовые сланцы, вверх по разрезу переходящие в амфиболиты.....25
7. Гнейсы гранат-биотитовые и двуслюдяные с прослоями слюдистых кварцитов и жедритовых сланцев в низах и верхах пачки.....100
8. Гнейсы биотитовые и амфибол-биотитовые, подчиненные горизонты амфиболитов и амфиболовых сланцев.....215
9. Гранат-биотитовые и биотитовые гнейсы.....135

Суммарная мощность.....1195

Еще далее на восток, на левобережье р. Калакан-Каларский и в верховьях правых притоков р. Имангакит, в составе толщи вновь появляются железистые кварциты, образующие пласты мощностью 1-8 м, которые залегают обычно среди амфиболитов и гранатовых амфиболитов. В целом мощность толщи в пределах Аянского трога колеблется от 700 до 1200 м.

Чукчудинский трог располагается западнее Бурпалинского и Аянского трогов; он сформирован аналогичной по составу толщей. По наблюдениям Ю.В.Буфеева,

эта толща имеет следующий разрез (см. фиг. 5, разрез 67):

Мощность, м

1. Кварц-биотитовые сланцы с силлиманитом, андалузитом, гранатом, прослои амфиболовых кристаллических сланцев.....300
2. Биотитовые сланцы и гнейсы с прослоями куммингтонитовых сланцев в кровле пачки. В низах кварциты и железистые кварциты, переслаивающиеся с кордиерит-биотитовыми и актинолитовыми сланцами.....70
3. Биотитовые гнейсы и сланцы. В нижней части горизонты железистых кварцитов мощностью до 2 м.....330
4. Биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы, подчиненные слои биотитовых сланцев в низах пачки.....250

Суммарная мощность.....950

В северной части Удоканской подзоны, в бассейне рек Олондо, Эвонокит, Итчиляк, чрезвычайно эффектные узкие линейные структуры установлены М.З.Глуховским, описавшим их как грабены, в которых сохранились отложения удоканской серии. Специальные полевые исследования, вновь проведенные здесь автором совместно с С.П.Кориковским, позволили убедиться, что и в этом районе мы вновь сталкиваемся не с грабенами, а с шовными прогибами - трогами. Развитая в них толща, по данным М.З. Глуховского, состоит из метаморфизованных песчаников, переслаивающихся с биотитовыми, хлорит-биотитовыми, куммингтонит-биотитовыми, гранат-биотитовыми сланцами, гнейсами и кварцитами. В низах разреза встречаются линзы метаморфизованных эффузивов среднего состава, впервые обнаруженных Ю.Ф.Найденковым и Е.Г.Киляковой. По сообщению С.В.Нужнова, в составе толщи принимают участие метаморфизованные эффузивы и туфы среднего состава, ранее принимавшиеся за роговики по песчаникам, встречаются линзы мраморизованных известняков со строматолитами. Вся толща насыщена послойными и слабо секущими телами габбро, габбро-амфиболитов и ультраосновных пород.

Хани-Олондинский трог наиболее крупный из этой группы. М.З.Глуховский приводит следующий разрез (см. фиг. 5, разрез 76) метаморфической толщи Хани-Олондинского трога:

Мощность, м

1. Бледно-зеленые хлоритовые сланцы, в низах разреза интенсивно серпентинизированные.....150
2. Пачка переслаивающихся темно-зеленых полосчатых ортоамфиболитов и темно-серых мелкозернистых биотизированных кварцитовидных песчаников.....250
3. Светло-серые слюдистые кварциты с прослоями (20-40 м) светло-зеленых хлоритовых сланцев.....250
4. Светло-серые массивные роговики. Макроскопически породы напоминают песчаники. По мнению И.Ф.Трусовой, просмотревшей шлифы, эти породы представляют собой метаморфизованные эффузивы среднего состава.....170
5. Пачка чередующихся мощных пластов ортоамфиболитов и эффузивов. Ортоамфиболиты иногда содержат гранат, в верхней части прослои тальк-хлоритовых сланцев.....955
6. Слюдистые кварциты.....15
7. Пачка переслаивающихся светло-серых метаморфизованных эффузивов среднего состава и темно-серых слюдистых сланцев.....90
8. Ортоамфиболиты, среди которых заключены мощные (15-50 м) пачки ставролит-гранат-биотитовых сланцев, эффузивов среднего состава и кварцитов.....220

Суммарная мощность (вместе с ортоамфиболитами).....2100

В среднем течении р.Олондо, куда эта же толща прослеживается по простиранию, присутствуют перемежающиеся ортоамфиболиты и биотит-кварцевые

сланцы, среди которых изредка встречаются метаморфизованные эффузивы и кварциты. Мощность толщи составляет здесь 2200–2300 м (см. фиг. 5, разрез 75).

С.В.Нужнов, В.А.Кудрявцев и Р.Н. Ахметов, изучавшие Олондинскую структуру в 1967 г., выделяют здесь две толщи. Нижняя представлена зеленокаменными эффузивами, которым подчинены метаморфизованные туфы, филлиты, кремнистые сланцы и кварциты, верхняя – слюдистыми сланцами, кварцитами и подчиненными им конгломератами и мраморами. Приводится следующий разрез:

Мощность, м

Нижняя толща

1. Амфиболизированные диабазы и хлорит-актинолитовые сланцы.....550
2. Роговообманковые метапорфириты.....300
3. Темные амфибол-плагиоклазовые сланцы с линзами амфиболитов.....600
4. Амфиболиты, амфибол-плагиоклазовые, фибролит-двуслюдяные сланцы с линзами темных кремнистых сланцев.....1000
5. Двуслюдяные, слюдяно-кварцевые и черные кремнистые сланцы с отдельными пачками роговообманковых порфиритов и амфиболитов.....более 350

Верхняя толща

6. Двуслюдяные, слюдяно-кварцевые сланцы и кварциты с линзами мраморов.....более 450
7. Слюдяно-кварцевые, биотитовые, фибролит-биотит-кварцевые сланцы и кварциты.....600
8. Фибролит-биотитовые, фибролит-биотит-кварцевые, биотитовые и биотит-кварцевые сланцы.....400
9. Биотитовые и двуслюдяно-кварцевые сланцы с телами метагабброидов.....1000
10. Двуслюдяно-кварцевые , фибролит-двуслюдяные сланцы с пластами роговообманковых метапорфиритов.....500
11. Кварциты и двуслюдяно-кварцевые сланцы.....более 750

Суммарная мощность.....6000–7000

Это почти в три раза превышает цифры, приведенные для этого же района ранее М.З.Глуховским. Вопрос о строении объема толщи Олондинской структуры нельзя, вероятно, считать выясненным. Значительные расхождения в определении ее объема различными авторами объясняются тем, что, по мнению М.З. Глуховского, здесь развита единая толща, в северной части структуры насыщенная телами метагабброидов и амфиболитов. С.В.Нужнов, В.А.Кудрявцев и Р.Н.Ахметов полагают, что в северной и южной частях Олондинской структуры развиты две разные толщи, охарактеризованные выше. Нам представляется более правильной первая точка зрения, так как просмотр аэрофотоснимков определенно указывает на присутствие в Олондинском троге единой толщи, образующей синклиналь, крылья которой строго параллельны тектоническим разрывам, ограничивающим трог. Если это так, то приводимые С.В.Нужновым и его сотрудниками разрезы будут характеризовать на две, а одну толщу мощностью около 3000 м и подтвердят представление о резких колебаниях ее состава в разных частях описываемой шовной структуры. В то же время принципиально важным в данных, полученных С.В.Нужновым и его сотрудниками, является четкое описание метаморфизованных лав и туфов среднего состава, наличие которых в Олондинской структуре ранее только предполагалось.

Дополнительные исследования, проведенные нами в пределах Хани-Олондинской шовной структуры, позволили получить некоторые новые данные о составе и особенностях метаморфизма трогового комплекса. В строении трога, в зоне его сочленения с Кодаро-Удоканским прогибом (водораздел рек Хани и Сакукан), участвуют биотит-хлорит-мусковитовые, биотит-мусковитовые, эпи-

дот-хлорит-мусковит-кальцит-плагиоклазовые, биотит-афмибол-эпидот-хлорит-плагиоклаз-кварцевые, биотит-гранатовые и биотит-гранат-амфиболовые сланцы. По составу пород и степени метаморфизма эта толща идентична нижней подсвите икабийской свиты Кодаро-Удоканского прогиба, с которой она, по данным М.З.Глуховского, непосредственно смыкается в верховьях р.Икабьекан. При продвижении на север, т.е. в глубь шовной структуры, состав толщи заметно изменяется: появляются прослои и пачки метадиабазов, метапорфиритов и амфиболовых сланцев, образовавшихся, вероятно, по туфам. В целом характерными породами трогового комплекса здесь являются роговообманково-плагиоклаз-кварцевые, биотит-роговообманково-плагиоклазовые, роговообманково-эпидот-биотит-плагиоклазовые, биотит-хлорит-роговообманково-плагиоклаз-кварцевые сланцы, амфиболиты, метадиабазы, метапорфириты, метафельзиты; подчиненное значение имеют куммингтонит-гранат-хлорит-плагиоклаз-кварцевые сланцы и биотит-ставролит-кордиерит-плагиоклаз-кварцевые, биотит-ставролит-кордиерит-андалузит-плагиоклаз-кварцевые метапелиты. В зоне сочленения Хани-Олондинского трога с Кодаро-Удоканским прогибом степень метаморфизма пород соответствует эпидот-амфиболитовой фации и по условиям глубинности и температуры совершенно одинакова как для пород нижних горизонтов икабийской свиты, так и для пород трогового комплекса. В то же время окружающие архейские толщи представлены глубинными гранулитами и чарнокитами.

Эвонокитский трог образован сходной по составу толщей. Ортоамфиболиты слагают здесь лишь одну, правда мощную, залежь. Разрез здесь такой (см. фиг. 5, разрез 71):

	Мощность, м
1. Кварциты белые рассланцованные	110
2. Шелковистые плойчатые двуслюдяные и мусковитовые сланцы с прослоями (20–30 м) биотитовых сланцев и микрогнейсов, белых кварцитов и мелкозернистых метаморфизованных песчаников	330
3. Темно-зеленые полосчатые ортоамфиболиты	200
4. Темно-серые гранат-биотитовые сланцы с прослоями биотитовых и мусковитовых сланцев, белых кварцитов	230
5. Кварциты слюдистые белые	60
6. Шелковистые плойчатые мусковитовые и двуслюдяные сланцы	40
Суммарная мощность	970

Итчилякский трог расположен восточнее, в междуречье Итчиляка и Эвонокита. В пределах этого трога локализована толща, имеющая следующее строение (см. фиг. 5, разрез 72):

	Мощность, м
1. Кварциты мусковитовые светло-серые плитчатые	15
2. Пачка переслаивающихся мелкозернистых метаморфизованных песчаников, биотитовых микрогнейсов и светло-зеленых актинолитовых пород	230
3. Кварциты мусковитовые белые	70
4. Микрогнейсы и двуслюдяные дистен-гранат-ставролитовые сланцы	20
5. Метаморфизованные песчаники (возможно, частично метаморфизованные эффузивы) с прослоями мелкозернистых кварцитовидных песчаников	180
Суммарная мощность	515

При прослеживании толщи по простиранию устанавливаются небольшие колебания ее состава. Так, в междуречье Итчиляка и Камкамды (см. фиг. 5, разрез 74) гораздо большее значение приобретают двуслюдяные сланцы с гранатом и ставролитом, метаморфизованные песчаники, эффузивы (?), уменьшает

мощность горизонтов кварцитов. Мощность самой толщи несколько возрастает (750–800 м).

Несколько шовных трогов выделяются на территории Кодарской подзоны. Наиболее крупный из них – Саймаганский, меньшие размеры имеют Эльгерский, Бургайский, Тарынский, Мельчикитский и Хильгандинский (фиг. 6).

Саймаганский трог образован толщей, которая картируется в виде узкой (3–10 км) в плане полосы, прослеженной на 80 км и с востока и запада ограниченной разломами. По наблюдениям Г.Б.Гиммельфарба, разрез этой толщи, наблюдавшийся в бассейне р.Саймаган, следующий (см. фиг. 6, разрез 38):

	Мощность, м
1. Биотитовые гнейсы, содержащие многочисленные послойные тела габбро и габбро-амфиболитов	600
2. Биотитовые гнейсы с горизонтом и прослоями мраморов и кварцитов; силлы ортоамфиболитов	1500
3. Пачка тонко чередующихся биотитовых, биотит-гранатовых, силлиманит-биотитовых сланцев и гнейсов	300
4. Пачка переслаивающихся биотитовых гнейсов, силлиманитовых кварцитов и мраморов (редкие прослои)	375
5. Биотитовые, биотит-гранатовые, кварц-мусковитовые сланцы, линзы мраморов и кварцитов	300–325
Суммарная мощность	около 3100

На северном фланге Саймаганского трога, в бассейне р.Холболок, составлен такой разрез:

	Мощность, м
1. Биотитовые гнейсы с прослоями биотитовых гнейсов, содержащих многочисленные округлые лепешковидные агрегаты кварц-фибролитового состава; подчиненные слои кварцитов мощностью 1–10 м	100
2. Силлиманит-биотитовые гнейсы	60
3. Биотитовые гнейсы с прослоями силлиманит-биотитовых сланцев, линзами и единичными горизонтами кварцитов	230
4. Мраморы	1
5. Биотитовые гнейсы с линзами кварцитов	80
6. Мраморы	1,5
7. Кварциты	10
8. Пачка биотитовых сланцев и гнейсов с горизонтами биотит-амфиболовых гнейсов и сланцев	800
Суммарная мощность	около 1300

Севернее устья р.Холболок, в бассейне р.Сень, отложения, выполняющие Саймаганский трог, несогласно перекрыты карбонатно-терригенными образованиями патомской серии верхнего протерозоя, содержащими онколиты и катаграфии.

Бургайский трог расположен в верховьях рек Бургай и Тянькарь. По сравнению с толщей Саймаганского трога здесь заметно увеличивается количество и мощность горизонтов карбонатных пород и кварцитов. Разрез здесь такой (см. фиг. 6, разрез 40):

	Мощность, м
1. Тонкополосчатые биотитовые гнейсы, чередующиеся с силлообразными залежами габброидов	500
2. Биотитовые гнейсы, содержащие многочисленные маломощные линзы и пласты мраморов	300
3. Мраморы минерализованные	150
4. Пачка чередующихся биотитовых гнейсов и кварц-биотитовых кристаллических сланцев	250
5. Кварциты черные	50
6. Биотитовые гнейсы	200
7. Кварциты черные	140

Мощность, м

8. Биотитовые гнейсы с послойными телами габброидов.....450
9. Кварциты белые и светло-серые.....180
10. Биотитовые гнейсы и кварц-биотитовые сланцы с прослоями графит-биотитовых сланцев.....250
11. Кварц-графит-биотитовые сланцы, кварц-графитовые сланцы, чередующиеся с графитосодержащими гранат-биотитовыми гнейсами.....280
12. Биотитовые гнейсы с прослоями гранат-биотитовых гнейсов. Породы содержат небольшое количество графита.....70
13. Пачка чередующихся гранат-биотитовых, силлиманит-гранат-биотитовых, кордиерит-гранат-биотитовых гнейсов. Прослои графитосодержащих разностей гнейсов и кварц-графит-биотитовых сланцев.....500

Суммарная мощность..... около 3300

Два небольших, но очень контрастных по своей морфологии трога расположены в бассейне верхнего течения р. Эльгер и в верховьях р. Мельчикит.

Эльгерский трог характеризуется таким разрезом, наблюдавшимся по береговым обнажениям крупного левого притока р. Эльгер:

Мощность, м

1. Биотитовые гнейсы с послойными телами габброидов.....700
2. Мраморы серые минерализованные (с актинолитом).....100
3. Пачка чередующихся биотитовых гнейсов и кварц-биотитовых сланцев.....400
4. Кварциты белые, слабополосчатые.....30
5. Биотитовые гнейсы.....120
6. Биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы с графитом, в верхней части гранат-биотитовые гнейсы.....170
7. Силлиманит-биотитовые гнейсы.....40

Суммарная мощность.....1500-1600

Мельчикитский трог обнаруживает следующий разрез (Кориковский, Федоровский, 1971):

Мощность, м

1. Биотитовые гранито-гнейсы с многочисленными ксенолитами и скиалитами меланократовых амфиболитов со следами габбровой и офитовой структур и реликтами авгитовых клинопироксенов (юго-восточное окончание крупного поля гранито-гнейсов древнестанового или куандинского комплекса).
2. Силлиманит-гранат-кордиерит-биотит-плагиоклазовые сланцы с подчиненными слоями биотит-микроклин-мусковитовых сланцев.....15
3. Куммингтонит-роговообманково-гранатовые кварцито-сланцы с тонкими прослоями куммингтонит-магнетитовых железистых кварцитов.....5
4. Слюдистые кварциты с подчиненными слоями биотит-силлиманит-кордиерит-микроклин-мусковитовых графитсодержащих сланцев, гранат-биотит-куммингтонитовых кварцито-сланцев.....40
5. Паргаситовые мраморы (линзующийся горизонт).....1
6. Биотит-плагиоклазовые сланцы, послойно мигматизированные.....40
7. Мраморы.....7
8. Биотитизированные амфиболиты с бластогаббровой структурой, насыщенные послойными телами пегматоидных гранитов; в средней части пласт биотит-гранатового плагиогнейса.....200
9. Мигматизированные амфиболовые сланцы; в кровле горизонта преобладают теневые мигматиты и послойные тела гранитов.....250
10. Биотит-микроклиновые мигматиты с линзовидными прослоями амфиболитов с бластогаббровой структурой.....300

Мощность, м

11. Горизонт графит-мусковит-кварцевых сланцев с крупными кристаллами андалузита.....1
12. Мигматизированные биотит-амфиболовые сланцы с пластами амфиболитов с бластогаббровой структурой, биотит-мусковит-микроклиновых и биотит-мусковит-микроклин-фибролит-кордиеритовых графитосодержащих сланцев.....150
13. Роговообманково-плагиоклазовые сланцы с прослоями графит-мусковит-микроклиновых кварцито-сланцев, кварцитов и биотит-фибролитовых (нодулярных) сланцев.....200
14. Роговообманково-плагиоклазовые сланцы.....150
15. Пачка часто перемежающихся биотит-кордиеритовых, биотит-силлиманитовых сланцев и кварцитов. В кровле пачки располагается мощный (5–7 м) слой кварцитов. Далее, на склоне, в элювиальных глыбах встречены мраморы. Видимая мощность...около 150

Суммарная мощность.....около 1500

Пласт кварцитов, залегающий в кровле пачки 15, прослежен по простиранию вдоль южной оконечности оз. Мельчикитского и вскрывается в скальных обнажениях его восточного берега. Здесь, по направлению от озера к водоразделу рек Мельчикит и Эльгер, наблюдался такой разрез:

Мощность, м

1. Биотит-амфибол-плагиоклазовые сланцы с послойными или слабо секущими телами амфиболитов с бластофитовой структурой (метадиабазы); все породы мигматизированы.....300–400
2. Биотит-мусковит-гранат-графитовые, биотит-силлиманит-микроклин-кордиерит-плагиоклазовые сланцы с прослоем роговообманково-цоизит-кальцитового кальцифира.....90
3. Биотит-гранатовые плагиогнейсы.....130
4. Кварциты (этот пласт соответствует слою кварцитов из пачки 15 в разрезе западного берега и является маркирующим).....7
5. Мраморы.....3
6. Биотит-силлиманит-микроклин-графитовые сланцы, переслаивающиеся с биотит-кордиеритовыми и биотит-фибролитовыми (нодулярными) сланцами; пропластки графитовых кварцито-сланцев, горизонты и линзы биотитизированных роговообманково-плагиоклазовых амфиболитов с бластофитовой структурой (метадиабазы).....250–300
7. Биотит-гранат-силлиманитовые кварцито-сланцы.....400
8. Кварциты с мелким гранатом; прослои биотит-силлиманит-плагиоклазовых сланцев.....100–120
9. Биотит-кордиеритовые сланцы.....70–100
10. Кварциты с подчиненными слоями биотитовых сланцев.....150–200
11. Биотит-фибролитовые (нодулярные) сланцы.....150
12. Кварциты.....150

Последняя пачка прослеживается до вершины водораздела, где она характеризуется субгоризонтальным залеганием. Видимая мощность разреза на восточном берегу оз. Мельчикитского равна 1950–2200 м. Маркирующий горизонт кварцитов и мраморов позволил сопоставить оба разреза. Суммарная мощность всей изученной толщи оказалась равной 2750–3000 м, ее можно разделить на три крупные пачки: нижнюю (амфиболовые и метапелитовые сланцы с прослоями амфиболитов, кварцитов и мраморов), среднюю (метапелитовые сланцы с прослоями кварцитов и мраморов, амфиболиты и амфиболовые сланцы) и верхнюю (кварциты, метапелитовые сланцы). Реликты авгитов, наличие габбровых и офитовых структур, пластовая форма амфиболитов доказывают, что они образовались за счет силлов габбро и диабазов; ассоциированные с ними амфиболовые сланцы отвечают, по-видимому, основным туфам. Как видно из разре-

зов, роль ортопород и их туфов уменьшается вверх по стратиграфической вертикали, а метапелитов увеличивается. В верхней части средней пачки метадиабазы уже полностью исчезают. Все три пачки залегают согласно, без всяких следов стратиграфических перерывов; они связаны между собой постепенными переходами и участвуют в строении западного крыла крупной Эльгерской синклинали.

Наконец, в восточной части Кодарской подзоны, в бассейне р.Торочан, известны выходы сходной по составу толщи, залегающей в ядре синклинальной структуры, образованной архейскими породами. Можно предположить, что и здесь мы сталкиваемся со структурой типа шовного трога, причем отложения, заполнявшие трог, на большей части территории смыты и сохранились только в Торочанской синклинали. Разрез здесь (по Ю.С.Перфильеву и Н.Н.Лаврович) следующий (см. фиг. 6, разрез 41):

Мощность, м

1. Биотитовые гнейсы с прослоями светло-серых кварцитов; межпластовое тело амфиболизированного габбро.....320
2. Пачка переслаивающихся диопсидовых мраморов и эпидот-кварц-серицитовых пород, кварц-фибролит-биотитовых и кварц-гранат-амфиболовых сланцев с магнетитом, кварцитов. Эпидот-кварц-серицитовые сланцы образовались, вероятно, по эффузивам; они обладают бластопорфировой структурой, вкрапленники представлены кварцем и плагиоклазом.....280
3. Кварц-мусковит-биотитовые сланцы с редкими прослоями кварц-гранат-амфиболовых сланцев и кварцитов. Межпластовое тело ортоамфиболитов.....250
4. Светло-серые кварциты с прослоями кварц-мусковит-биотитовых сланцев.....80
5. Кварц-мусковит-биотитовые, кварц-плагиоклаз-биотитовые сланцы, иногда с гранатом. Маломощное межпластовое тело ортоамфиболитов.....250
6. Кварциты светло-серые, желтовато-серые сливные слюдистые.....70-75
7. Кварц-фибролит-двуслюдяные, реже кварц-плагиоклаз-биотитовые сланцы.....500
8. Кварциты светло-серые массивные.....100

Суммарная видимая мощность.....1850-1900

Хильгандинский трог располагается в южной части Кодарской подзоны (правобережье р.Хильгандо, верховья р.Куда-Малая). В строении толщи Хильгандинского трога участвуют кварц-плагиоклаз-биотитовые и роговообманковые кристаллические сланцы, чередующиеся с массивными мелкокристаллическими породами кварц-биотит-плагиоклазового состава (микрогнейсы). В нижней части разреза встречаются кварцитовидные породы. Вся толща насыщена послойными телами габбро и габбро-амфиболитов, с которыми обычно ассоциируют минерализованные мраморы.

Заканчивая характеристику состава и объема толщ, участвующих в строении шовных синклиналей, представляется необходимым остановиться на описании разреза еще одного - Таллаинского трога (бассейн р.Таллаи), - расположенного на крайнем западе Олекмо-Витимской горной страны (в контуры нашей геологической карты он не попадает).

Таллаинский трог является одним из наиболее крупных. Образующая его толща детально изучена геологами Иркутского геологоуправления Г.А.Кондратьевым, Г.К. Еникеевым, а также автором. Снизу вверх здесь обнажены:

Мощность, м

1. Темно-серые роговообманковые и биотит-роговообманковые сланцы, гранат-роговообманковые сланцы, пласты и линзы железистых кварцитов, гранатовых и магнетит-гранатовых кварцитов, куммингтонитовых сланцев. В зонах гранитизации амфибол-биотитовые гнейсы 2400

Мощность, м

2. Пачка тонко чередующихся биотитовых и амфибол-биотитовых сланцев и гранатсодержащих слюдистых кварцитов; пласты актинолитовых сланцев. В зонах интенсивной гранитизации биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы и кварцито-гнейсы.....1500
3. Пачка тонко чередующихся биотитовых, эпидот-биотитовых, эпидот-актинолитовых и актинолитовых сланцев.....850-900
4. Пачка, в нижней части которой обособляются пласты тонкозернистых актинолитовых сланцев и гранат-актинолитовых сланцев, в верхней – биотитовые и двуслюдяные кварцитовидные сланцы.....600
5. Зеленые и зеленовато-серые крупнозернистые амфиболовые (кварц-актинолитовые, кварц-плагиоклаз-актинолитовые) сланцы с характерным радиально-лучистым расположением крупных кристаллов амфибола. По всей вероятности, эти породы представляют собой метаморфизованные вулканиты, на что уже давно указывал Л.И.Салоп.....700-800
6. Зеленые и темно-зеленые тонкозернистые кварц-актинолитовые кварц-биотит-актинолитовые сланцы, иногда содержащие в своем составе эпидот и углистое вещество. Характерна плитчатая отдельность.....600
7. Черные филлитовидные пиритоносные углисто-слюдистые сланцы и кварциты, чередующиеся с черными, темно-серыми и белыми минерализованными известняками, содержащими редкие прослои кварц-гранат-актинолитовых и плагиоклаз-гранат-актинолитовых сланцев.....600-1000
8. Кварциты светлые мелкозернистые.....300
Суммарная мощность.....7500-8000

Принадлежность пород, заключенных в трогах, к единой толще очевидна. Их соотношения с удоканской серией, разрез которой будет приведен ниже, установлены путем прослеживания маркирующих горизонтов. Выяснилось, что самая нижняя часть разреза удоканской серии – нижняя подсвита икабийской свиты – при переходе из Кодаро-Удоканского прогиба в шовные троги испытывает фациальные изменения: по простиранию прослеживается смена состава от терригенных к вулканогенно-осадочным образованиям. В то же время в средней и верхней подсвитах икабийской свиты таких изменений не происходит. Забегая вперед, дополним, что стратиграфически ниже маркирующего горизонта кварцитов и мраморов икабийской свиты – одного из самых нижних горизонтов разреза удоканской серии Кодаро-Удоканского прогиба – в шовных трогах располагается очень мощная толща вулканогенно-осадочных пород, охарактеризованных выше и выделяемых нами в качестве трогового комплекса. При переходе из трогов в прогиб вулканогенно-осадочные толщи трогового комплекса трансгрессивно перекрываются терригенной формацией собственно удоканской серии, характеристика которой будет приведена в следующем разделе.

Стратиграфия удоканской серии

В пределах Кодаро-Удоканского прогиба, заключающего удоканскую серию, выделяются три структурные подзоны: Удоканская, Кодарская и Амалыкская. Каждая подзона характеризуется присущим ей типом разреза нижнепротерозойских отложений.

Удоканская подзона

Территориально Удоканская подзона охватывает хребты Удокан и Каларский, а также горную группу, известную под названием гольцов Бурпала. В соответствии со стратиграфической схемой Л.И.Салопа в составе удоканской

серии здесь выделяется восемь свит (икабийская, аянская, инырская, читкандинская, александровская, бутунская, сакуканская и намингская), объединенных в три подсерии - кодарскую (нижнюю), чинейскую (среднюю) и кеменскую (верхнюю). В результате исследований последних лет установлены новые участки развития пород удоканской серии, получены новые материалы, касающиеся объема и состава серии, что позволило провести расчленение отдельных свит, а также выяснить характер фациальных изменений удоканской серии по всей территории подзоны.

Кодарская подсерия включает две свиты - икабийскую и аянскую.

Икабийская свита картируется в виде неширокой полосы на северо-востоке хр. Удокан, в бассейне верхнего и среднего течения р. Читканда, в бассейне рек Б. Икабья, Сакукан, Саку, Хани. Новые участки и поля развития пород икабийской свиты обнаружены в верховьях р. Имангра, в бассейне р. Катугин и его правого притока р. Сакукан, а также в районе гольцов Бурпала, где ранее (Салоп, 1964) выделялись архейские образования. В составе икабийской свиты почти повсеместно в последние годы обнаружены неизвестные прежде грубообломочные породы - кварцевые конгломераты, гравелиты, грубозернистые песчаники, приуроченность которых к нижней части разреза свиты позволила расчленить ее на две подсвиты: нижнюю и верхнюю.

Нижняя подсвита сложена метаморфизованными песчаниками, гравелитами, конгломерами, кварцитами, алевролитами, слюдистыми сланцами и карбонатными породами. Опорный разрез нижней подсвиты изучен Ю.С.Перфильевым и Н.Н.Лаврович по р. Джялтукта, притоку р. Читканда. Подсвита имеет здесь следующее строение (см. фиг. 5, разрез 53):

	Мощность, м
1. Темно-серые метаморфизованные массивные кварцевые гравелиты и грубозернистые песчаники	60
2. Пачка ритмично переслаивающихся темно-серых метаморфизованных кварцевых гравелитов, песчаников и алевролитов. Мощность ритмов 0,2-0,6 м	120-140
3. Пачка переслаивающихся метаморфизованных алевролитов и мелкозернистых песчаников. Мощность чередующихся прослоев 0,1-0,2 м	50
4. Серые метаморфизованные грубозернистые массивные песчаники	40
5. Пачка чередующихся темно-серых метаморфизованных алевролитов и мелко- и среднезернистых, реже грубозернистых песчаников. Мощность чередующихся прослоев 0,2-0,3 м	150-200
6. Темно-серые метаморфизованные алевролиты, микросланцы и песчаники	160
7. Метаморфизованные алевролиты и кварц-серицит-биотитовые сланцы	140-180
8. Светло-серые и зеленовато-серые массивные кварцитовидные песчаники средне- и мелкозернистые, в верхней части содержащие маломощные прослои серых метаморфизованных алевролитов и микросланцев	15
9. Серые метаморфизованные среднезернистые песчаники с прослоями грубозернистых песчаников и кварцевых гравелитов	5
10. Темно-серые слюдистые сланцы с прослоями светло-серых кварцитовидных пород. В верхах залегают массивные алевролиты	45
11. Светло-серые метаморфизованные массивные крупно- и грубозернистые полимиктовые песчаники с прослоями кварцевых гравелитов	6
Суммарная видимая мощность	700-800

Выше следуют сланцы верхней подсвиты. Подошва нижней подсвиты в бассейне р. Джялтукта не установлена, контакт с архейскими образованиями тектонический. На соседних участках - в верховьях рек Чепа, Хани, а также в

верховьях р.Б.Икабья – в составе нижней подсвиты икабийской свиты кроме грубообломочных пород всегда присутствуют мраморизованные известняки или мраморы, иногда своеобразные карбонатно-силикатные породы, образующие линзы или маломощные маркирующие горизонты. В бассейне р.Чепа, где породы менее метаморфизованы, чем в других местах, хорошо видно, что значительная роль в разрезе подсвиты принадлежит грубообломочным породам (см. фиг. 5, разрез 38):

	Мощность, м
1. Песчаники кварцитовидные среднезернистые с магнетитом, биотитизированные	50
2. Метаморфизованный кварцевый конгломерат с гравелистым и песчанистым цементом	10
3. Кварциты с линзами кварц-биотитовых сланцев	50
4. Метаморфизованные кварцевые гравелиты	60
5. Метаморфизованные песчаники кварцитовидные с биотитом и актинолитом в цементе, прослои мраморов	80
6. Кварциты мономинеральные	4
7. Метаморфизованные песчаники гравелистые с известково-слюдистым цементом	50
8. Кварцит железистый	3
9. Метаморфизованный кварцевый гравелит	5
10. Метаморфизованные песчаники, содержащие линзы кварцевых гравелитов с турмалином	80
11. Метаморфизованные кварцевые конгломераты с угловатой галькой	5
12. Метаморфизованные песчаники кварцитовидные с вкрапленностью магнетита	10
13. Метаморфизованные песчаники известковистые с новообразованиями граната и актинолита в нижней части	60
14. Сланцы филлитовидные с прослоями биотитизированных песчаников	50
15. Метаморфизованные песчаники кварцитовидные с гранатом	80
Суммарная мощность	600

Стратиграфически выше залегают филлитовидные сланцы верхней подсвиты.

Значительные по площади участки занимает нижняя подсвита и в районе Бурпалинских гольцов, где она ранее (Салоп, 1964) не отделялась от архейских образований. Разрез подсвиты составлен в верховьях р.Кудир, левого притока р.Калар (см. фиг. 5, разрез 30):

	Мощность, м
1. Кварц-биотитовые сланцы с гранатом	50
2. Мраморы с тремолитом и магнетитом, в нижней части прослой актинолитового сланца	1,5
3. Кварц-биотитовые сланцы с гранатом с реликтами бластопсаммитовой структуры	10
4. Массивные кварцитовидные песчаники, в верхней части тонкополосчатые биотитизированные	30
5. Кварц-биотитовые сланцы с гранатом	50
6. Кварциты мономинеральные с тонкими прослоями железистого кварцита	50
7. Метаморфизованные кварцитовидные песчаники	50
8. Кварциты слюдистые	40
9. Кварц-кальцит-актинолитовые породы	30
10. Метаморфизованные кварцитовидные биотитизированные песчаники и кварциты, иногда содержащие фибролит. В верхней части пласт кварц-биотитового сланца мощностью 5 м с реликтами бластопсаммитовой структуры	180
11. Мрамор с тремолитом альбитизированный	5

Мощность, м

12. Мономинеральные кварциты и метаморфизованные биотитизированные среднезернистые песчаники.....40
13. Мрамор с тремолитом.....4
14. Кварциты слюдистые, перемежающиеся с метаморфизованными среднезернистыми песчаниками.....65
15. Кварц-биотитовые сланцы с прослоями кварцитов.....100
16. Метаморфизованные песчаники кварцитовидные.....50
17. Метаморфизованные кварцевые гравелиты с окатанными, иногда сплющенными гравийными обломками кварца размером 5 мм, содержащие тонкие прослои биотитизированного песчаника с магнетитом.....70
18. Метаморфизованные конгломераты с гальками кварцита размером 3–10 см.....20
19. Метаморфизованные песчаники, среднезернистые, кварцитовидные с отдельными гальками кварца или кварцита размером около 1 см.....50
20. Метаморфизованные кварцевые гравелиты.....50
21. Метаморфизованные песчаники кварцитовидные.....100
22. Метаморфизованные гравелиты, содержащие отдельные гальки кварцита размером до 1,5 см.....50
23. Метаморфизованные песчаники с прослоями кварц-биотитовых сланцев.....80

Суммарная мощность.....около 1200

В участках более интенсивного проявления метаморфизма характерные породы нижней подсвиты – кварцитовидные песчаники, кварцевые конгломераты и гравелиты – превращены в кварциты. Так, в бассейне р. Катугин и в междуречье Катугина и Мулукана нижняя подсвита икабийской свиты представлена мощными горизонтами перемежающихся кварцитов и кордиерит- и силлиманитсодержащих сланцев, среди которых иногда встречаются маломощные прослои мраморов. Мощность ее здесь 1000–1100 м. Западнее, в бассейне крупного правого притока р. Катугин, состав нижней подсвиты существенно не меняется: здесь развиты метаморфизованные кварцевые гравелиты и конгломераты, мраморы и своеобразные кварц-диопсид-кальцитовые породы, переслаивающиеся с биотитовыми сланцами, которые вблизи с массивами гранито-гнейсов содержат кордиерит и силлиманит. Эти же породы, в частности кварцевые конгломераты и мраморы, обнаружены в последнее время на правобережье р. Сакукан (правая составляющая р. Катугин), где ранее на геологических картах показывались более молодые свиты удоканской серии. Мощность нижней подсвиты здесь уменьшается и не превышает 700 м. Такая же закономерность устанавливается и на северном фланге подзоны. На его западном краю, в бассейне р. Бурунгна, мощность подсвиты составляет всего 400 м, в то время как в остальных участках она колеблется в интервале 800–1000 м.

Для нижней подсвиты не характерны заметные фациальные изменения. Наибольшая концентрация грубообломочных пород отмечается в верхней части разреза, тогда как в его низах эти породы подчинены разнообразным сланцам. Эта особенность имеет важное значение, так как позволяет сопоставлять разобщенные разрезы хребтов Удокан и Кодар. Исключение составляют лишь разрезы, составленные в крайней западной части подзоны. Здесь одновременно с сокращением мощности подсвиты, о котором говорилось выше, наблюдается и уменьшение роли грубообломочных пород, которые в бассейне р. Бурунгна полностью исчезают из разреза и замещаются метаморфизованными мелкозернистыми кварцевыми песчаниками и слюдистыми сланцами.

Верхняя подсвита икабийской свиты залегает согласно на нижней и связана с ней постепенным переходом. В ее составе преобладают мелкокристаллические слюдистые сланцы и метаморфизованные алевролиты, которые в зонах повышенного метаморфизма преобразованы в кристаллические сланцы,

нередко содержащие кордиерит, гранат, силлиманит. Резко подчиненное значение имеют метаморфизованные песчаники и кварциты. Редкими, но характерными членами разреза являются своеобразные кварц-актинолит-гранат-карбонатные породы, образующие линзы и прослои. В качестве примера приведем разрез подсвиты, составленный в бассейне р.Б.Икабья Ю.С. Перфильевым и Н.Н.Лаврович (см. фиг. 5, разрез 48):

Мощность, м

1. Темно-серые микрокристаллические сланцы с гранатом, содержащие линзы светло-серых кварц-актинолит-карбонатных пород.....40
2. Темно-серые микрокристаллические сланцы и метаморфизованные алевролиты с единичными прослоями кварцитовидных песчаников. Мощность чередующихся прослоев 0,1-0,2 м.....120
3. Темно-серые микрокристаллические узловатые сланцы, в верхней части содержащие прослои метаморфизованных алевролитов.....90-120
4. Темно-серые микрокристаллические сланцы с гранатом. В верхней части прослои и линзы светло-серых кварц-актинолит-карбонатных пород.....250-300

Суммарная мощность.....500-600

Выше залегают породы аянской свиты.

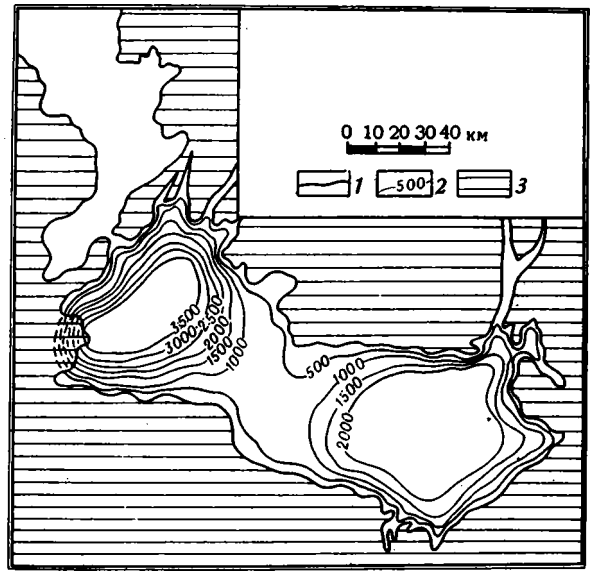
На южных отрогах хр.Удокан, в бассейне рек Чепа и Читканда в составе верхней подсвиты преобладают метаморфизованные алевролиты, филлиты, содержащие линзы кварц-полевошпатовых пород с гранатом и актинолитом, образовавшихся по первоначально карбонатным породам. Мощность подсвиты составляет здесь 720 м (см. фиг. 5, разрезы 38, 53). Восточнее, в верховьях р.Имангра, филлиты и алевролиты верхней подсвиты икабийской свиты попадают в зону интенсивного дислокационного метаморфизма (Имангрская зона разломов) и преобразованы в биотитовые и гранат-ставролит-биотитовые сланцы (см. фиг. 5, разрез 36). В западной части северного фланга Удоканской подзоны разрез верхней подсвиты, по наблюдениям В.С.Шульгиной, имеет следующий вид (см. фиг. 5, разрез 9):

Мощность, м

1. Кварц-биотитовые сланцы с кордиеритом, линзы мраморов.....150
2. Пачка чередующихся метаморфизованных алевролитов и мелкозернистых песчаников. Прослои актинолит-кварц-полевошпатовых пород с гранатом.....30
3. Пачка тонко чередующихся метаморфизованных мелкозернистых песчаников и черных биотитовых сланцев.....40
4. Груборитмичное чередование метаморфизованных песчаников, содержащих вкрапленность граната, и биотитовых сланцев. Линзы кварц-актинолит-карбонатных (с гранатом) пород.....120
5. Метаморфизованные песчаники (иногда с гранатом), вверх по разрезу сменяющиеся пачкой тонко чередующихся метаморфизованных мелкозернистых песчаников и алевролитов, среди которых встречаются линзы кварц-актинолит-карбонатных пород и прослои мраморов.....100
6. Метаморфизованные песчаники.....50
7. Пачка тонко чередующихся метаморфизованных песчаников и алевролитов.....50

Суммарная мощность.....540

Переходя на южный фланг Удоканской подзоны, мы видим, что на гольцах Бурпала верхняя подсвита икабийской свиты имеет чрезвычайно пестрый состав, что объясняется контактовым воздействием на ее породы гранитной интрузии: биотитовые, гранат-биотитовые, гранат-ставролит-биотитовые, кордиерит-биотитовые сланцы, кварциты. Последние содержат гранат, количество которого иногда достигает 60-70% объема породы (гранатиты). В сланцах



Фиг. 7. Схематическая карта мощностей икабийской свиты в Кодаро-Удоканском прогибе

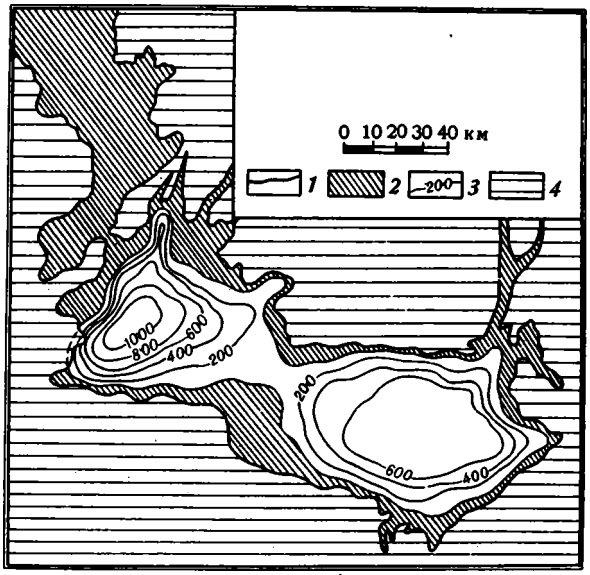
1 - контуры прогиба в современном эрозионном срезе; 2 - изопахиты, в м; 3 - территория, расположенная за пределами прогиба (современный эрозионный срез)

очень часто встречаются кристаллы кордиерита гигантских размеров (до 0,5 м в длину). Юго-западнее, в бассейне р. Катугин, верхняя подсвита, мощность которой здесь составляет 900-1000 м, сложена биотитовыми и гранат-биотитовыми сланцами; реже встречаются кордиерит-биотитовые сланцы. Еще далее в запад-северо-западном направлении мощность верхней подсвиты вновь сокращается и в верховьях р. Н. Ингамакит составляет 700 м. Такая же картина наблюдалась и на северном фланге Удоканской подзоны, где по направлению с востока на запад мощность подсвиты постепенно снижается с 720 м в бассейне р. Читканда до 540 м в бассейне р. Бурунгна. Суммарная мощность икабийской свиты колеблется, таким образом, от 800-850 м на западе до 1600-2000 м на востоке и юге Удоканской подзоны (фиг. 7).

Аянская свита залегает стратиграфически выше икабийской свиты, согласно и имеет с последней четкую границу. Отложения аянской свиты распространены в тех же участках, где и икабийская свита. В строении свиты участвуют метаморфизованные алевролиты и мелкозернистые песчаники, содержащие прослои глинистых и углисто-глинистых сланцев и линзы кварц-актинолит-карбонатных пород. Характернейшей особенностью аянской свиты является тесная перемежаемость в разрезе указанных выше пород. Песчаникам аянской свиты присуща параллельная или волнистая слоистость, отмечаются следы слабых размывов и знаки волновой ряби, обычны следы подводных оползней. В центральной части северного фланга подзоны аянская свита имеет такой разрез (см. фиг. 5, разрез 48):

Мощность, м

1. Пачка тонко переслаивающихся темно-серых метаморфизованных алевролитов и серых мелкозернистых метаморфизованных песчаников. Мощность чередующихся прослоев 0,2-0,5 см. В песчаниках наблюдается параллельная и прерывистая волнистая слоистость.....80



Фиг. 8. Схематическая карта мощностей аянской свиты в Кодаро-Удоканском прогибе

1 - контуры прогиба в современном эрозионном срезе; 2 - участки в пределах прогиба, на которых отложения аянской свиты отсутствуют (современный эрозионный срез); 3 - изопахиты, в м; 4 - территория, расположенная за пределами прогиба

Мощность, м

2. Серые метаморфизованные мелкозернистые песчаники с редкими маломощными линзами кварц-актинолит-карбонатных пород.....140

3. Темно-серые метаморфизованные алевролиты, тонко переслаивающиеся с метаморфизованными мелкозернистыми серыми песчаниками. Для последних обычна волнистая и косоволнистая слоистость.....200

4. Серые метаморфизованные мелкозернистые песчаники, местами косослоистые, с тонкими прослоями черных метаморфизованных алевролитов и глинистых сланцев. Единичные линзы кварц-актинолит-карбонатных пород 200

Суммарная мощность.....620

Выше располагаются косослоистые песчаники инырской свиты.

Сходный разрез характеризует аянскую свиту и в бассейне р. Читканда (восточная часть северного фланга подзоны), где ее мощность составляет 400-450 м (см. фиг. 5, разрез 53). Некоторое сокращение объема свиты отмечается и в западной части северного фланга, где аянская свита, представленная тонко чередующимися метаморфизованными алевролитами и слюдистыми сланцами (разрезы среднего течения р. Б. Икабья), имеет мощность около 500 м (фиг. 8).

В пределах южного фланга Удоканской подзоны аянская свита ранее не выделялась. В результате исследований последних лет новые участки и поля развития пород свиты установлены на гольцах Бурпала и в бассейне р. Катугин. Разрез мало чем отличается от разрезов северного фланга, отмечаются лишь колебания мощности. На гольцах Бурпала видимая мощность аянской свиты

около 200 м, в бассейне р.Катугин она равна 450–500, а западнее, в верховьях р.Н.Ингамакит, сокращается до 400 м. Таким образом, общая мощность свиты в пределах Удоканской подзоны колеблется от 400 до 650 м. Сколько-нибудь заметных фациальных изменений ее не установлено. В заключение нужно отметить, что по представлениям В.З.Глуховского, Е.М.Фалькина и Ю.Ф.Найденова, проводивших геологические исследования в Икабья-Читкандинском районе, мощность аянской свиты составляет здесь 1500–2000 м. Изучение материалов этих геологов и полевые ревизионные маршруты в указанном районе позволили нам прийти к выводу, что в состав аянской свиты ими были включены пачки тонко чередующихся метаморфизованных песчаников и алевролитов, которые в стратотипическом разрезе, составленном Л.И.Салопом (1964), относились к верхам икабийской свиты. Каких-либо существенных данных для ревизии стратотипа свиты указанные исследователи не приводят, в других частях подзоны в составе икабийской свиты чередование пород, характерное для аянской свиты, не встречается, поэтому предлагаемое изменение объема последней в данной работе не принято.

Чинейская подсерия состоит из четырех свит: инырской, читкандинской, александровской и бутунской. Отложения чинейской подсерии широко распространены во всех районах Удоканской подзоны.

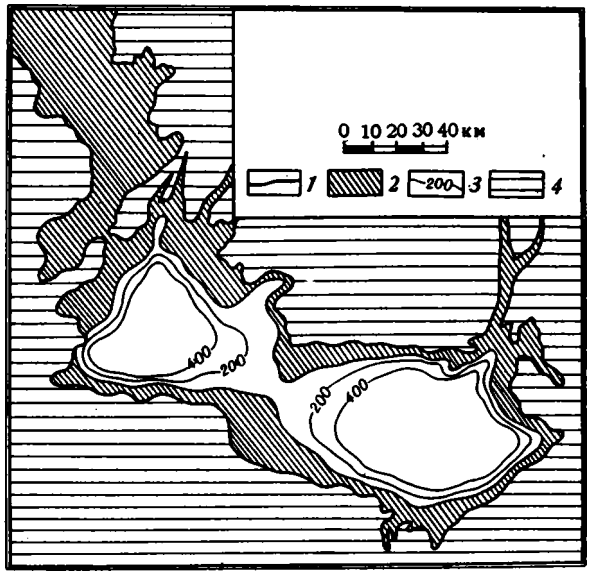
Инырская свита – метаморфизованные мелкозернистые песчаники, содержащие редкие прослои метаморфизованных алевролитов и глинистых сланцев. Песчаники инырской свиты согласно налегают на тонко переслаивающиеся породы аянской свиты. Характерной особенностью песчаников инырской свиты является грубая косая и волнистая слоистость. В верхней части свиты встречаются прослои песчаников с карбонатным цементом. Наиболее четко инырская свита устанавливается в бассейнах рек Б.Икабья, Читканда, а также в западной части Каларского хребта. В других местах она не имеет четкой верхней границы и с трудом может быть отделена от вышележащей читкандинской свиты. Приведем разрез, составленный в бассейне р.Читканда (см. фиг. 5, разрез 53):

	Мощность, м
1. Метаморфизованные олигомиктовые кварцитовидные песчаники, часто косослоистые, с тончайшими прослоями черных метеморфизованных алевролитов; линзы метаморфизованных известковистых песчаников	160
2. Пачка переслаивающихся метаморфизованных песчаников и алевролитов	60
3. Метаморфизованные косослоистые кварцитовидные песчаники с прослоями метаморфизованных известковистых песчаников	100
4. Метаморфизованные алевролиты с тонкой волнистой слоистостью	30
Суммарная видимая мощность	350

На соседних площадях мощность инырской свиты колеблется от 300 до 400 м. В пределах южного фланга Удоканской подзоны мощность свиты остается такой же. Не устанавливается и сколько-нибудь заметных колебаний в ее составе (фиг. 9).

Читкандинская свита согласно залегает на инырской свите и занимает гораздо большие площади, чем последняя. Кроме ранее известных районов распространения читкандинской свиты (Салоп, 1964) в последние годы установлены новые участки ее развития: в верховьях р.Чепа (приток р.Читканда), в междуречье Чепы и Калакана, на Бурпалинских гольцах и в бассейне р.Катугин. Свита состоит главным образом из метаморфизованных песчаников, содержащих подчиненные горизонты и слои метаморфизованных алевролитов, кварцитов и редкие прослои известняков. Исследованиями, проведенными на территории всей Удоканской подзоны, обнаружены довольно резкие колебания мощности и заметные фациальные изменения по простиранию читкандинской свиты.

Л.И.Салоп выделил в составе свиты три подсвиты. Такого же расчленения читкандинской свиты придерживался и Е.М.Фалькин, проводивший детальные



Фиг. 9. Схематическая карта мощностей инырской свиты в Кодаро-Удоканском прогибе

1 – контуры прогиба в современном эрозионном срезе; 2 – участки в пределах прогиба, на которых отложения инырской свиты отсутствуют; 3 – изопахиты, в м; 4 – территория, расположенная за пределами прогиба

геологические исследования в восточной части хр. Удокан. Разрезы, составленные Е.М.Фалькиным, свидетельствуют о фациальной изменчивости свиты на северном фланге подзоны. Так, в бассейне р. Комустах нижняя подсвита имеет следующий разрез (см. фиг. 5, разрез 45):

	Мощность, м
1. Мелкозернистые светло-серые слабоизвестковистые метаморфизованные песчаники с тонкими прослойками черных метаморфизованных алевролитов	20
2. Пачка переслаивающихся серых и темно-серых метаморфизованных алевролитов	20
3. Мелкозернистые светло-серые метаморфизованные песчаники с тонкими прослоями черных метаморфизованных алевролитов	115
4. Пачка тонко ритмично переслаивающихся метаморфизованных мелкозернистых песчаников и алевролитов	80
5. Пачка грубого ритмичного чередования метаморфизованных песчаников и алевролитов (мощности ритмов 0,1–0,5 м)	45
6. Метаморфизованные мелкозернистые песчаники с тонкими прослоями метаморфизованных алевролитов	100
7. Серые и темно-серые метаморфизованные алевролиты	25
Суммарная мощность	около 400

Еще восточнее, на левобережье р. Читканда, в разрезе нижней подсвиты преобладают аркозовые и известковистые метаморфизованные песчаники, которые лишь изредка содержат тонкие прослои метаморфизованных алевролитов. Таким образом, в восточном направлении происходит увеличение степени карбонатности пород нижней подсвиты, а метаморфизованные алевролиты, максимально насыщающие разрез в бассейне р. Комустах, довольно быстро выклиниваются в западном и восточном направлениях, где подсвита представлена главным образом песчаниками.

Средняя подсвита бассейна р. Комустах характеризуется таким разрезом (см. фиг, 5, разрез 45):

Мощность, м

1. Пачка переслаивающихся метаморфизованных песчаников и алевролитов.....60
2. Метаморфизованные аркозовые песчаники.....30
3. Зеленовато-серые метаморфизованные алевролиты.....30
4. Метаморфизованные аркозовые песчаники.....45
5. Зеленовато-серые метаморфизованные алевролиты.....110
6. Зеленовато-серые метаморфизованные алевропесчаники. В нижней части пачки слой метаморфизованных известковистых песчаников...75
7. Пачка переслаивающихся метаморфизованных аркозовых песчаников и черных метаморфизованных алевролитов.....115

Суммарная мощность.....465

По сравнению с разрезами подсвиты, составленными западнее р. Комустах, здесь заметно увеличение количества и мощности пластов алевролитов. На восток от этой реки в разрезе средней и верхней подсвит, которые на этом участке не поддаются расчленению, вновь резко сокращается количество алевролитов. Так, на левобережье р. Читканда эти подсвиты, имея суммарную мощность менее 400 м, представлены метаморфизованными аркозовыми песчаниками, а также (редко) их медистыми разностями. Таким образом, для средней подсвиты читкандинской свиты характерна та же направленность фациальных изменений, что и для нижней подсвиты.

Верхняя подсвита характеризуется следующим разрезом, описанным на правобережье р. Б. Икабья (см. фиг. 5, разрез 44):

Мощность, м

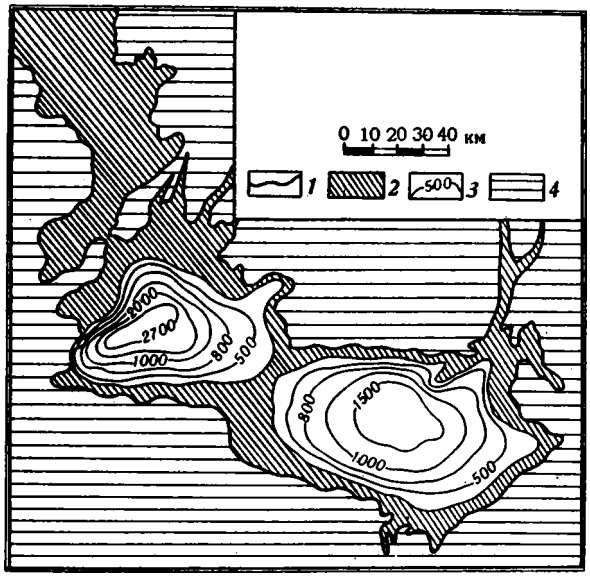
1. Метаморфизованные кварцитовидные песчаники с тонкими прослоями метаморфизованных алевролитов.....30
2. Серые метаморфизованные песчаники с сингенетической вкрапленностью пирита.....25
3. Пачка переслаивающихся розовато-серых и темно-серых метаморфизованных песчаников. В низах пачки присутствуют песчаники с пиритом, образующие пласт мощностью 3 м.....160

Суммарная мощность.....215

Суммарная мощность читкандинской свиты в центральной части северного фланга Удоканской подзоны колеблется от 1000 до 1600 м (фиг. 10); она постепенно сокращается по направлению к западу (до 800–1000 м в бассейне р. Бурунгна) и к востоку, где в бассейне р. Читканда мощность свиты составляет только 600–700 м. Подобная картина сохраняется и на южном фланге подзоны. В его восточной части на гольцах Бурпала читкандинская свита имеет мощность 550–600 м и характеризуется таким разрезом (см. фиг. 5, разрез 32):

Мощность, м

1. Метаморфизованные олигомиктовые кварцитовидные песчаники, среднезернистые, вверх по разрезу постепенно сменяющиеся известковистыми разностями. В кровле пачки горизонт мраморизованных известняков с гранатом мощностью 12 м.....115
2. Метаморфизованные песчаники, олигомиктовые и полимиктовые, содержащие прослои мраморизованных известняков с гранатом. В верхней части пачки слой метаморфизованных алевролитов мощностью 10 м.....110
3. Метаморфизованные песчаники с прослоями мраморизованных известняков.....100
4. Пачка переслаивающихся метаморфизованных песчаников и алевролитов, в верхней части сменяющихся метаморфизованными олигомиктовыми песчаниками и кварцитами. В кровле горизонт известняков с гранатом мощностью 10 м.....60–75



фиг. 10. Схематическая карта мощностей читкандинской свиты в Кодаро-Удоканском прогибе

1 - контуры прогиба в современном эрозионном срезе; 2 - участки в пределах прогиба, на которых отложения свиты отсутствуют; 3 - изопахиты, в м; 4 - территория, расположенная за пределами прогиба

Мощность, м

5. Пачка ритмично чередующихся метаморфизованных известковистых и кварцитовидных песчаников, алевролитов. В средней части пачки песчаники содержат вкрапленность магнетита. По простиранию метаморфизованные алевролиты сменяются биотитовыми и гранат-биотитовыми сланцами, а кварцитовидные песчаники - кварцитами 170-189

В бассейне рек Катугин и Ингамакит (западная часть южного фланга Удоканской подзоны) мощность читкандинской свиты вновь возрастает, достигая в максимуме 1000-1150 м (см. фиг. 5, разрезы 19, 21, 23). Очень четко здесь проявлена ритмичная слоистость пород. Мощность отдельных ритмов колеблется от 0,1 до 1,0 м. Ритмы обычно двучленные (песчаник - алевролит), нередко наблюдаются размывы в основании ритмов, а также следы оползневых явлений. В бассейне левого притока р. Пр. Ингамакит среди песчаников читкандинской свиты обнаружены медистые разновидности, образующие прослои мощностью 2-3 м. Ввиду однообразия разреза свита не может быть расчленена на подсвиты, что в свою очередь не позволяет распространить на всю территорию подзоны предлагаемый Л.И.Салопом трехчленный ее разрез.

Александровская свита согласно налегает на читкандинскую свиту и сложена часто переслаивающимися метаморфизованными песчаниками, алевролитами, филлитами, доломитизированными известняками и микрокварцитами. Свита картируется в виде узкой в плане полосы в тех же местах, где и читкандинская свита. Л.И.Салоп приводит два типичных разреза александровской свиты. Один из них составлен на правобережье р.Б.Икабья, западнее ключа Иныр (см. фиг 5, разрез 44):

Мощность, м

1. Алевролиты (метаморфизованные) серые, филлиты, тонкозернистые песчаники, чередующиеся с бурыми доломитовыми песчаниками; вверху горизонт омедненных алевролитов 180

Мощность,

2. Песчаники (метаморфизованные) доломитовые, бурые, с тонкими прослойками бурых доломитов и редкими слоями серых песчаников..... 50
3. Чередование тонких прослойков серых и бурых доломитовых песчаников (метаморфизованных); на поверхностях наслоения изредка встречаются признаки медной зелени. Повсюду наблюдаются знаки ряби и трещины усыхания.....30
Суммарная видимая мощность..... 260

Второй разрез, составленный по береговым обнажениям ключей Крутого и Красного Горкинского, так же как и первый, характеризует строение и объем александровской свиты в центральной части северного фланга Удоканской подзоны (см. фиг. 5, разрез 46, Салоп, 1964):

Мощность,

1. Песчаники и алевролиты темно-серые, грубослоистые, тонкозернистые, иногда слабоизвестковистые с редкими прослоями светло-розовых кварцито-песчаников.....60
2. Песчаники с глинистыми примазками и трещинами усыхания на поверхности слоистости, тонкослоистые и тонкозернистые. Иногда встречаются тонкие линзы бурого песчанистого доломита. Выше появляются прослои бурых карбонатных песчаников с волновой рябью и трещинами усыхания. К верхней части пачки приурочен горизонт медистых алевролитов или песчаников.....130–150
3. Частое переслаивание тонких прослоев бурых песчаниковых доломитов, доломитовых и известково-доломитовых песчаников, серых алевролитов и темно-серых тонкослойчатых песчаников. Часто наблюдаются знаки ряби и трещины усыхания. В 15 м ниже кровли находится горизонт (15–20 м) светло-розовых или почти белых кварцитов, содержащих прослойки, обогащенные магнетитом. В этой толще спорадически встречаются алевролиты с примазками окислов и карбонатов меди.....240–250
Суммарная мощность.....430–460

Рассмотрим теперь строение и состав александровской свиты на других участках Удоканской подзоны. Восточнее приведенных выше разрезов, в коренных бортах р. Читканда, наблюдался следующий разрез (см. фиг. 5, разрез 5

Мощность,

1. Пачка тонко переслаивающихся филлитов и известняков.....40–50
2. Пачка переслаивающихся филлитов, метаморфизованных алевролитов и доломитовых известняков.....100–120
3. Метаморфизованные алевролиты, известковистые, иногда медистые.....30
4. Метаморфизованные песчаники, мелко- и среднезернистые.....35
5. Филлиты с подчиненными прослоями известняков.....120–130
6. Кварциты (микрокварциты), содержащие тонкую вкрапленность рудного вещества..... 20
7. Филлиты.....30
Суммарная мощность..... около 400

На запад от стратотипического района, в бассейне р. Бурунгна, мощность александровской свиты сокращается. В.С.Шульгиной здесь установлен такой разрез:

Мощность,

1. Пачка тонко чередующихся метаморфизованных слюдистых алевролитов и известковистых алевролитов. Последние содержат эпидот и амфибол.....60
2. Пачка тонко чередующихся метаморфизованных известковистых алевролитов и скарнированных известняков 5

Мощность, м

3. Метаморфизованные алевролиты, участками медистые алевролиты.....4
4. Пачка тонко чередующихся метаморфизованных слюдистых и известковистых алевролитов. В низах прослои скарнированных известняков.....45
5. Метаморфизованные известковистые алевролиты с прослоями скарнированных известняков.....10
6. Пачка переслаивающихся метаморфизованных слюдистых и известковистых алевролитов. В верхней половине пачки многочисленные прослои скарнированных известняков, в кровле слой медистых песчаников мощностью 0,2 м.....45
7. Скарнированные известняки с тремолитом и скаполитом.....10
8. Пачка тонко переслаивающихся метаморфизованных слюдистых и известковистых алевролитов. В 15 м ниже кровли пласт скарнированных известняков мощностью 2,2 м.....65
Суммарная мощность.....245

Эта мощность еще более сокращается при прослеживании свиты по простиранию далее на запад и в 8 км западнее приведенного разреза составляет всего 150–200 м. По направлению к центральной части подзоны мощность александровской свиты вновь возрастает и в бассейне р. Чина составляет 400–450 м, причем мощность эта неполная, так как подошва свиты здесь не вскрыта.

На южном фланге подзоны, в районе гольцов Бурпала, разрез свиты такой (см. фиг. 5, разрез 32):

Мощность, м

1. Пачка переслаивающихся метаморфизованных песчаников и гранат-биотитовых сланцев (по алевролитам).....40
2. Метаморфизованные песчаники, известковистые и кварцитовидные, содержащие подчиненные прослои скарнированных известняков с гранатом. В верхней части пачки слои филлитов.....40
3. Пачка переслаивающихся метаморфизованных песчаников и филлитов. В нижней части слой метаморфизованных мелкозернистых известковистых песчаников мощностью 10 м, в средней части горизонт скарнированных известняков с гранатом мощностью 7 м.....60
4. Метаморфизованные известковистые песчаники, в верхней части сменяющиеся кварцитами.....50
5. Пачка переслаивающихся, мелко- и крупнозернистых метаморфизованных песчаников. В кровле горизонт гранатовых кварцитов.....50
6. Пачка переслаивающихся метаморфизованных песчаников, филлитов, кварцитов мономинеральных и гранатовых.....85
7. Метаморфизованные песчаники олигомиктовые, содержащие отдельные пласты филлитов и кварцитов.....100
Суммарная мощность.....425

Далее на запад, в бассейне рек Катугин и Н. Ингамакит, мощность александровской свиты возрастает до 650–670 м (фиг. 11). По данным Ю.В. Буфеева, разрез здесь следующий (см. фиг. 5, разрез 23):

Мощность, м

1. Метаморфизованные грубослоистые алевролиты с характерным чередованием слойков зеленого и серого цветов.....100
2. Метаморфизованные известковистые алевролиты, в нижней части содержащие горизонт кварцитов.....55
3. Пачка метаморфизованных алевролитов, в низах тонкослоистых, в верхней и средней частях с прослоями кварцитов.....500

Фиг. 11. Схематическая карта мощностей александровской свиты в Кодаро-Удоканском прогибе

1 - контуры прогиба в современном эрозионном срезе; 2 - участки в пределах прогиба, на которых отложения свиты отсутствуют; 3 - изопахиты, в м 4 - территория, расположенная за пределами прогиба

Бутунская свита завершает разрез чинейской подсерии; она согласно налегает на породы александровской свиты и сложена метаморфизованными алевролитами и песчаниками, содержащими мощные горизонты доломитов и доломитовых известняков. Отложения бутунской свиты установлены на территории всей Удоканской подзоны. Опорный разрез ее составлен Л.И.Салопом в районе ключа Иныр, притока р. Б.Икабья (см. фиг. 5, разрез 44, Салоп, 1964):

	Мощность, м
1. Алевролиты лилово-серые, неслоистые, роговиковоподобные, иногда известковистые, и песчаники тонкозернистые с мелкой вкрапленностью гематита. Изредка в породах наблюдается неясная выклинивающаяся полосчатость. Породы рассечены жилочками карбоната (иногда с альбитом, кварцем и гематитом)	250
2. Нижний горизонт доломитов. Доломиты и доломитовые известняки, на выветрелой поверхности красно-бурые или кремово-желтые, внизу массивные и брекчиевидные, вверху тонкослоистые (с ребристой поверхностью) и в некоторых горизонтах сильно плойчатые	80
3. Алевролиты и тонкозернистые песчаники, вверху содержат горизонт (до 40 м) брекчиевидных тонкозернистых песчаников, среди которых заключены небольшие угловатые обломки доломитов	80-100
4. Верхний горизонт доломитов. Доломиты тонкослоистые светло-серые, на выветрелой поверхности кремовые и ребристые, с большим числом кристаллов скаполита и цеолитов	30-36
5. Алевролиты и тонкозернистые песчаники, аналогичные нижележащим	50-55
Суммарная мощность	500-550

Мощность бутунской свиты, а также количество и мощность горизонтов доломитов не остаются постоянными. Южнее, по ключу Лагерному, притоку р. Комустах, мощность свиты 600 м, а мощность доломитовых горизонтов 60 м (нижний) и 20 м (верхний). Еще южнее, в верховьях ключа Горки, общая мощность свиты возрастает до 650 м, мощность доломитовых горизонтов соответственно 90 и 100 м (см. фиг. 5, разрез 46). На водоразделе рек Иныр и Красный, по данным Е.М.Фалькина, горизонты доломитов имеют мощность 90 и 150 м при мощности свиты 930 м (см. фиг. 5, разрез 39). Еще большей мощности достигают карбонатные горизонты в бассейне р. Талакан, где разрез свиты такой (см. фиг. 5, разрез 37):

Мощность, м

1. Метаморфизованные розовато-серые мелкозернистые песчаники.....160
2. Метаморфизованные лилово-серые алевролиты.....40
3. Белые доломитовые известняки со строматолитами.....190
4. Брекчия алевролитовая.....20
5. Метаморфизованные розово-серые алевролиты.....50
6. Доломитовые известняки со строматолитами *Conophyton gargamicus* Korol., *Stratifera*, *Stratoconophyton* 115
7. Серые метаморфизованные алевролиты с железной слюдкой.....75

Суммарная мощность.....650

Восточнее, в бассейне ключа Бутун, по которому свита получила свое название, ее мощность составляет 520 м, а мощность нижнего и верхнего горизонтов карбонатных пород соответственно 120 и 55 м. Ю.С.Перфильев и Н.Н.Лаврович описали здесь такой разрез (см. фиг. 5, разрез 49):

Мощность, м

1. Зеленовато-серые плотные неслоистые метаморфизованные алевролиты с характерными примазками гематита.....60
2. Светло-серые и бурые, мелко- и среднекристаллические доломиты и мраморы, содержащие на отдельных участках строматолиты *Conophyton gargamicus* Korol., *C. frequens* Walcott, *Stratoconophyton* 40
3. Белые сахаровидные и серые полосчатые мраморы, участками имеющие брекчиевидное сложение.....80
4. Пачка переслаивающихся серых тонкозернистых известковистых метаморфизованных песчаников и темно-серых глинисто-известковистых сланцев.....120
5. Лиловато-серые метаморфизованные алевролиты с прослоями мелкозернистых известковистых метаморфизованных песчаников. В алевролитах присутствуют жеоды, выполненные гематитом.....165
6. Белые, светло-серые и серые мелкокристаллические доломиты и мраморы. Доломиты преобладают в низах пачки.....30
7. Зеленовато-серые и серовато-лиловые гематитизированные доломиты.....25

Выше залегают песчаники и гравелиты сакуканской свиты.

Далее на юго-восток, в разрезе по р. Читканда, установлено следующее напластование (см. фиг. 5, разрез 53):

Мощность, м

1. Метаморфизованные алевролиты, известковистые, серые, зеленовато-серые, иногда с неясными знаками ряби.....120
2. Доломитизированные известняки белые, на выветрелой поверхности бурые.....60
3. Мраморизованные известняки, светло-серые и белые, с прослоями до 1 м мощностью кварцитов, микрокварцитов и метаморфизованных алевролитов, иногда альбитизированных.....100
4. Метаморфизованные алевролиты, серые, зеленовато-серые горизонтальнослоистые.....25-30

Мощность, м

5. Доломитизированные известняки с прослоями карбонатных конгломерато-брекчий.....100
6. Метаморфизованные алевролиты, зеленовато-серые, массивные.....10
Суммарная мощность.....около 420

Как видно из приведенного разреза в бассейне р. Читканда, в составе бутунской свиты присутствует уже три горизонта карбонатных пород мощностью 160, 100 и 20 м. Значительные изменения претерпевает свита и в направлении на запад от района, где был установлен ее стратотипический разрез. Так, в бассейне р. Бурунгна, по наблюдениям В.С.Шульгиной, мощность свиты не превышает 430–470 м; в ее составе присутствует лишь один мощный горизонт доломитов и известняков (см. фиг. 5, разрез 9):

Мощность, м

1. Метаморфизованные алевролиты, иногда известковистые, содержащие линзы доломитов.....200–220
2. Кристаллические известняки.....5–7
3. Метаморфизованные известковистые алевролиты.....8
4. Доломиты и известняки (ребристые на поверхности) со строматолитами.....60–80
5. Метаморфизованные алевролиты, в нижней части известковистые, с прослоями известняков.....170

На южном фланге Удоканской подзоны объем и состав бутунской свиты изменяется еще более значительно. В районе гольцов Бурпала она имеет следующий разрез (см. фиг. 5, разрез 32):

Мощность, м

1. Метаморфизованные песчаники мелкозернистые.....35
2. Алевролиты биотитизированные, биотитовые и гранат-биотитовые сланцы по алевролитам.....85
3. Метаморфизованные песчаники мелкозернистые, в нижней части с прослоями филлитовидных алевролитов.....80
4. Алевролиты филлитовидные.....10
5. Метаморфизованные песчаники крупнозернистые.....10
6. Доломиты.....8
7. Метаморфизованные песчаники, мелкозернистые, известковистые.....20
8. Доломиты с тремолитом.....8
9. Алевролиты филлитовидные.....10
10. Доломиты.....10
11. Кварциты мономинеральные.....10
12. Метаморфизованные песчаники, средне- и мелкозернистые известковистые.....30
13. Доломиты с тремолитом.....10
14. Пачка чередующихся мраморизованных известняков и филлитовидных алевролитов.....30
15. Метаморфизованные песчаники среднезернистые известковистые, содержащие два пласта мраморизованных известняков мощностью до 10 м.....60
Суммарная мощность.....около 415

В отличие от разрезов бутунской свиты на северном фланге здесь заметно преобладание песчаников над алевролитами, карбонатные породы образуют уже шесть горизонтов, но мощность их невелика. В западном направлении мощность бутунской свиты увеличивается. В междуречье Ингамакита и Катугина она имеет следующее строение (см. фиг. 5, разрез 21):

Мощность, м

1. Пачка переслаивающихся метаморфизованных известковистых песчаников и альбитизированных алевролитов, содержащих слои конгломерато-брекчий и кварцитов и три горизонта мощностью 3-10 м известняков и доломитизированных известняков (последние содержат трубковидные минеральные образования).....80
2. Метаморфизованные известковистые алевролиты альбитизированные.....150-200
3. Пачка переслаивающихся метаморфизованных мелкозернистых песчаников и алевролитов. В основании горизонт кварцитов мощностью 10 м.....130
4. Метаморфизованные алевролиты и алевропесчаники.....150
5. Метаморфизованные алевролиты, содержащие редкие прослои метаморфизованных песчаников.....180
6. Метаморфизованные известковистые песчаники.....20
7. Мраморизованные известняки и доломитовые известняки.....40

Суммарная мощность.....750-800

Интересно также проанализировать характер изменений бутунской свиты по направлению к центральной части прогиба - в бассейне верхнего течения р.Чина. Площадными исследованиями здесь установлены крупные антиклинальные складки, в ядрах которых обнажаются александровская и бутунская свиты. Разрез последней такой (см. фиг. 5, разрез 18):

Мощность, м

1. Пачка переслаивающихся мощных горизонтов метаморфизованных алевролитов и доломитов.....300
2. Пачка переслаивающихся метаморфизованных известковистых песчаников и алевролитов.....50
3. Пачка переслаивающихся метаморфизованных алевролитов и филлитов.....100
4. Метаморфизованные алевролиты с прослоями метаморфизованных известковистых песчаников.....140-150
5. Метаморфизованные песчаники, вверх по разрезу переходящие в пачку переслаивающихся метаморфизованных песчаников и алевролитов.....550

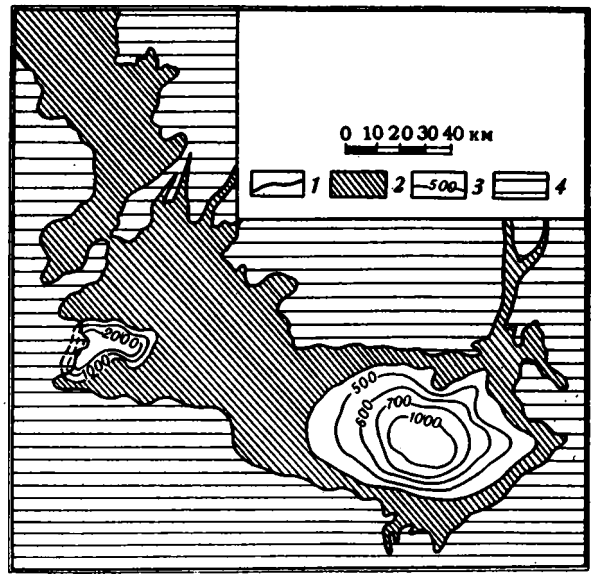
Суммарная мощность.....1150

Таким образом, по направлению к центральной части Удоканской подзоны, или, что то же самое, к ядру прогиба, устанавливается увеличение объема свиты в два-три раза по сравнению с ее объемом на бортах прогиба (фиг.12).

Разрез удоканской серии завершается кеменской подсерией, которая включает сакуканскую и намингскую свиты.

Сакуканская свита широко распространена на территории Удоканской подзоны, занимая бассейны рек Сакукан, Талакан, Наминга, Саку, Кемен (хр.Удокан); значительные по площади поля развития пород сакуканской свиты известны на Каларском хребте, где они занимают водораздел рек Чина и Катугин, бассейн р.Дорос и правобережье р.Калар, а также на гольцах Бурпала. Опорный разрез свиты составлен в бассейне р.Сакукан, левого притока р.Калар. В результате изучения многочисленных разрезов сакуканской свиты выяснено, что ее строение, объем и состав неодинаковы для северного и южного флангов Удоканской подзоны (фиг. 13). На северном фланге, охватывающем собственно хр.Удокан, сакуканская свита подразделяется на пять подсвит, и лишь на западе такое расчленение произвести не удается и в составе свиты выделяется только три подсвиты. На южном фланге подзоны сакуканская свита повсеместно расчленяется на три подсвиты.

Первая подсвита в большинстве мест залегает с видимым согласием на породах бутунской свиты. Л.И.Салоп указывал на налегание пород сакуканской свиты в районе ключа Бутун непосредственно на доломиты верхнего го-



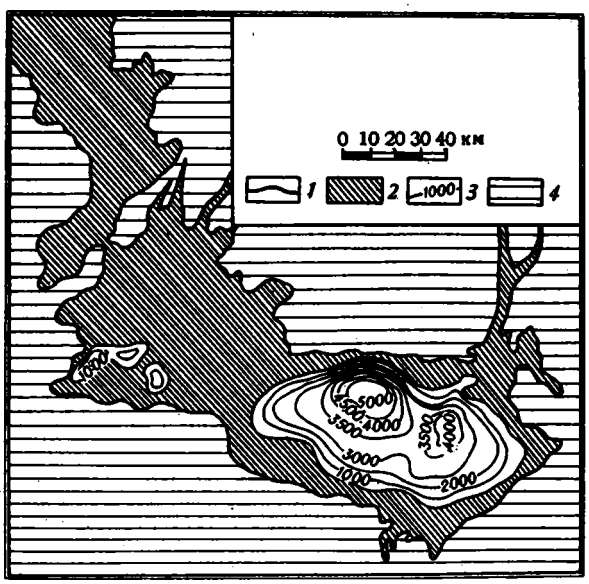
Фиг. 12. Схематическая карта мощностей бутунской свиты в Кодаро-Удоканском прогибе

1 – контуры прогиба в современном эрозионном срезе; 2 – участки в пределах прогиба, на которых отложения свиты отсутствуют; 3 – изопахиты, в м; 4 – территория, расположенная за пределами прогиба

ризонта бутунской свиты, т.е. с выпадением части этой свиты. Однако углового несогласия на контакте не отмечалось. В последнее время М.З.Глуховским установлено налегание песчаников и гравелитов (иногда брекчированных) сакуканской свиты на породы александровской и даже читкандинской свит (бассейн р.Читканда). Признаков структурных несогласий опять-таки не обнаружено. Несомненно лишь, что сакуканская свита залегает на подстилающих породах с размывом. Еще более отчетливо стратиграфическое несогласие устанавливается в крайней западной части северного фланга подзоны, в бассейне р.Сангиях (приток р.Чара), где, по наблюдениям В.С.Шульгиной, первая подсвита сакуканской свиты на значительном протяжении с размывом налегает на песчаники читкандинской свиты или на породы александровской свиты. Бутунская свита здесь полностью выпадает из разреза.

В пределах южного фланга подзоны размыв обнаруживается менее отчетливо. В восточной части Бурпалинских гольцов отложения сакуканской свиты залегают с видимым согласием на породах бутунской свиты, а несколько западнее, в бассейне р. Бурпалинка, имеют тектонический контакт со всеми остальными нижележащими свитами удоканской серии. Еще западнее, на южных склонах Каларского хребта (перевал Грамначи-Катугин), наблюдался тектонический контакт нижней части сакуканской свиты и аянской свиты, а в бассейне р.Катугин первая и вторая объединенные подсвиты сакуканской свиты налегают на александровскую свиту (выпадает из разреза бутунская свита). Можно предполагать, что и в перечисленных выше районах мы сталкиваемся с несогласным залеганием сакуканской свиты на более древних толщах удоканской серии. Несогласие здесь, однако, завуалировано разрывными нарушениями, по которым, кстати, никогда не устанавливается крупных смещений. В то же время в центральной части Удоканской подзоны сакуканская свита совершенно согласно налегает на породы бутунской свиты.

В составе первой подсвиты преобладают метаморфизованные песчаники,



Фиг. 13. Схематическая карта мощностей сакуканской свиты в Кодаро-Удоканском прогибе

1 - контуры прогиба в современном эрозионном срезе; 2 - участки в пределах прогиба, на которых отложения свиты отсутствуют; 3 - изопахиты, в м; 4 - территория, расположенная за пределами прогиба

содержащие иногда нитевидные прослои магнетита. В качестве подчиненных прослоев присутствуют алевролиты. По направлению к центральной части прогиба количество последних увеличивается. Разрез первой подсвиты, составленный в районе водораздела рек Читканда и Талакан, такой (см. фиг. 5, разрез 52):

	Мощность, м
1. Метаморфизованные песчаники, крупнозернистые и гравелистые олигомиктовые, иногда конгломерато-брекчии	50
2. Метаморфизованные песчаники, массивные, крупно- и среднезернистые олигомиктовые, подчиненные слои метаморфизованных алевролитов	350
3. Метаморфизованные песчаники, мелко- и среднезернистые полимиктовые, с тонкими прослоями мартитовых (магнетитовых) песчаников, косо- и горизонтальнослоистых	250-350
4. Метаморфизованные песчаники, олигомиктовые, с линзами и прослоями алевропесчаников и филлитовидных алевролитов	50
Суммарная мощность	700-800

Западнее, в бассейне р. Нирунгнакан, подсвита представлена метаморфизованными песчаниками, содержащими редкие нитевидные прослои магнетита, иногда известковистыми песчаниками (см. фиг. 5, разрез 3). Мощность ее (по данным В.С.Шульгиной) составляет здесь 1200-1600 м. Далее на запад, в бассейне р. Сангиях, мощность первой подсвиты резко сокращается и не превышает 500-700 м (см. фиг. 5, разрез 2). В строении подсвиты здесь участвуют чередующиеся пласты (мощностью 20-50 м) биотитовых и узловатых андалузит-кордиеритовых сланцев (породы находятся в зоне экзоконтакта интрузии гранитов). Иногда можно наблюдать сохранившиеся знаки волновой ряби и косослоистые структуры, подчеркиваемые редкими и тонкими нитевидными прослоями магнетита.

По направлению от периферии к центральной части прогиба существенно изменяется состав отложений. Значительную роль в разрезе подсвиты приобретают метаморфизованные алевролиты, замещающие по простиранию песчаники. Разрезы, составленные в бассейне рек Наминга и Н.Ингамакит, а также в междуречье Саку и Чины, показывают уже преобладание алевролитов над песчаниками. Первая и вторая подсвиты не отделяются здесь друг от друга и картируются совместно; их разрез приведен ниже.

Вторая подсвита залегает согласно на первой и связана с ней постепенным переходом; как самостоятельное стратиграфическое подразделение она установлена на южных отрогах хр.Удокан – в бассейне р.Талакан, междуречье Талакана и Сакукана, а также на западе подзоны, в бассейне рек Сангиях и Нирунгнакан. Состав второй подсвиты чрезвычайно однообразен: метаморфизованные олигомиктовые и полимиктовые (часто известковистые) песчаники светло-серой и серой окраски. Характерно присутствие нитевидных прослоев мартита и (или) магнетита. В некоторых разрезах наблюдаются также метаморфизованные алевролиты, которые иногда присутствуют в довольно значительном количестве (бассейны рек Сангиях и Нирунгнакан). Колебания мощности подсвиты таковы: на западе подзоны она равна 700 м, на крайнем востоке около 800 м, а в центральной части Удоканской подзоны 1000–1200 м.

Первая и вторая подсвиты, объединенные, распространены на всем южном фланге подзоны, а также на западе северного фланга. В районе гольцов Бурпала установлен следующий их разрез (см. фиг. 5, разрез 29):

	Мощность, м
1. Метаморфизованные песчаники, кварцитовидные, среднезернистые	150
2. Метаморфизованные песчаники, известковистые, вверх по разрезу сменяющиеся кварцитовидными разностями; в нижней части пачки присутствуют гравелистые песчаники	180
3. Метаморфизованные песчаники, известковистые, в средней части гравелистые с прослоями алевропесчаников, в низах прослои и линзы филлитов. В основании горизонты медистых песчаников, известковистых и кварцитовидных, а также известняков с вкрапленностью сульфидов меди	160
4. Метаморфизованные песчаники, кварцитовидные, в нижней части с линзами метаморфизованных алевролитов. В средней и верхней частях песчаники содержат вкрапленность магнетита	100
5. Пачка переслаивающихся метаморфизованных песчаников и алевролитов. В низах слой мощностью 10 м слюдистых алевролитов, содержащих вкрапленность магнетита	60
6. Метаморфизованные песчаники, кварцитовидные и полимиктовые	200
7. Метаморфизованные песчаники, косослоистые с нитевидными прослоями магнетита	150
8. Метаморфизованные песчаники массивные	150
Суммарная мощность	1150

Западнее, в бассейне р.Катугин, в основании первой и второй подсвит располагается пачка метаморфизованных песчаников мощностью 100 м. Выше залегают те же песчаники, содержащие прослои метаморфизованных алевролитов. Мощность этой пачки около 500 м. На нее налегают метаморфизованные алевролиты мощностью 400 м, а еще выше располагается пачка метаморфизованных известковистых алевролитов мощностью 350 м. Завершается разрез пачкой метаморфизованных песчаников (мощность 300 м), содержащих прослои метаморфизованных алевролитов. Суммарная мощность обеих подсвит составляет здесь 1650 м.

В центральной части прогиба (междуречье Чины и Саку) Л.В.Травиным и Ю.В.Буфеевым установлен такой разрез первой и второй подсвит (см. фиг. 5, разрез 6):

Мощность, м

1. Алевролиты филлитовидные.....60
2. Пачка тонко чередующихся светло-серых метаморфизованных алевролитов и черных метаморфизованных аргиллитов.....400
3. Метаморфизованные слабоизвестковистые алевролиты.....40
4. Метаморфизованные алевролиты с редкими маломощными прослоями массивных, реже косослоистых метаморфизованных алевропесчаников и известковистых песчаников.....80
5. Метаморфизованные алевролиты с прослоями черных метаморфизованных аргиллитов.....90
6. Метаморфизованные алевролиты с прослоями плотных метаморфизованных алевропесчаников.....120
7. Метаморфизованные алевролиты с прослоями метаморфизованных известковистых песчаников и аргиллитов.....200
8. Метаморфизованные мелкозернистые песчаники, часто известковистые, с прослоями филлитовидных алевролитов. В песчаниках обычны пологая косая слоистость, знаки волновой ряби.....500

Суммарная мощность.....около 1500

Как видно из описания, здесь сохраняется та же закономерность, которая установлена для нижележащих отложений: по мере приближения к центральной части прогиба сокращается количество песчаников и возрастает значение тонкообломочных пород.

Третья подсвита сакуканской свиты залегает согласно на песчаниках второй подсвиты и как самостоятельная часть разреза выделяется только на Удоканском хребте. В строении третьей подсвиты принимают участие метаморфизованные олигомиктовые и полимиктовые кварцитовидные и известковистые песчаники, железистые (мартит- и магнетитсодержащие) и медистые песчаники. Характерными и постоянными членами разреза являются черные метаморфизованные алевролиты, образующие небольшие по размерам линзы (катыши) и песчаники с редкой галькой (пуддинги). Приведем разрез подсвиты, составленный в бассейне верхнего течения р. Сакукан (см. фиг. 5, разрез 10):

Мощность, м

1. Метаморфизованные песчаники с нитевидными прослоями мартита и (или) магнетита. В породах присутствует редкая, хорошо окатанная галька яшм и кварцевых порфиров, гранофиров. Отдельные прослои медистых песчаников.....200
2. Метаморфизованные песчаники, массивные, олигомиктовые, с прослоями горизонтально- и косослоистых железистых песчаников.....150-200
3. Пачка переслаивающихся массивных метаморфизованных песчаников и косослоистых железистых песчаников. Многочисленные линзы и прослои черных алевролитов.....100
4. Метаморфизованные песчаники, массивные, олигомиктовые. Подчиненные слои железистых песчаников, редкие линзы черных метаморфизованных алевролитов.....500

Суммарная видимая мощность.....около 1000

По данным М.З.Глуховского, мощность третьей подсвиты еще более возрастает в бассейне верхнего течения р. Талакан и достигает 1500-1600 м.

Характерными породами третьей подсвиты являются, как уже указывалось, песчаники с редкой галькой (пуддинги). В некоторых разрезах видно, что количество галек в породе возрастает, и они напоминают редкогалечниковые конгломераты. Обычно же встречаются одна-две гальки на несколько квадратных метров поверхности обнажения. Чрезвычайно своеобразен состав галек: в них присутствуют гранитоиды, кварциты, яшмы, гранофиры, кварцевые порфиры и песчаники. Последние не отличаются от обычных песчаников сакуканской свиты. Все остальные породы являются экзотическими и в коренном залегании

в районе, а также далеко за его пределами неизвестны. Хорошая, иногда прекрасная степень окатанности галек несомненно свидетельствует об их дальней транспортировке. Пуддинги образуют хорошо выдержанный горизонт, залегающий в основании третьей подсвиты сакуканской свиты. По южным отрогам хр. Удокан горизонт прослежен более чем на 30 км и имеет переменную мощность: в восточных разрезах она достигает 200 м, в центральной части прогиба (бассейн рек Наминга и Ингамакит) сокращается до 85 м, а на западе подзоны, в бассейне р. Бурунгна, пуддинги образуют лишь отдельные линзы, залегающие среди метаморфизованных песчаников, или выклиниваются совсем.

Четвертая подсвита распространена на южных отрогах хр. Удокан. Она образована метаморфизованными олигомиктовыми и полимиктовыми песчаниками, часто железистыми песчаниками. Граница третьей и четвертой подсвит проводится по исчезновению в разрезах прослоев метаморфизованных алевролитов, характерных для третьей подсвиты. В бассейне р. Сакукан наблюдался такой разрез четвертой подсвиты (см. фиг. 5, разрез 14):

	Мощность, м
1. Пачка переслаивающихся метаморфизованных массивных олигомиктовых кварцитовидных и известковистых песчаников и железистых горизонтально- и косослоистых песчаников	200
2. Метаморфизованные массивные олигомиктовые кварцитовидные и известковистые песчаники. Прослои железистых песчаников. В верхней части присутствует пачка метаморфизованных алевролитов мощностью 70 м	200
3. Пачка чередующихся метаморфизованных массивных олигомиктовых кварцитовидных и известковистых песчаников и железистых песчаников. Количество последних вверх по разрезу увеличивается	300
Суммарная мощность	700

Третью и четвертую подсвиты не везде удается расчленить. Так в бассейне рек Наминга, Саку и Кемен (по данным А.А.Ямпольского), а также в междуречье Кемена и Б.Икабьи (по наблюдениям В.С.Шульгиной) они картируются как единая толща. В верховьях р. Наминга А.А.Ямпольским установлен следующий разрез:

	Мощность, м
1. Тонкослоистые известковистые железистые метаморфизованные песчаники. В основании горизонт пуддингов мощностью несколько десятков метров	125
2. Метаморфизованные мелкозернистые железистые песчаники горизонтально- и косослоистые с линзами метаморфизованных алевролитов	20
3. Метаморфизованные известковистые песчаники	90
4. Метаморфизованные песчаники тонкопараллельнослоистые	10
5. Пачка монотонно чередующихся серых и темно-серых массивных метаморфизованных песчаников	400
6. Метаморфизованные железистые горизонтально- и косослоистые песчаники	560
7. Метаморфизованные песчаники, иногда известковистые, содержащие прослои и маломощные горизонты известняков	320
8. Пачка чередующихся метаморфизованных известковистых песчаников и железистых песчаников (тонкие нитевидные прослои магнетита)	480
Суммарная мощность	около 2000

В бассейне р. Н.Ингамакит разрез, по данным Л.В.Травина, имеет следующее строение (см. фиг. 5, разрез 4):

	Мощность, м
1. Пачка метаморфизованных косослоистых, иногда магнетитсо-	

Мощность, м

держащих песчаников, имеющих ритмичное строение и содержащих катыши метаморфизованных алевролитов и в основании пачки единичную гальку гранитов, кварца и кварцитов.....85
2. Метаморфизованные крупнокосослоистые песчаники с кварц-серицитовым и кварц-кальцитовым цементом; единичные прослои метаморфизованных песчаников с катышами алевролитов.....70
3. Метаморфизованные железистые, иногда слабоизвестковистые песчаники, косо- и параллельнослоистые.....385
4. Метаморфизованные крупнокосослоистые песчаники, иногда известковистые. Редкие катыши метаморфизованных алевролитов.....50
5. Пачка переслаивающихся метаморфизованных косослоистых слабоизвестковистых и параллельнослоистых песчаников.....370
6. Метаморфизованные железистые песчаники, иногда слабоизвестковистые. Единичные прослои метаморфизованных алевролитов и песчаников с катышами алевролитов.....115
7. Пачка метаморфизованных железистых песчаников с единичными прослоями метаморфизованных алевролитов и слабоизвестковистых песчаников.....375
8. Метаморфизованные песчаники с редкими катышами метаморфизованных алевролитов; в низах прослои железистых песчаников...100
9. Метаморфизованные косослоистые железистые песчаники, в нижней части содержащие редкие прослои метаморфизованных алевропесчаников.....110
Суммарная видимая мощность..... около 1700

По данным Ю.В.Буфеева, полная мощность третьей и четвертой подсвит в этом районе достигает 2000-2300 м.

На южном фланге Удоканской подзоны разрез третьей и четвертой подсвит отличается резким сокращением количества пластов железистых песчаников. Одновременно совершенно исчезают пуддинги с галькой экзотических пород. Кроме того, выясняются также определенные отличия в строении разреза восточной и западной частей самого южного фланга подзоны. Так, на гольцах Бурпала наблюдался следующий разрез (см. фиг. 5, разрез 29):

Мощность, м

1. Метаморфизованные песчаники, иногда известковистые.....300
2. Метаморфизованные песчаники с редкими нитевидными прослоями магнетита.....250
3. Метаморфизованные песчаники, иногда известковистые, горизонт медистых песчаников.....150
4. Метаморфизованные песчаники, прослои косослоистых железистых песчаников.....180
5. Метаморфизованные песчаники, кварцитовидные.....225
Суммарная мощность..... около 1100

В бассейне р. Катугин видимая мощность третьей и четвертой подсвит равна 1350 м. В основании разреза залегает пачка метаморфизованных песчаников, содержащих прослои железистых метаморфизованных песчаников; мощность пачки 300 м. Выше располагается пачка мощностью 500 м, нижняя часть которой образована метаморфизованными, часто известковистыми песчаниками с прослоями метаморфизованных алевролитов, а верхняя - метаморфизованными кварцитовидными песчаниками с прослоями железистых песчаников. На эту пачку налегают метаморфизованные песчаники с линзами метаморфизованных алевролитов; встречаются редкие слои железистых песчаников. Разрез завершается массивными метаморфизованными песчаниками мощностью 200 м.

Пятая подсвита установлена в бассейнах рек Сакукан, Дорос, Аглан, Наминга, Эмегачи. Наиболее полные разрезы подсвиты получены в двух последних

районах Л.В.Травиным, А.А.Ямпольским и геологами Удоканской экспедиции ЧГУ. Подсвита сложена косо- и параллельнослоистыми метаморфизованными песчаниками, содержащими прослои метаморфизованных алевролитов и алевропесчаников, а также внутриформационных конгломерато-брекчий. В средней части подсвиты, в центральной части подзоны, обособляется чрезвычайно мощный горизонт меденосных песчаников. В пределах Намингской синклинали пятая подсвита сакуканской свиты делится на три пачки: подрудную, рудную и надрудную (см. фиг. 5, разрез 4).

Подрудная пачка представлена переслаивающимися метаморфизованными мелко- и разнозернистыми полевошпат-кварцевыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками с кварц-серицитовым и кальцитовым цементом. Встречаются редкие прослои (1-2 м) метаморфизованных алевролитов и многочисленные линзы конгломерато-брекчий и косослоистых известковистых песчаников с катышами алевролитов. Пачка имеет ритмичное строение. Мощность отдельных ритмов 1-5 м. В основании ритмов обычно располагаются песчаники с катышами алевролитов, залегающие с резким размывом на кровле нижележащего ритма. Песчаники обладают косой клиновидной или параллельной однонаправленной слоистостью. Выше залегают железистые песчаники со смешанным или кварц-серицитовым цементом; слоистость здесь косая, перекрестная, веерообразная. В верхней части ритмов располагаются магнетитсодержащие мелкозернистые метаморфизованные песчаники и алевропесчаники с кварц-серицитовым цементом. Слоистость косоволнистая, иногда клиновидная разнонаправленная. Мощность подрудной пачки 250-280 м.

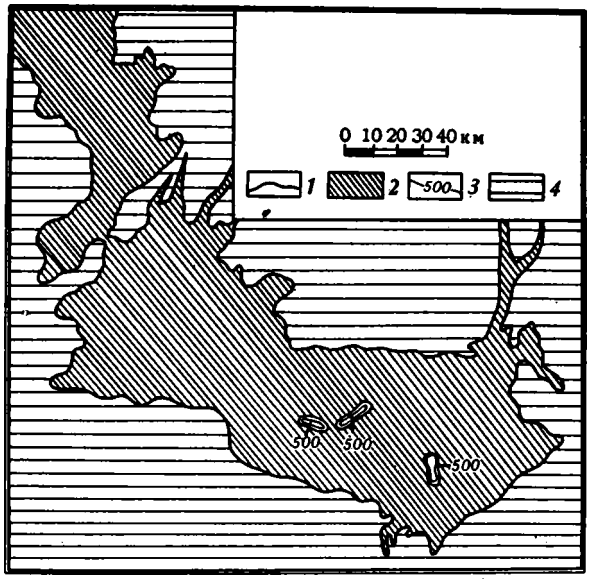
Рудная пачка, по данным И.В.Кучеренко, образована чередующимися пластами метаморфизованных песчаников с мелкой и крупной косой, клиновидной параллельной однонаправленной слоистостью. Часто отмечаются текстуры взмучивания, карманов, оползания, а также знаки волновой ряби, течения и волнения, поверхности размывов. Отдельные пласты не выдержаны по простиранию и часто выклиниваются. В составе пачки выделяются 2-3 рудных пласта (медистые песчаники), разделенных безрудными горизонтами. Кроме разнообразных песчаников в строении пачки участвуют метаморфизованные алевролиты и аргиллиты, а также внутриформационные конгломерато-брекчии. Мощность рудной пачки в северном крыле Намингской синклинали составляет 328 м, в южном крыле она сокращается до 150 м.

Надрудная пачка состоит из метаморфизованных мелкозернистых и алевролитовых песчаников, иногда слабоизвестковистых, содержащих многочисленные прослои метаморфизованных алевролитов и аргиллитов. Отчетливо проявлена слоистость - косоволнистая, волнистая, горизонтальная, мелкая косая, разнонаправленная. Мощность пачки 150-160 м, а суммарная мощность пятой подсвиты в этом районе 560-670 м.

Небольшие по площади участки заняты пятой подсвитой на южных склонах хр.Удокан - в бассейне р.Сакукан, где они сложены однообразными массивными, иногда сильноизвестковистыми песчаниками видимой мощностью 500 м, а также на гольцах Бурпала и в северной части Каларского хребта, где породы подсвиты попадают в зону экзоконтакта Каларского массива гранитов. Состав пятой подсвиты здесь также однообразен: метаморфизованные песчаники, роговики. Максимальная мощность достигает 800 м.

Намингская свита завершает разрез удоканской серии. В виде небольших по площади участков выходы свиты установлены в бассейне р.Наминга, на правобережье р.Саку, в междуречье Нирунгнакана-Клюквенного, а также в центральной части Каларского хребта. Во всех случаях намингской свитой образованы ядра синклинальных структур.

В бассейне р.Наминга нижняя часть свиты, согласно наблюдениям Ю.В.Бафеева, А.А.Ямпольского и геологов Удоканской экспедиции ЧГУ, представляет собой толщу мощностью 150 м, в которой тонко переслаиваются алевропесчаники (редко мелкозернистые песчаники), алевролиты и аргиллиты с четко выраженной волнистой, параллельной, мульдообразной, иногда перекрестной косой слоистостью. На плоскостях напластования обычны знаки волновой ряби, тре-



Фиг. 14. Схематическая карта мощностей намингской свиты в Кодаро-Удоканском прогибе

1 – контуры прогиба в современном эрозионном срезе; 2 – участки в пределах прогиба, на которых отложения свиты отсутствуют; 3 – изопахиты, в м; 4 – территория, расположенная за пределами прогиба

щины усыхания, образующие неправильные многоугольники размером 7 x 10 см; в верхах нижней части свиты установлен горизонт песчаников и алевролитов с налетами малахита. Верхняя часть свиты – плотные неяснослоистые темно-серые алевролиты, часто известковистые, переходящие в алевропесчаники с прослоями аргиллитов. Слоистость неясная волнистая и горизонтальная. Изредка встречаются знаки волновой ряби, очень многочисленны трещины усыхания, заполненные песчано-карбонатным материалом. Мощность верхней части около 500 м, а суммарная мощность намингской свиты в этом районе 650 м (фиг.14). Восточнее, в междуречье Саку и Чины, мощность свиты возрастает до 1000 м, одновременно в разрезе начинают преобладать песчаники, которые образуют мощные пачки в средней части свиты. Такую же мощность намингская свита имеет и на Каларском хребте, где ею образовано ядро Каларской синклинали. Свита сложена здесь интенсивно ороговикованными в зоне экзоконтакта гранитного массива песчаниками и алевролитами.

Подсчет суммарной мощности удоканской серии в пределах Удоканской подзоны можно сделать только приблизительно. Фактический материал, приведенный выше, свидетельствует о довольно широких колебаниях мощностей почти всех свит в разных частях подзоны. Устанавливается определенная закономерность, которая выражается в увеличении объема большинства свит по направлению от периферии к центру Удоканской подзоны. Непосредственно в центральной части поздоны на поверхности можно наблюдать лишь отложения верхней части серии, в то время как нижние горизонты не обнажены и данных о их мощности не имеется.

В пределах северного фланга подзоны мощность удоканской серии оценивается в 8000–11 000 м, причем в западной (бассейн Сангияха и Бурунгны) и восточной (бассейн Читканды) частях фланга мощность серии сокращается до 6500–7000 м. В пределах южного фланга Удоканской подзоны суммарная мощность серии составляет 9000–9700 м; так же, как и на северном фланге, здесь

обнаруживается тенденция к сокращению мощности на восток и на запад от центра. Так, например, в восточной части фланга, в районе гольцов Бурпала, мощность серии не превышает 6000–7000 м.

Кодарская подзона

Представления о строении удоканской серии на хр. Кодар до последнего времени основывались на результатах геологических исследований Л.И.Салопа, проведенных им в бассейне рек Сыгыкта и Халлас (Ортурях) в 1948 г. (Салоп, 1958, 1964).

Опорный разрез был изучен Л.И.Салопом по прекрасно обнаженной трого-вой долине р. Халлас, которая пересекает метаморфическую толщу почти вкрест к ее простиранию. По мнению Л.И.Салопа, основной складчатой структурой, вскрытой каньоном р. Халлас, является так называемый Ортуряхский синклинорий, ядро которого образовано сланцевой толщей, сопоставимой с икабийской свитой стратотипического разреза хр. Удокан. Стратиграфически ниже последней, как это представлялось Л.И.Салопу, на хр. Кодар располагаются еще три свиты – боруряхская, ортуряхская и сыгыктинская, слагающие крылья Ортуряхского синклинория. Таким образом, разрез удоканской серии, известный на хр. Удокан, значительно надстраивался вниз в районе хр. Кодар, а сводный разрез всей удоканской серии оказывался гораздо более мощным, чем это имеет место в пределах любого из известных районов развития удоканской серии.

Сомнение в правильности стратиграфической схемы нижнего протерозоя хр. Кодар впервые было высказано А.М.Лейтесом (1965), который не исключал возможности иных сопоставлений таких далеко разобщенных разрезов, какими являются разрезы Кодарского и Удоканского хребтов.

В 1961–1966 гг. изучением удоканской серии на хр. Кодар занимались Б.А.Микаилов, а затем автор совместно с Н.Н.Лаврович. В результате этих исследований было выяснено, что главной структурой бассейна р. Халлас является не синклинорий, как это считал Л.И.Салоп, а антиклиналь с опрокинутым южным крылом. Опрокинутое залегание установлено здесь путем изучения ритмичной слоистости, волновой ряби, косой слоистости пород. Этот же вывод подтвердился наблюдениями над соотношением кливажа и слоистости, а также осей мелких складок волочения и слоистости. Наконец, наиболее достоверные и надежные данные по этому вопросу были получены нами при геологическом картировании большой площади хр. Кодар, в результате которого все свиты, выделенные в опорном разрезе каньона р. Халлас, были прослежены на этой территории, что позволило решить вопрос о структуре, образованной отложениями удоканской серии на хр. Кодар. Новые данные о структуре и детальное изучение опорного и многочисленных частных разрезов привели к необходимости пересмотра представлений Л.И.Салопа о строении нормального разреза и объема удоканской серии на хр. Кодар.

Отложения удоканской серии занимают северную и центральную части указанного района. Здесь описано около 100 частных разрезов, наиболее полными из которых являются разрезы по рекам Халлас, Эльгер, Хильгандо и Сюльбан. Проводившиеся одновременно геологическое картирование и прослеживание маркирующих горизонтов и пачек по простиранию позволили увязать между собой отдельные разрезы и установить фациальные изменения пород. В составе удоканской серии установлено семь свит, соответствующих эталонному разрезу хр. Удокан (снизу вверх): икабийская, аянская, инырская, читкандинская, александровская, бутунская и сакуканская. Так же, как и на хр. Удокан, свиты объединяются в три подсерии: кодарскую, чинейскую и кеменскую.

Кодарская подсерия включает икабийскую и аянскую свиты.

Икабийская свита распространена наиболее широко, занимая значительные по площади участки в бассейне нижнего течения р. Халлас, а также по обоим бортам р. Сыгыкта и в верховьях рек Эльгер, Бургай, Апсат и Ампартак. В составе икабийской свиты выделяются три подсвиты, связанные между собой постепенными переходами: нижняя, средняя и верхняя.

Нижняя подсвита сложена слюдистыми, слюдисто-графитовыми сланцами (часто с гранатом, кордиеритом, андалузитом, силлиманитом), микрогнейсами, подчиненными пластами и прослоями кварцитов и горизонтами мраморов. Один из наиболее полных разрезов наблюдался в верховьях р. Эльгер, где обнажаются:

Мощность, м

1. Темно-серые микрогнейсы, кварц-графит-биотитовые сланцы, содержащие горизонт мраморов мощностью 90 м. Контакт с архейскими породами здесь тектонический.....250
2. Пачка переслаивающихся темно-серых и черных кварц-биотитовых сланцев с силлиманитом. В средней части пачки встречаются маломощные (0,4–0,6 м) прослои белых сливных кварцитов, а в верхах – графитсодержащие слюдисто-кварцевые сланцы.....600
3. Пачка переслаивающихся серых, мелко- и среднезернистых сливных кварцитов и темно-серых кварц-биотитовых сланцев с силлиманитом, кордиеритом, реже графитом. Мощность кварцитов 3–15 м, сланцев 10–50 м. В средней части пачки встречаются единичные тонкие (до 1,0 м) прослои гранатсодержащих сланцев.....300

Суммарная мощность..... 1150

Стратиграфически выше залегают кварциты средней подсвиты.

Восточнее, в междуречье Бургая и Апсата, отложения нижней подсвиты с видимым согласием залегают непосредственно на мигматизированных гнейсах и кристаллических сланцах архейской чарской серии. Разрез подсвиты здесь такой (см. фиг. 6, разрез 33):

Мощность, м

1. Биотитовые микрогнейсы и сланцы, иногда содержащие силлиманит. Прослой светло-серых или белых мраморов мощностью 20 м.....150
2. Мраморы мелкокристаллические, тонко чередующиеся с кварцитами.....90
3. Массивные мелкозернистые кварцитовидные песчаники, микрогнейсы по песчаникам.....20
4. Мраморы мелкокристаллические, светлые, с линзами асбеста. В кровле прослои метаморфизованных известковистых песчаников.....50
5. Пачка тонко чередующихся биотитовых микрогнейсов и сланцев...180
6. Пачка переслаивающихся тонкослоистых биотитовых микрогнейсов и сланцев, в отдельных прослоях мощностью 20–80 м, содержащих кордиерит. В средней части пачки тонкие прослои кварцитов.....270
7. Биотитовые сланцы, в верхней части переслаивающиеся с силлиманит-биотитовыми сланцами.....120
8. Биотитовые микрогнейсы. В верхней части прослои кварцитов мощностью 2–3 м.....50
9. Слюдистые сланцы. В средней части пачки редкие маломощные прослои гранат-биотитовых микрогнейсов и кварцитов.....100
10. Кордиерит-биотитовые и биотитовые сланцы, редкие прослои слюдисто-графитовых сланцев. В подошве и кровле горизонты кварцитов мощностью соответственно 6 и 15 м.....200

Суммарная мощность.....1230

Мраморы, присутствующие в нижней части подсвиты, установлены в подавляющем большинстве изученных разрезов; по простиранию они прослеживаются на десятки километров. Мощность и количество пластов непостоянны. Южнее района, в котором наблюдался вышеприведенный разрез, в скальных бортах долины левого притока р. Апсат, они образуют один горизонт мощностью 3–12 м, залегающий среди слюдистых и графито-слюдистых сланцев и кварцитов. В

мраморах здесь обнаружены строматолиты шарообразной и караваеобразной формы, имеющие четко слоистое строение. Еще далее на юг и юго-восток, в верховьях р. Дугуй, в составе нижней подсвиты встречено четыре маломощных (0,5–1,0 м) горизонта мраморов. В виде непрерывных горизонтов мраморы прослеживаются и на запад от стратотипических участков, разрезы которых приведены выше. На правобережье р. Кумакангра подсвита представлена чередующимися биотитовыми и гранат-биотитовыми сланцами, в переменных количествах содержащими графит. В средней части подсвиты многочисленны прослои кварцитов и кварцито-гнейсов. Встречен один горизонт мраморов мощностью в несколько метров. Мощность нижней подсвиты равна здесь 1000 м. Такой же состав и объем подсвита сохраняет в разрезах, расположенных юго-западнее р. Кумакангра. Мощных горизонтов мраморов здесь уже не встречается, часто наблюдается их выклинивание. На обоих бортах р. Сыгыкта, в районе устья р. Халлас, мощность нижней подсвиты сокращается до 750 м. Она представлена здесь графит-биотитовыми, биотитовыми, кордиерит-биотитовыми сланцами, реже микрогнейсами, в нижней части содержащими линзующийся пласт мраморов. Довольно многочисленны кварциты, подчиненные горизонты которых насыщают весь разрез подсвиты.

Приведенная выше характеристика касалась лишь северного фланга Кодарской подзоны. Обращаясь к ее южному флангу, мы видим, что объем подсвиты резко сокращается. Так, на востоке южного фланга, в бассейне р. Быйки, притока р. Апсат, разрез нижней подсвиты такой (см. фиг. 6, разрез 1):

	Мощность, м
1. Гранат-двуслюдяные сланцы	80
2. Пачка чередующихся ставролит-двуслюдяных сланцев и биотитовых микрогнейсов	115
3. Гранат-биотитовые микрогнейсы с подчиненными слоями двуслюдяных ставролитсодержащих сланцев	65
4. Светло-серые сахаровидные биотитовые микрогнейсы с подчиненными прослоями двухслюдяных сланцев (иногда со ставролитом)	55
5. Пачка чередующихся массивных метаморфизованных алевролитов и двуслюдяных сланцев	70
6. Светло-серые и массивные кварциты, в средней части переслаивающиеся с метаморфизованными песчаниками и алевролитами	40
7. Пачка кварцитов; в нижней и средней частях прослои мощностью 0,1–0,8 м мелкокристаллических мраморов с диопсидом	80
8. Метаморфизованные алевролиты тонкоплитчатые	40
Суммарная мощность	545

В западной части южного фланга Кодарской подзоны (верховья р. Ынарга) мощность нижней подсвиты еще меньше, 300–350 м. Она сложена здесь биотитовыми сланцами и микрогнейсами, иногда содержащими кордиерит и силлиманит. В средней части разреза, так же как и в северных районах, установлен горизонт мраморов мощностью около 1,0 м и редкие прослои кварцитов.

Средняя подсвита икабийской свиты залегает согласно на нижней. Она распространена вдоль всего левобережья р. Сыгыкта, в низовьях рек Пр. и Лев. Сыгыкта, в верховьях р. Эльгер и в бассейне р. Халлас. Небольшие по площади выходы средней подсвиты установлены на южном фланге Кодарской подзоны – в верховьях р. Ынарга и в среднем течении р. Апсат и ее притока р. Быйки. В составе средней подсвиты преобладают кварциты или кварцитовидные песчаники, содержащие прослои метаморфизованных кварцевых гравелитов; в подчиненном количестве присутствуют разнообразные сланцы. Кварцевые гравелиты и песчаники в зонах повышенного метаморфизма преобразованы в кварциты. Нижняя граница подсвиты проводится по массовому появлению этих пород. Стратотипический разрез средней подсвиты установлен в бассейне р. Халлас (см. фиг. 6, разрез 11):

Мощность, м

1. Пачка переслаивающихся светло-серых и кремовых кварцитов и кварцитовидных песчаников с черными углисто-слюдяными сланцами и метаморфизованными алевролитами. Мощность прослоев песчаников и кварцитов 1-2 м, алевролитов и сланцев 0,3-0,5.....500
2. Светло-серые, массивные, иногда нечеткослоистые кварцитовидные крупнозернистые метаморфизованные песчаники с линзами метаморфизованных кварцевых гравелитов. В верхах пачки горизонт кварцевых гравелитов мощностью 30 м.....200
3. Пачка переслаивающихся светло-серых кварцитовидных крупнозернистых песчаников и темно-серых метаморфизованных пиритоносных углистых алевролитов. Мощность чередующихся прослоев 0,5-0,7 м.....250

Суммарная мощность.....950

В северном и северо-восточном направлениях наблюдается постепенное нарастание степени метаморфизма, и мономиктовые грубообломочные породы на остальной территории представлены исключительно кварцитами. В бортах долины р.Сыгыкта средняя подсвита представлена кварцитами и подчиненными кварц-биотитовыми и двуслюдяными сланцами, иногда содержащими в своем составе графит, силлиманит и кордиерит. Мощность свиты здесь около 900-1000 м.

Такую же мощность сохраняет подсвита и в остальных участках северного фланга подзоны. В зонах повышенного метаморфизма в составе средней подсвиты всегда появляются своеобразные биотитовые микрогнейсы, насыщенные округлыми, дискообразными и лепешковидными, иногда идеальной сферической формы агрегатами кварца и силлиманита (фибролита). Размеры их обычно не превышают 1-2 см, реже они бывают более крупными, 3-5 см, при толщине до 1 см. На первый взгляд эти образования очень похожи на сплюснутые гальки, а содержащие их породы - на метаморфизованные конгломераты. При микроскопическом изучении пород видно, однако, что граница между агрегатами и основной массой не такая резкая, как это кажется в образцах, так как иголочки силлиманита проникают во вмещающую массу, а биотит последней входит внутрь кварц-силлиманитовых агрегатов. Вероятнее всего, мы сталкиваемся здесь со специфическими минеральными новообразованиями, возникшими в результате метаморфизма по первоначально высокоглиноземистым породам типа бокситов.

При сохранении примерно одинаковой мощности подсвиты на всей территории северного фланга Кодарской подзоны для нее характерны довольно резкие изменения состава, выражающиеся в колебаниях соотношений кварцитов и сланцев, слагающих подсвиту. Так, на правобережье р.Сыгыкта кварцитам принадлежит 70-85% объема подсвиты, а в нескольких километрах восточнее их количество уже резко снижается (нигде не опускаясь, правда, ниже 50%), и лишь в подошве и кровле подсвиты присутствуют мощные пачки этих пород. Еще далее на восток, в устье ключа Чистого, притока р.Пр.Сыгыкта, кварциты вновь резко преобладают над сланцами (см. фиг. 6, разрез 31).

На южном фланге Кодарской подзоны наблюдается резкое сокращение объема средней подсвиты икабийской свиты. В бассейне р. Быйки, по наблюдениям В.С.Шульгиной, разрез ее такой (см. фиг. 6, разрез 1):

Мощность, м

1. Тонкополосчатые серые и темно-серые метаморфизованные кварцевые гравийные песчаники.....5
2. Метаморфизованные мелкозернистые и среднезернистые песчаники с прослоем мощностью 0,5 м грубозернистых метаморфизованных песчаников.....3
3. Метаморфизованные гравелиты, вверх по разрезу переходящие в пуддинги с редкой галькой кварцитов. Галька до 10 см в поперечнике.....10

Мощность, м

4. Пачка чередующихся (0,1-0,3 м) среднезернистых и мелкозернистых метаморфизованных песчаников.....4
5. Пуддинги с галькой кварца и кварцитов.....3
6. Пачка чередующихся (0,3-0,4 м) разнозернистых метаморфизованных песчаников и плотных метаморфизованных алевролитов.....5
7. Тонкослоистые метаморфизованные алевролиты и филлитовидные сланцы с прослоями массивных черных мелкозернистых метаморфизованных песчаников.....35
8. Кварцитовидные песчаники.....5
9. Тонкослоистые метаморфизованные алевролиты и мелкозернистые песчаники с подчиненными прослоями (10-15 см) кварцитовидных песчаников.....35
10. Метаморфизованные песчаники с прослоями метаморфизованных алевролитов.....25
Суммарная мощность.....130

Кроме резкого сокращения объема по сравнению с северными районами подзоны столь же резко сокращается и количество грубообломочных пород. Еще более четко такой характер фациальных изменений подсвиты заметен на западном краю южного фланга, в бассейне верхнего течения р. Ынарга, где средняя подсвита представлена слюдистыми сланцами, содержащими редкие прослои кварцитов. Ее мощность составляет здесь около 250 м.

Верхняя подсвита икабийской свиты согласно налегает на среднюю и связана с ней постепенными переходами. Состав верхней подсвиты однообразен: преобладают метаморфизованные углистые алевролиты и углисто-слюдистые сланцы, насыщенные пиритом. В зонах повышенного метаморфизма подсвита представлена кварц-биотитовыми и двуслюдяными сланцами с графитом, силлиманитом, андалузитом, иногда гранатом. Изредка встречаются кварциты.

Наиболее полный по мощности разрез вскрывается каньоном р. Халлас (см. фиг. 6, разрез 11):

Мощность, м

1. Черные пиритоносные углисто-слюдистые сланцы с редкими прослоями метаморфизованных углистых пиритоносных алевролитов мощностью 50-60 м.....600
2. Темно-серые метаморфизованные пиритоносные алевролиты с редкими и маломощными прослоями узловатых углисто-слюдистых сланцев.....800
Суммарная мощность.....1400

Северо-восточнее Халласской долины, на правобережье р. Сыгыкта, где отмечается нарастание степени метаморфизма, сланцы и алевролиты верхней подсвиты замещаются кварц-биотитовыми (с графитом) и графит-кордиерит-биотитовыми (иногда с андалузитом) сланцами. Характерно появление маломощных (0,1-0,5 м) прослоев кварцитов. Еще далее на север и северо-восток, при приближении к долине р. Эльгер, роль кварцитов еще более возрастает. В верхней части разреза здесь появляются мощные (100-150 м) горизонты этих пород. Здесь же, в междуречье Эльгера и Ампартака , верхняя подсвита достигает такой же мощности, как на р. Халлас, - 1400 м (см. фиг. 6, разрез 41). В других местах ее мощность меньше: в верховьях Эльгера 100-1050 м, на правобережье р. Пр. Сыгыкта 850 м (см. фиг. 6, разрезы 24, 27, 28).

На южном фланге Кодарской подзоны верхняя подсвита характеризуется следующим разрезом, составленным в бассейне р. Быйки (см. фиг. 6, разрез 1):

Мощность, м

1. Тонкослоистые темно-серые и черные метаморфизованные алевролиты и филлитовидные сланцы.....100
2. Метаморфизованные песчаники с прослоями метаморфизованных алевролитов и филлитовидных сланцев.....8

Мощность, м

3. Тонкослоистые темно-серые и черные метаморфизованные алевролиты и филлитовидные сланцы.....50
4. Метаморфизованные алевролиты, темно-серые и черные, плитчатые, неясно слоистые или тонкослоистые.....85
Суммарная мощность.....около 250

В бассейне р. Ынарга, где степень метаморфизма выше, верхняя подсвита представлена слюдистыми сланцами с редкими слоями биотитовых микрогнейсов. Мощность ее здесь 200–250 м.

Суммарная мощность икабийской свиты в Кодарской подзоне колеблется от 600 до 950 м на южном фланге подзоны и от 3000 до 3500 м на ее северном фланге. В центральной части подзоны мощность икабийской свиты, вероятно, еще больше. Можно предполагать, что ее мощность достигает там 4000–4500 м (см. фиг. 7).

Аянская свита залегает стратиграфически выше икабийской свиты. Ранее (Салоп, 1958, 1964) аянская свита на хр. Кодар не выделялась. Считалось, что удоканская серия на севере хребта завершается икабийской свитой. Изучение разрезов и площадное картирование позволили установить повсеместное развитие аянской свиты в пределах Кодарской подзоны. Отложения подсвиты распространены в бассейне р. Халлас, на левобережье р. Сыгыкта, в междуречье Ампартака и Эльгера, а также на юге подзоны – в бассейне рек Ынарга и Апсат. Так же как и на хр. Удокан, свита представляет собой толщу часто перемежающихся метаморфизованных алевролитов и мелкозернистых песчаников, которые в зонах и участках повышенного метаморфизма преобразованы в слюдистые сланцы и кварциты. Частое переслаивание указанных пород является характернейшей чертой аянской свиты, позволяющей отличать ее от верхней подсвиты икабийской свиты, которая имеет такой же состав.

В бассейне р. Халлас аянская свита согласно налегает на алевролиты и сланцы икабийской свиты и имеет следующий, стратотипический для Кодарской подзоны разрез (см. фиг. 6, разрез 11):

Мощность, м

1. Пачка тонкого переслаивания метаморфизованных алевролитов и песчаников. Мощность чередующихся прослоев 0,5–2 см. Для песчаников характерна волнистая слоистость со следами местных размывов.....100
2. Серые мелкозернистые метаморфизованные песчаники с прослоями метаморфизованных углистых алевролитов мощностью 0,1–0,2 м.....200
3. Пачка тонкого переслаивания метаморфизованных песчаников и алевролитов. Мощность чередующихся прослоев 0,5–2 см. В песчаниках и алевролитах хорошо проявлена косоволнистая слоистость, на поверхностях напластования алевролитов наблюдаются отчетливо выраженные волноприбойные знаки.....750–800
Суммарная мощность.....1050–1100

Эта мощность является максимальной и характеризует объем аянской свиты центральных частей прогиба, так как разрез составлен в пределах крупной Халласской антиклинали, осложняющей северное крыло отрицательной структуры и образованной породами удоканской серии. Уже на небольшом расстоянии от приведенного разреза, при приближении к периферии подзоны, мощность аянской свиты сокращается. Так, в верховьях ключа Скелетного, правого притока р. Халлас, она имеет следующее строение (см. фиг 6, разрез 10):

Мощность, м

1. Метаморфизованные мелкозернистые песчаники, содержащие пачки тонко чередующихся метаморфизованных песчаников и алевролитов. Указанные породы залегают согласно на алевролитах икабийской свиты.....160
2. Пачка тонко чередующихся филлитовидных сланцев и метаморфизованных песчаников.....130

Мощность, м

3. Слюдистые сланцы. В средней части пачки слой метаморфизованных мелкозернистых песчаников.....100
4. Метаморфизованные песчаники с горизонтами филлитовидных алевролитов.....60
5. Слюдистые сланцы, часто содержащие андалузит.....150
6. Пачка песчаников, содержащих многочисленные прослои слюдистых сланцев с андалузитом.....260
Суммарная мощность..... около 850

Еще далее на восток, на левобережье р. Сыгыкта, в разрезах левых притоков этой реки аянская свита представлена тонко чередующимися метаморфизованными алевролитами или слюдистыми сланцами и метаморфизованными песчаниками. Видимая мощность свиты составляет здесь 500 м. Северное, в зоне наибольшего метаморфизма (междуречье Ампартака и Эльгера), разрез такой (см. фиг. 6, разрез 22):

Мощность, м

1. Пачка тонко переслаивающихся темно-серых кварц-биотитовых и биотит-кварцевых сланцев с серыми двуслюдяными сланцами, содержащими кордиерит, андалузит и силлиманит. Мощность чередующихся прослоев – первые сантиметры.....160
2. Серые тонкоплитчатые кварц-биотитовые сланцы, содержащие кордиерит и андалузит.....130
3. Пачка переслаивающихся темно-серых кварц-биотитовых сланцев и светло-серых кварцитов (мощность отдельных слоев 0,3–0,5 м), иногда отмечаются тонкие прослои (1–2 см) графит-биотитовых сланцев 90
4. Пачка переслаивающихся кварц-биотитовых, двуслюдяных (с кордиеритом и силлиманитом) и графит-биотитовых сланцев (с андалузитом и силлиманитом). Мощность чередующихся прослоев 0,2–10 см 120
5. Пачка переслаивающихся серых сливных кварцитов и темно-серых кварц-биотитовых и кварц-графит-биотитовых сланцев с кордиеритом и (или) силлиманитом. Мощность чередующихся прослоев 0,2–0,4 м.....175
6. Пачка тонко переслаивающихся кварц-биотитовых и биотит-кварцевых сланцев. Мощность чередующихся прослоев – первые сантиметры 125
Суммарная мощность.....800

На южном фланге Кодарской подзоны при сохранении общего характера разреза мощность аянской свиты резко сокращается. В бассейне р. Быйки на алевролиты верхней подсвиты икабийской свиты налегают (см. фиг. 6, разрез 1):

Мощность, м

1. Пачка чередующихся тонкослоистых черных метаморфизованных алевролитов и темно-серых массивных песчаников.....55
2. Темно-серые и черные метаморфизованные алевролиты.....30
3. Пачка тонкого (0,5–1 см) чередования черных метаморфизованных алевролитов и темно-серых мелкозернистых песчаников.....30
4. Метаморфизованные алевролиты, темно-серые и черные, плитчатые, неясно слоистые, иногда тонкослоистые.....40
Суммарная мощность.....155

Такую же мощность аянская свита имеет в верховьях р. Ынарга (западная часть южного фланга подзоны), где она представлена слюдистыми сланцами. Таким образом, так же как и в случае с икабийской свитой, выясняется вполне определенная тенденция к резкому сокращению объема аянской свиты на южном фланге подзоны и одновременно максимальное увеличение мощности к центральной части подзоны (см. фиг. 8).

Инырская свита начинает разрез чинейской подсерии; она залегает стратиграфически выше аянской свиты и распространена на тех же участках. В составе инырской свиты, ранее на хр. Кодар не выделявшейся, преобладают серые метаморфизованные мелко- и среднезернистые кварцитовидные песчаники, содержащие редкие прослои метаморфизованных алевролитов. В зонах метаморфизма инырская свита представлена биотит-кварцевыми сланцами (кварцито-сланцы) и кварцитами, содержащими прослои кварц-биотитовых сланцев. В этих породах часто встречаются кордиерит и силлиманит, реже андалузит. В кварц-биотитовых сланцах отмечаются сферические кварц-фибролитовые агрегаты, такие же, как в икабийской свите. Граница инырской и аянской свит в бассейне р. Халлас согласная и резкая, в других местах ввиду высокого метаморфизма она не столь четкая. Мощность инырской свиты на р. Халлас 450 м, в районе междуречья Кумакангры и Эльгера 360 м.

На южном фланге Кодарской подзоны, в бассейне р. Быйки, В.С.Шульгиной наблюдался такой разрез (см. фиг. 6, разрез 1):

Мощность, м

1. Темно-серые мелкозернистые метаморфизованные песчаники с редкими прослоями (5-10 см) черных метаморфизованных алевролитов и единичными прослоями кварцитовидных песчаников.....30
2. Темно-серые метаморфизованные алевролиты с прослоями мелкозернистых метаморфизованных песчаников.....10
3. Темно-серые мелкозернистые и сливные метаморфизованные песчаники с подчиненными прослоями метаморфизованных алевролитов.....80

Суммарная мощность.....120

В западной части южного фланга подзоны мощность инырской свиты несколько увеличивается и достигает примерно 200 м.

Читкандинская свита согласно налегает на песчаники инырской свиты. Значительные по площади участки заняты читкандинской свитой в бассейне р. Халлас, на левобережье рек Хильгандо, Хадатканда, Сюльбан, в междуречье Эльгера и Ампартака. В составе читкандинской свиты преобладают песчаники при подчиненном значении алевролитов, образующие в разрезе переслаивающиеся горизонты; реже встречаются слюдистые и слюдисто-графитовые сланцы. Характерной чертой читкандинской свиты является присутствие в ее составе известковистых пород: песчаников и алевролитов с карбонатным цементом, иногда песчанистых известняков. Граница между читкандинской и инырской свитами резкая; она проводится по смене кварцитовидных песчаников ритмично переслаивающимися песчаниками и алевролитами. Комбинация тех или иных пород в разрезе и характер их чередования позволяют разделить читкандинскую свиту на две подсвиты - нижнюю и верхнюю.

Нижняя подсвита представлена ритмично переслаивающимися метаморфизованными песчаниками и алевролитами. Ритмы имеют двучленное или трехчленное строение (мелкозернистый песчаник - алевролит или среднезернистый песчаник - мелкозернистый песчаник - алевролит). Песчаники образуют прослои и горизонты мощностью 0,2-0,5 м, алевролиты 0,5-0,1 м. Граница между ритмами резкая или со следами слабых размывов на поверхности пластов алевролитов. Обычны следы оползневых деформаций, изредка встречаются знаки волновой ряби. По всему разрезу нижней подсвиты отмечаются линзы известковистых песчаников и алевролитов, иногда песчанистых известняков, которые выделяются на общем фоне пород серой окраски более светлым цветом и ноздреватой выветрелой (кавернозной) поверхностью. Для всех пород нижней подсвиты характерна обильная сингенетическая вкрапленность пирита. Наиболее полный - стратотипический - разрез нижней подсвиты читкандинской свиты установлен в бассейне р. Халлас (см. фиг. 6, разрез 11):

Мощность, м

1. Пачка ритмично переслаивающихся серых метаморфизованных песчаников и темно-серых алевролитов, содержащих линзы (до 2 м в поперечнике) метаморфизованных песчаников с карбонат-

Мощность, м

ным цементом и песчанистых известняков с актинолитом и гранатом.....1000
2. Пачка тонко переслаивающихся метаморфизованных мелкозернистых песчаников и углистых алевролитов (характер переслаивания такой же, как в аянской свите); в верхах пачки горизонт углистых сланцев с обильной вкрапленностью пирита.....250–300
3. Пачка ритмично переслаивающихся метаморфизованных песчаников и алевролитов, содержащих линзы карбонатных пород.....200–250
4. Серые мелко- и среднезернистые песчаники массивные, прослои слюдистых сланцев с андалузитом и ставролитом (появление андалузита и ставролита связано с контактовым воздействием интрузии гранитов).....220–250
5. Пачка ритмично переслаивающихся метаморфизованных песчаников и алевролитов. Линзы карбонатных пород.....200–220
Суммарная мощность.....1900–2000

Аналогичные разрезы подсвиты наблюдались северо-восточнее по левым притокам р.Сыгыкта. Мощность ее здесь, правда, меньше – около 1500 м. Севернее, на левобережье р.Кумакангра, нижняя подсвита имеет такое строение (см. фиг. 6, разрез 18):

Мощность, м

1. Биотитовые и двуслюдяные сланцы, часто с кордиеритом, залегающие на кварцитах инырской свиты. Прослои фибролит-биотитовых сланцев.....130
2. Пачка переслаивающихся кварцитов и кордиерит-биотитовых сланцев.....70
3. Пачка ритмично чередующихся микрогнейсов по песчаникам и слюдистых сланцев с кордиеритом.....250
4. Кварцитовидные песчаники, горизонтально и косослоистые за счет нитевидных прослоев магнетита. В верхней части прослои андалузит-биотитовых сланцев.....215
5. Кордиерит-биотитовые сланцы по алевролитам.....60
Суммарная видимая мощность.....725

На южном фланге подзоны мощность нижней подсвиты читкандинской свиты резко сокращается; она здесь имеет следующий разрез (см. фиг. 6, разрез 1):

Мощность, м

1. Темно-серые метаморфизованные алевролиты с прослоями мощностью 10 см мелкозернистых метаморфизованных песчаников. Вверх по разрезу количество прослоев увеличивается.....30
2. Пачка ритмично чередующихся темно-серых мелкозернистых метаморфизованных песчаников, иногда косослоистых, в низах ритмов и черных метаморфизованных алевролитов в верхах ритмов. Мощность отдельных ритмов 0,3–0,5 м.....20
3. Темно-серые мелкозернистые метаморфизованные песчаники с прослоями метаморфизованных алевролитов.....30
4. Косослоистые мелкозернистые метаморфизованные песчаники с линзами массивных кварцитовидных песчаников.....7
5. Параллельно-, реже косослоистые мелкозернистые метаморфизованные песчаники. Прослои медистых песчаников.....200
Суммарная мощность.....около 290

Указанная мощность неполная, так как средние и верхние горизонты подсвиты здесь смыты. Западнее, в междуречье Хадатканды и Ынарги, нижняя подсвита читкандинской свиты представлена ритмично чередующимися метаморфизованными песчаниками и алевролитами. Мощность ритмов 0,2–0,7 м, а видимая мощность всей подсвиты 700 м, т.е. в 2,5 раза меньше, чем в разрезе по

р. Халлас. Еще далее на запад, в бассейне р. Хильгандо, породы нижней подсвиты попадают в зону интенсивного дислокационного метаморфизма и частично превращены в кварциты и силлиманитсодержащие сланцы. Мощность подсвиты составляет здесь уже 960 м. По направлению к центральной части подзоны объем подсвиты постепенно увеличивается. В бассейне р. Сюльбан наблюдался уже такой разрез (см. фиг. 6, разрез 4):

Мощность, м

1. Пачка ритмично чередующихся филлитов и метаморфизованных алевролитов. Мощность ритмов до 0,5 м. Слоистость параллельная, выклинивающаяся, линзовидная, косая.....220
2. Метаморфизованные песчаники, содержащие в нижней части тонкие прослои метаморфизованных алевролитов, а в средней части – горизонт мощностью 15 м узловатых (пятнистых) филлитов.....55
3. Пачка ритмично чередующихся филлитов и метаморфизованных алевролитов.....120
4. Метаморфизованные песчаники, в нижней части гравелистые, с прослоями углистых филлитов.....30
5. Тонкоплитчатые филлиты с обильными вкраплениями сингенетического пирита. В нижней части слой карбонатно-углистых алевролитов мощностью 2 м.....110
6. Пачка ритмично чередующихся метаморфизованных песчаников, алевролитов и реже филлитов. Мощность ритмов 0,5–1,5 м.....300
7. Пачка ритмично переслаивающихся (0,2–0,3 м) метаморфизованных алевролитов и филлитов. В средней части пачки мощный горизонт массивных метаморфизованных песчаников..... 40
8. Пачка ритмично чередующихся метаморфизованных песчаников, алевролитов и филлитов. В средней части пласт мощностью 15 м кварцевых песчаников с карбонатным цементом.....180
9. Метаморфизованные алевролиты массивные.....75
10. Тонкосланцеватые пятнистые филлиты.....60
11. Пачка переслаивающихся, средне- и мелкозернистых метаморфизованных песчаников. Редкие прослои филлитов мощностью 1,5–3 м.....70
12. Пачка ритмично переслаивающихся, мелкозернистых, метаморфизованных песчаников и филлитов.....90
13. Пачка тонкого ритмичного переслаивания метаморфизованных песчаников, алевролитов и филлитов. Мощность ритмов 0,5–10 м.....260

Суммарная мощность.....около 1600

Анализ распределения мощностей нижней подсвиты по территории подзоны дает, таким образом, четкую картину закономерного уменьшения объема подсвиты к периферии подзоны, причем наименьшие мощности отмечаются на крайнем юге подзоны, а максимальные – в ее центре.

Верхняя подсвита читкандинской свиты сложена мелко- и среднезернистыми метаморфизованными известковистыми и кварцитовидными песчаниками, содержащими редкие маломощные прослои метаморфизованных алевролитов или слюдистых сланцев. Чрезвычайно однообразный разрез верхней подсвиты вскрывается в долине среднего течения р. Халлас. Она представлена здесь исключительно метаморфизованными разнозернистыми песчаниками (кварцитовидными и известковистыми) и имеет мощность 750 м. В верховьях р. Халлас, где отложениями подсвиты образованы крылья Верхне-Халласской антиклинали, в ее составе кроме указанных выше пород присутствуют также медистые песчаники, слагающие протянувшийся на несколько километров линзующийся горизонт мощностью до 1,0 м. В разрезе верхней подсвиты, изученном на левобережье р. Хильгандо (южнее перевала Халлас–Хильгандо), удается выделить три пачки пород (см. фиг. 6, разрез 8):

Мощность, м

1. Серые массивные метаморфизованные песчаники, содержащие

Мощность, м

прослои светло-серых кварцитов и кварцитовидных песчаников.....350
2. Серые тонкослоистые песчаники с прослоями буровато-серых известковистых песчаников.....200
3. Пачка переслаивающихся светло-серых массивных кварцитовидных и буровато-серых тонкослоистых известковистых песчаников; единичные прослои медистых песчаников.....150
Суммарная мощность.....700

Суммарная мощность читкандинской свиты в пределах Кодарской подзоны колеблется от 2200 м на периферии северного фланга до 2750 м в центре подзоны. На южном фланге она не превышает 1700 м (см. фиг. 10).

Александровская свита залегает стратиграфически выше и согласно на читкандинской свите; она занимает небольшие по площади участки в верховьях р. Хильгандо, в среднем течении р. Халлас и в верховьях р. Ср. Сакукан. Свита сложена слюдистыми и амфиболовыми сланцами, кварцитами, кварцитовидными и известковистыми метаморфизованными песчаниками, мраморами. В верховьях р. Хильгандо разрез александровской свиты следующий (см. фиг. 6, разрез 8):

Мощность, м

1. Светло-серые и кремовые кварциты и кварцитовидные метаморфизованные песчаники, содержащие прослои мраморов мощностью 0,3-0,5 м.....100-130
2. Пачка переслаивающихся светло-серых тонкополосчатых метаморфизованных известковистых песчаников и песчанистых известняков.....400
Суммарная мощность.....500-530

В бассейне верхнего течения р. Халлас александровская свита находится в зоне контакта с интрузией гранодиоритов и имеет следующий разрез (см. фиг. 6, разрез 11):

Мощность, м

1. Светло-серые слюдистые сланцы с тонкими прослоями розовых и зеленых кварцитов и горизонтами белых мраморов мощностью 1-2 м.....120-150
2. Темно-серые тонкополосчатые амфиболовые мигматизированные сланцы с пластами белых среднекристаллических мраморов мощностью 5-15 м. Видимая мощность.....100

Приведем еще один разрез, характеризующий строение александровской свиты в бассейне р. Серегли, правого притока р. Сюльбан (см. фиг. 6, разрез 6):

Мощность, м

1. На метаморфизованных песчаниках верхней подсвиты читкандинской свиты согласно залегают тонкослоистые светлые (зеленоватые) мусковит-кварцевые сланцы, содержащие горизонт мраморов мощностью 5 м. В верхней части пласт массивных кварцитовидных песчаников.....160
2. Мусковитовые, реже двуслюдяные сланцы. В кровле пласт массивных метаморфизованных песчаников.....210
3. Мусковит-кварцевые и двуслюдяные сланцы.....35
4. Пачка тонко переслаивающихся слюдяно-кварцевых сланцев и тонкозернистых метаморфизованных алевролитов.....95
Суммарная мощность.....500

Бутунская свита, так же как и на хр. Удокан, завершает разрез средней - чинейской - подсерии. Она установлена в бассейне р. Сюльбан и ее правого притока р. Хильгандо, а также на водоразделе между долинами рек Хильгандо и Халлас. В составе свиты преобладают карбонатные породы: мраморы и кар-

бонатные конгломерато-брекчии, реже встречаются метаморфизованные известковистые алевролиты и песчаники. Граница бутунской свиты с нижележащей александровской свитой вполне определенна: она проводится по появлению мощной многосотметровой пачки мраморов. Разрез свиты, наблюдавшийся по одному из притоков р. Сюльбан, такой (см. фиг. 6, разрез 7):

	Мощность, м
1. Мраморы массивные, крупнокристаллические	425
2. Метаморфизованные песчаники, зеленовато-серые, с карбонатным цементом	70
3. Пачка чередующихся, белых и серых крупнокристаллических мраморов	520
4. Темно-серые метаморфизованные мелкозернистые песчаники	80
5. Белые крупнокристаллические мраморы, содержащие прослои и линзы зеленоватых минерализованных мраморов с амфиболом и диопсидом	600
Суммарная мощность	около 1700

Выше залегают песчаники сакуканской свиты.

На водоразделе рек В.Сакукан и Сюльбан разрез бутунской свиты имеет следующий вид:

	Мощность, м
1. Белые крупнокристаллические мраморы	150
2. Зеленовато-серые метаморфизованные мелкозернистые песчаники с карбонатным цементом	100
3. Пачка чередующихся белых и серых мраморов	50
4. Светло-серые метаморфизованные мелкозернистые песчаники	100
5. Пачка тонко переслаивающихся белых и серых мраморов	100
6. Зеленовато-серые метаморфизированные мелкозернистые песчаники с карбонатным цементом. Линзы мраморов	200
Суммарная мощность	700

На левом берегу р. Сюльбан разрез имеет тот же характер, что и вышеприведенные. Среди мраморов иногда отмечаются редкие линзы мощностью 10-20 м карбонатных конгломерато-брекчий. Значение этих пород в разрезе бутунской свиты резко возрастает в западном направлении. Так, в нижней части разреза, составленного в бассейне р. Хильгандо, залегает пачка белых мраморов с редкими прослоями метаморфизованных известковистых алевролитов (мощность пачки 300 м), которая перекрывается пачкой брекчированных мраморов и карбонатных конгломерато-брекчий мощностью 900 м. Мощность свиты здесь 200 м. Максимальной мощности бутунская свита достигает в бассейне верхнего течения р. Кукугунда, правого притока р. Сюльбан, - 1900-2000 м (см. фиг. 12).

Характерной чертой пород бутунской свиты является присутствие в них новообразований альбита. Их количество иногда настолько велико, что образуются своеобразные альбитовые метасоматиты, занимающие крупные по площади участки в районе устья р. Хадатканда, в бассейне р. Кукугунда и других местах. Л.И.Салоп (1964) объясняет альбитизацию пород бутунской свиты их первоначальной соленосностью, что, вероятно, вполне справедливо. Такой вывод указывает на существование условий эвапоритового бассейна в бутунское время.

Кеменская подсерия на территории Кодарской подзоны представлена лишь низами сакуканской свиты. Средние и верхние ее горизонты, а также вся намингская свита здесь отсутствуют.

Сакуканская свита завершает разрез удоканской серии на хр. Кодар. Породы сакуканской свиты развиты в верховьях р. Сюльбан, где ими образовано ядро Верхне-Сюльбанской синклинали, а также на правобережье р. Хадатканда и в верхнем течении р. Хильгандо. Нормальный контакт сакуканской свиты с подстилающими породами наблюдался только в верховьях р. Сюльбан, где пес-

чаники и железистые песчаники сакуканской свиты согласно налегают на карбонатные конгломерато-брекчии бутунской свиты. В других местах сакуканская свита по тектоническому контакту соприкасается с породами читкандинской, александровской и бутунской свит, что позволяет предположить, так же как и на хр. Удокан, присутствие здесь скрытого размыва; разрез сакуканской свиты в указанном районе неполный: по своему составу и объему он отвечает лишь самой нижней (первой) подсвите эталонного разреза хр. Удокан. Сакуканская свита представлена здесь метаморфизованными мелко- и среднезернистыми параллельно- и косослоистыми песчаниками, иногда содержащими магнетит или мартит. На отдельных участках широко распространены конгломерато-брекчии, реже отмечаются прослои метаморфизованных алевролитов и единичные линзы мраморов. Наиболее полный разрез первой подсвиты наблюдался в истоках правых притоков р. Хадатканда:

	Мощность, м
1. Светло-серые метаморфизованные среднезернистые кварцитовидные песчаники	100
2. Грубослоистые метаморфизованные среднезернистые песчаники. Косая слоистость подчеркивается тончайшими примазками глинистого материала и нитевидными прослоями магнетита	50
3. Светло-серые метаморфизованные среднезернистые кварцитовидные песчаники	80
4. Грубокосослоистые метаморфизованные песчаники, аналогичные песчаникам слоя 2	60
5. Светло-серые метаморфизованные среднезернистые известковистые песчаники	25
6. Серые и розовато-серые метаморфизованные мелкозернистые тонкослоистые песчаники с прослоями и линзами алевролитов	100
7. Светло-серые метаморфизованные массивные кварцитовидные среднезернистые песчаники	30
8. Розовато-серые метаморфизованные грубокосослоистые магнетитовые песчаники, содержащие прослои массивных известковистых песчаников, видимая мощность	250
Суммарная видимая мощность	около 700

Западнее верховьев р. Хадатканда, на скальных берегах р. Сюльбан и склонах окружающих гор, разрез характеризуется резким преобладанием конгломерато-брекчий своеобразного состава: обломки и цемент их сложены одними и теми же породами - песчаниками и магнетитовыми песчаниками. В верховьях р. Сюльбан наблюдался следующий разрез сакуканской свиты, образующей здесь ядро синклинальной структуры:

	Мощность, м
1. Светло-серые среднезернистые ороговикованные песчаники (ороговикование связано с контактовым воздействием гранитной интрузии)	40
2. Светло-серые метаморфизованные среднезернистые песчаники с нитевидными прослоями магнетита или мартита	20
3. Конгломерато-брекчии	100
4. Розовато-серые метаморфизованные среднезернистые грубокосослоистые железистые песчаники. В средней части пачки присутствуют линзы конгломерато-брекчий мощностью 30-50 м, по простиранию переходящие в небрекчированные песчаники того же состава	650
5. Конгломерато-брекчии, аналогичные залегающим ниже	700
Суммарная видимая мощность	около 1500

Еще большую роль приобретают конгломерато-брекчии в крайних западных разрезах сакуканской свиты. Так, в верховьях р. Хильгандо мощность пачки сплошных конгломерато-брекчий, залегающих на брекчированных мраморах бутунской свиты, составляет 1000 м.

Вопрос о происхождении и положении в разрезе грубообломочных пород сакуканской свиты весьма важен для выяснения особенностей разрезов на Кодарском и Удоканском хребтах и может иметь определенное значение при попытке выяснить особенности осадконакопления в Кодаро-Удоканском прогибе. Л.И.Салоп считал эти породы конгломератами, залегающими в основании сакуканской свиты на хр. Кодар. Позднее Б.А. Микаилов, обнаружив в верховьях р. Сюльбан пачку грубообломочных пород почти километровой мощности, также названных им конгломератами, отнес их к верхней подсвите сакуканской свиты.

Изучение этих пород, проведенное нами в том же районе, свидетельствует об их принадлежности самым низам разреза свиты, так как непосредственно на правобережье р. Сюльбан было обнаружено налегание конгломерато-брекчий на мраморы бутунской свиты. Кроме того, повсеместно было установлено полное сходство состава обломков и цемента конгломерато-брекчий. Морфология обломков разнообразна; они имеют остроугольные, линзовидные, округлые и неправильные очертания. Размер их варьирует от долей сантиметра до первых метров. Интересно отметить, что в тех случаях, когда цемент сложен тонкослоистым песчаником, слойки огибают обломки, образуя между ними прихотливые хаотические складочки, – так, как это обычно наблюдается в межбудинных пространствах при формировании будинажструктур.

При прослеживании отдельных пачек и пластов этих пород по простиранию неоднократно можно было наблюдать, как они замещаются песчаниками. Эти данные указывают на принадлежность охарактеризованных пород к конгломерато-брекчиям, а не к конгломератам. Они образуются за счет расщепления и брекчирования пластов песчаников. На отсутствие сколько-нибудь значительных размывов указывает также и то, что состав псефитовых обломков в конгломерато-брекчиях не отличается от состава небрекчированных пластов песчаников.

Появление в сакуканской свите конгломерато-брекчий не может быть объяснено дроблением пород в зонах тектонических разрывов. Наблюдения определенно указывают на первично седиментогенный характер этих образований, возникших в результате дробления отдельных пластов или пачек в процессе осадконакопления и диагенеза, что отражает особенности тектонического режима бассейна в сакуканское время. Положение конгломерато-брекчий в разрезе не подчиняется какой-либо закономерности. Здесь важно отметить лишь то, что они присутствуют в составе нижней части сакуканской свиты, которая на отдельных участках, как это было показано выше, целиком образована конгломерато-брекчиями. В заключение нужно отметить, что расщепление и брекчирование отдельных пачек сопровождается резким возрастнием мощности образующихся конгломерато-брекчий по сравнению с мощностями пластов песчаников, которые подверглись брекчированию. В связи с этим определение истинной мощности сакуканской свиты в тех местах, где в ее разрезе присутствуют конгломерато-брекчии, может быть выполнено лишь с большой долей условности. Исходя из этого мощность сакуканской свиты на хр. Кодар, вероятно, не превышает 700–1000 м.

Суммарная мощность удоканской серии в центральной части Кодарской подзоны достигает 11350–12500 м. Сравнить изменения объема серии от центра к периферии подзоны не удается, так как в современном эрозионном срезе на северном и южном флангах обнажаются лишь нижние и средние свиты удоканской серии. Если рассматривать изменения объема той части удоканской серии, которая картируется по всей территории подзоны, т.е. от икабийской до читкандинской свиты включительно, то получим такие цифры: северный фланг 6400–7000 м, центральная часть подзоны 8250–8850 м, южный фланг 2600–3000 м. Можно предполагать, что такая же тенденция сохранялась и для всей удоканской серии. Эти данные свидетельствуют о конседиментационном характере прогиба, в котором происходило накопление удоканской серии.

Амалыкская подзона

Территория Амалыкской подзоны охватывает бассейн р. Амалык, крупного правого притока р. Витим, и верховья р. Нечера, левого притока р. Жуя. В южной части подзоны на картах Л.И.Салопа (1964) были показаны сыгыктинская, ортуряхская, боруряхская и икабийская свиты удоканской серии, а в ее северной части – удоканская серия нерасчлененная. От одновозрастных образований, развитых в Кодарской подзоне, эти свиты отделялись узкой, но непрерывной полосой гранито-гнейсов и нигде не имели непосредственного контакта. В 1965 г., проводя геологическую съемку в междуречье Амалыка и Сыгыкты, Б.А.Микаилов выяснил прерывистый характер полосы гранито-гнейсов и проследил по простиранию переход нижних горизонтов удоканской серии из Кодарской подзоны в Амалыкскую. Г.Б.Гиммельфарб, проводивший площадные геологические исследования в бассейне р. Амалык, и Ю.К.Варзалов, картировавший бассейн верхнего течения р. Нечера, подтвердили представления Л.И.Салопа о распространении здесь пород удоканской серии. Однако изучение вещественного состава и сравнение разрезов серии этого района с опорными разрезами удоканской серии, составленными нами в бассейне р. Халлас в Кодарской подзоне, показали, что здесь развиты отложения, соответствующие только одной икабийской свите, как правило, интенсивно метаморфизованные и имеющие значительную мощность.

Удоканская серия Амалыкской подзоны изучена еще далеко не достаточно. Резкие противоречия между данными различных исследователей не позволяют до сих пор уверенно оконтурить здесь поля развития удоканской серии. Так, по мнению Л.И.Салопа (1964), в верховьях р. Нечера нижнепротерозойские отложения перекрыты породами баллаганахской подсерии патомской серии верхнего протерозоя. Ю.К.Варзалов, напротив, считает, что последние здесь на самом деле залегают согласно на нижних горизонтах икабийской свиты и лишь наращивают вверх ее разрез. Противоречивы данные по вопросу о выделении отложений удоканской серии в бассейне р. Мельчикит, притока р. Амалык. Породы этих толщ были изучены С.П.Кориковским, который на основании петрологических критериев отрицает их принадлежность к удоканской серии и полагает, что здесь развиты кристаллические образования архея.

Г.Б.Гиммельфарб и Ю.К.Варзалов подразделяют икабийскую свиту Амалыкской подзоны на четыре подсвиты. В составе первой подсвиты, мощность которой определяется в 2000–2500 м, преобладают биотитовые, графит-биотитовые, биотит-амфиболовые гнейсы и кристаллические сланцы, слюдистые сланцы с андалузитом, силлиманитом, ставролитом. Подчиненное значение имеют амфиболиты и мраморы, которые слагают отдельные линзы. Вторая подсвита представлена слюдистыми сланцами с кордиеритом, ставролитом и гранатом, кварцитами, в которых иногда присутствует куммингтонит, гейсо-кварцитами и мраморами, образующими единичные пласты и линзы. Мощность второй подсвиты 1000–1100 м. Она согласно перекрыта кварцитами, биотитовыми гнейсами с силлиманитом, гранат-биотитовыми гнейсами и сланцами, мраморами (единичные горизонты) третьей подсвиты. Мощность последней достигает 1000–1200 м. Завершается резрез четвертой подсвитой: биотитовыми сланцами и гнейсами, часто содержащими графит, кварцитами, среди которых встречаются биотит-амфиболовые гнейсы. Мощность четвертой подсвиты 500–800 м, а суммарная мощность икабийской свиты в пределах подзоны 4500–5600 м.

По составу пород и последовательности напластования икабийская свита Амалыкской подзоны сходна с одноименной свитой, широко распространенной в Кодарской подзоне, хотя и отличается от нее несколько бóльшим объемом, присутствием амфиболитов и повышенной карбонатностью. В связи с этим необходимо еще раз указать на недостаточную геологическую изученность территории Амалыкской подзоны, в результате чего в дальнейшем представления о составе и строении развитых здесь метаморфических толщ, принадлежащих к икабийской свите удоканской серии, вероятно, изменятся. В частности, может оказаться, что здесь были пропущены своеобразные структуры

типа шовных трогов, установленные в других частях региона, а также в непосредственной близости от бассейна р.Амалык (Мельчикитский и Саймаганский троги). В настоящее время несомненно лишь, что породы удоканской серии широко распространены в Амалыкской подзоне и представлены здесь только одной икабийской свитой, обладающей значительной мощностью.

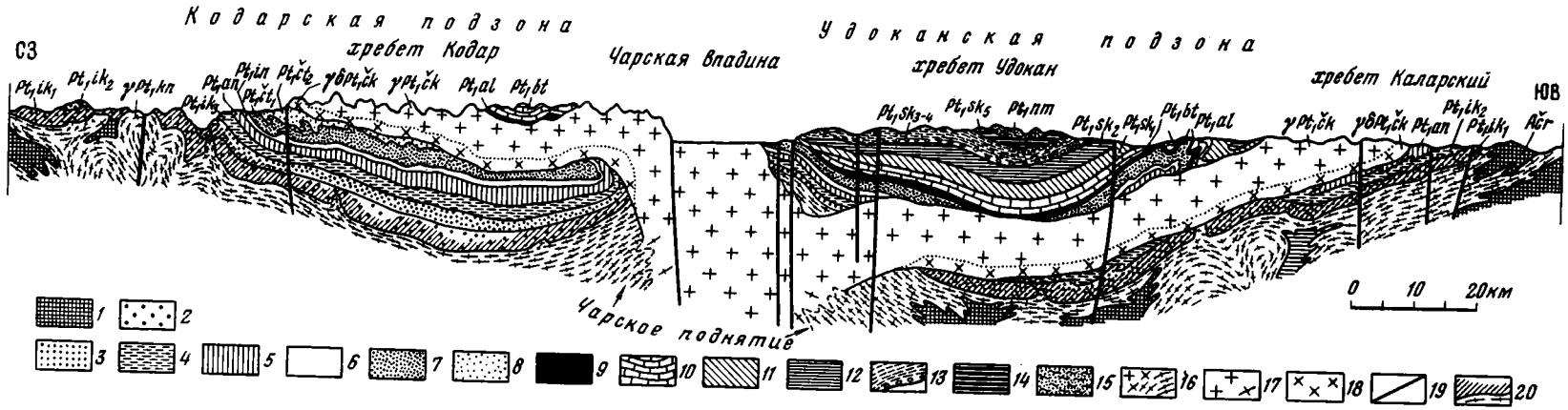
Корреляция разрезов удоканской серии и пределах Кодаро-Удоканского прогиба

Два наиболее крупных поля развития удоканской серии - удоканское и кодарское - разделены Чарской впадиной, заполненной рыхлыми отложениями кайнозоя, что не позволяет непосредственно проследить отдельные горизонты или свиты из одной подзоны в другую. Поэтому объективная корреляция разрезов может быть достигнута только с учетом изучения характера вертикальных и горизонтальных изменений формационных особенностей серии на площади всего региона (фиг. 15).

Как на хр.Удокан, так и на хр.Кодар в основании удоканской серии располагается толща сланцев и алевролитов - икабийская свита, в средней части которой обособляется пачка грубообломочных пород (кварцевых конломератов, гравелитов и песчаников), преобразованных в зонах повышенного метаморфизма в кварциты. Мономиктовый (кварцевый) состав первичных псаммитов и глиноземистый состав пелитовых пород этой свиты приводят к выводу о существовании длительного перерыва перед накоплением удоканской серии, а ее формирование позволяют объяснить как результат переотложения древней коры выветривания. Вполне вероятно, что в районе имеется и остаточная кора выветривания на архейских породах. Это могут быть высокоглиноземистые сланцы и массивные породы с силлиманитом, андалузитом и графитом, залегающие под маркирующим (базальным) горизонтом мраморов икабийской свиты на хр.Кодар. Мощность их варьирует от 0 до 200-300 м (такие колебания можно объяснить как следствие размыва). Достоверное выделение коры выветривания, однако, затруднительно ввиду высокого метаморфизма пород и их гранитизации.

Характер изменения мощностей икабийской свиты уже рассматривался нами при описании конкретных разрезов подзон. Здесь мы суммируем эти данные для территории всего прогиба. Прежде всего обращает на себя внимание гораздо бо́льшая максимальная мощность свиты на хр.Кодар (3000-3500 м) по сравнению с ее объемом на хр.Удокан (1600-2000 м). Забегая вперед, отметим, что при сопоставлении разрезов удоканской серии выясняется вполне определенная тенденция к увеличению мощностей (в максимуме) почти всех частей разреза на хр.Кодар сравнительно с теми же стратиграфическими подразделениями, установленными на хр.Удокан. В пределах Кодарской и Удоканской подзон мощность отдельных свит, и в частности икабийской свиты, не остается постоянной, а подвержена колебаниям, которые, однако, подчиняются определенной закономерности. Так, еще Л.И.Салопом было замечено, что объем некоторых свит удоканской серии возрастает по направлению от периферии к центру прогиба. В нашем распоряжении имеются сейчас материалы, подтверждающие эти наблюдения и доказывающие, что такая тенденция сохраняется практически для всех свит серии. Эти данные несомненно указывают на конседиментационный характер Кодаро-Удоканского прогиба. В то же время направленность в изменении объема свит и анализ размещения грубообломочных, пелитовых и карбонатных отложений свидетельствуют о сложной внутренней структуре прогиба, в котором происходило накопление удоканской серии, и позволяют установить существование в центральной части прогиба внутреннего поднятия.

Наибольшее количество грубообломочных пород и кварцитов икабийской свиты концентрируется в северо-западном секторе прогиба (хр.Кодар). В современном эрозионном срезе они образуют широкую полосу, обрамляющую выходы архейских кристаллических пород. Мощность икабийской свиты характеризуется



Фиг. 15. Идеализированный разрез через Кодаро-Удоканский прогиб

1 – архейские кристаллические образования; 2–15 – нижнепротерозойская удоканская серия: 2 – нижняя подсвита икабийской свиты в Кодарской подзоне; 3 – средняя подсвита икабийской свиты в Кодарской подзоне и нижняя подсвита икабийской свиты в Удоканской подзоне; 4 – верхняя подсвита икабийской свиты; 5 – аянская свита; 6 – инырская свита; 7 – нижняя подсвита читкандинской свиты в Кодарской подзоне; 8 – верхняя подсвита читкандинской свиты в Кодарской подзоне и читкандинская свита нерасчлененная в Удоканской подзоне; 9 – александровская свита; 10 – бутунская свита; 11–14 – сакуканская свита: 11 – первая подсвита, 12 – вторая подсвита, 13 – третья и четвертая подсвиты нерасчлененные, 14 – пятая подсвита; 15 – намингская свита; 16 – гранито-гнейсы, граниты раннепротерозойского куандинского (древнестанового) комплекса; 17–18 – гранитоиды раннепротерозойского чуйско-кодарского комплекса: 17 – порфировидные граниты, 18 – гранодиориты и диориты; 19 – разломы; 20 – зона контактового метаморфизма пород удоканской серии в связи с гранитоидами куандинского комплекса

здесь максимальными цифрами 3000–3500 м (в центральной части хр. Кодар она, вероятно, еще больше, 4000–4500 м), причем около 1000 м из них приходится на долю грубообломочных пород и кварцитов. В южном и юго-восточном направлениях мощность свиты сокращается и на границе хр. Кодар и Чарской впадины составляет всего 600–950 м. Изменяется и состав свиты. В приведенных выше разрезах было видно, что в бассейне р. Апсат, например, при мощности икабийской свиты 900 м на песчаники, гравелиты и конгломераты (последние резко подчинены) приходится лишь 130 м, а в бассейне р. Ынарга, где свита имеет мощность 600–850 м, грубообломочные породы вообще отсутствуют и полностью замещены сланцами.

На противоположном – южном – борту Чарской впадины, в предгорьях хр. Удокан, состав и мощность икабийской свиты такие же, как на р. Ынарга. При продвижении далее на юго-восток и восток отчетливо устанавливается последовательность, обратная приведенной выше. Мощность икабийской свиты постепенно возрастает до 1600–2000 м при одновременном увеличении роли грубообломочных пород. Таким образом, уже характер изменений икабийской свиты четко указывает на существование в центральной части конседиментационного прогиба внутреннего поднятия, разделявшего его на две почти равные части. Ниже будет показано, что это поднятие, которое мы будем называть Чарским (по р. Чара), являлось важнейшей структурой, определявшей особенности седиментации в прогибе на протяжении всего удоканского времени. Именно установление Чарского поднятия обусловило необходимость выделения в пределах Кодаро-Удоканской структурно-фациальной зоны двух подзон: Кодарской и Удоканской. Границей подзон в современном срезе является рифтовая структура – Чарская впадина, возникшая в четвертичное время на месте древнего внутреннего Чарского поднятия. Сделав это небольшое, но необходимое отступление, вернемся к рассмотрению возможностей корреляции разрезов серии в разных подзонах.

Стратиграфически выше икабийской свиты как на Кодарском, так и на Удоканском хребтах располагается чрезвычайно характерная аянская свита тонко переслаивающихся песчаников и алевролитов с волноприбойными знаками. Аянская свита почти не испытывает изменений состава и является маркирующей на разных участках развития удоканской серии. В то же время объем свиты подвержен довольно резким колебаниям, что наиболее отчетливо устанавливается на хр. Кодар. Мощность аянской свиты на периферии северного фланга Кодарской подзоны составляет 800–850 м (междуречье Ампартака и Эльгера, верховья ключа Скелетного), в ее центральной части (бассейн р. Халлас) она увеличивается до 1050–1150 м, а в южном направлении вновь сокращается и в районе уступа хр. Кодар к Чарской впадине (Чарское поднятие) составляет всего 155 м. Подобный, но менее отчетливый характер изменений объема свиты заметен и в Удоканской подзоне. При приближении к Чарскому поднятию мощность аянской свиты сокращается до 400–500 м, в то время как в центральной части подзоны она равна 600–650 м. Здесь же, кстати, нужно отметить и сокращение мощности не только на запад, но и на восток от центра подзоны: в бассейне р. Читканда она равна 400–450 м.

На аянскую свиту повсюду налегает очень мощная толща песчаников и подчиненных алевролитов и карбонатных пород. Эта толща, особенностью которой является нередко ритмичное чередование пород и постепенное увеличение вверх по стратиграфической вертикали степени их карбонатности, выделена в качестве средней (чинейской) подсерии удоканской серии; она завершается бутунской свитой, в составе которой присутствует максимальное количество карбонатных пород. Характер вертикального изменения разреза поразительно выдержан во всем регионе и, несмотря на довольно резкие фациальные колебания, присущие этой подсерии, позволяет уверенно сопоставлять далеко разобщенные разрезы. В частности, состав и объем инырской свиты, располагающейся в основании чинейской подсерии, практически одинаков для районов Кодарского и Удоканского хребтов. Колебания мощности незначительны, и лишь в северной части Чарского поднятия наблюдается уменьшение объема свиты в 2–3 раза по сравнению с центром Кодарской подзоны.

6 1425

В отличие от инырской свиты наблюдаются существенные колебания в объеме читкандинской свиты, максимальная мощность которой на хр. Кодар составляет 2600–2750 м, а на хр. Удокан 1000–1600 м. И все же, несмотря на такие на первый взгляд резкие отличия в объеме свиты, для обоих районов характерно одинаковое в целом строение ее разреза. В частности, нижняя подсвита читкандинской свиты на хр. Кодар по составу слагающих ее пород, ярко выраженному ритмичному характеру напластования, многочисленным признакам мелководья (подводные оползни, волновая рябь и т.д.) и другим особенностям вполне сопоставима с нижней и средней подсвитами этой же свиты в трехчленной схеме Л.И.Салопа для хр. Удокан, хотя и обладает гораздо большей мощностью. В целом колебания мощности читкандинской свиты подчиняются той же закономерности, которая характерна для нижележащих свит. В центральной части Удоканской подзоны она достигает 1600 м, к западу (Чарское поднятие) сокращается до 800–1000 м, а к востоку (замковая часть прогиба) до 550–600. В Кодарской подзоне обнаруживается та же закономерность: в центре подзоны мощность свиты достигает 2750 м, на периферии северного фланга 2200 м, а на юге, в районе Чарского поднятия, 1700 м.

Александровская свита хр. Кодар мало чем отличается от одноименной свиты стратотипического разреза. В обоих районах она залегает на песчаниках читкандинской свиты и перекрыта карбонатными породами бутунской свиты, что в значительной мере обеспечивает надежность сопоставления. Объем свиты непостоянен. Как заметил еще Л.И.Салоп (1964), в Икабья-Читкандинском районе мощность александровской свиты увеличивается по направлению от периферии прогиба к его центральной части с 260 до 430–460 м. Площадное картирование, проведенное в последние годы, показало, кроме того, что наблюдается и резкое сокращение объема свиты по направлению от центра подзоны к Чарской впадине, т.е. к внутреннему поднятию, где ее мощность равна всего 150–200 м. В Кодарской подзоне изучить колебания мощности александровской свиты не удается, так как на большей части территории ее отложения смыты.

Бутунская свита, так же как и аянская, является маркирующей в разрезе удоканской серии. Для ее внутреннего строения характерны значительные фациальные колебания. На северном фланге Удоканской подзоны в разрезе свиты выделяются доломиты и другие карбонатные породы, образующие два мощных (до 200 м) горизонта, в то время как на южном фланге подзоны карбонатные породы слагают несколько, а иногда и десятки пластов, но зато мощность их здесь невелика (первые метры, редко десятки метров). Особенность карбонатных пород бутунской свиты – их нередко брекчиевидное сложение. На хр. Удокан карбонатные конгломерато-брекчии иногда слагают линзы мощностью в несколько десятков метров. Наиболее ярко эта особенность бутунской свиты выражена, однако, на хр. Кодар. На отдельных участках конгломерато-брекчии образуют здесь многосотметровые пласты, а сама бутунская свита на 90% представлена карбонатными породами и имеет мощность около 2000 м, что намного превышает ее объем в хр. Удокан. Кстати, анализируя изменения объема бутунской свиты в районе хр. Удокан, можно вновь убедиться в конседиментационном характере Кодаро-Удоканского прогиба: на периферии Удоканской подзоны мощность свиты колеблется от 500 до 600 м, а по направлению к центральной его части увеличивается до 900 и даже до 1150 м. В то же время по направлению к Чарскому поднятию мощность бутунской свиты сокращается до 430 м, иногда же она совсем выпадает из разреза, и в таких случаях наблюдается налегание сакуканской свиты непосредственно на александровскую свиту. Правда, объяснение выпадения бутунской свиты из разреза может быть двоякое: либо в зоне Чарского поднятия в бутунское время вообще не происходило осадконакопления (была суша), либо бутунская свита эродирована в результате предсакуканского размыва. Замечательной особенностью бутунской свиты является присутствие в ее составе своеобразных альбитовых метасоматитов, возникших, по мнению Л.И.Салопа (1964), за счет первоначально соленосных пород, что указывает на существование в бутунское время ус-

ловий эвапоритового бассейна. Наличие этих редких пород в обоих районах открывает дополнительные возможности для корреляции. Важное значение для сравнения разрезов имеют, несомненно, и строматолиты, однако их значение в этом смысле пока невелико.

Сопоставима и сакуканская свита Удоканской и Кодарской подзон. Правда, в последней разрез свиты неполный (здесь присутствуют лишь нижние горизонты сакуканской свиты), но своеобразный состав отложений (железистые косослоистые песчаники), а также их залегание на карбонатных породах бутунской свиты позволяют уверенно коррелировать и эту часть разреза. На хр. Кодар железистые песчаники не образуют мощных пачек: магнетит присутствует обычно в тонких нитевидных прослоях, что обычно для первой (нижней) подсвиты сакуканской свиты хр. Удокан.

Таким образом, несмотря на отдельные, иногда довольно существенные различия в разрезах удоканской серии Кодарского и Удоканского хребтов, можно говорить об их принципиальном сходстве и о полном подобии регрессивного формационного ряда, характеризующего удоканскую серию в обеих подзонах. Все это позволяет в полной мере применить к удоканской серии хр. Кодар стратиграфическую схему стратотипического разреза, установленного ранее на хр. Удокан. В связи с этим необходимо еще раз вернуться к вопросу о статусе подикабийской части разреза серии – боруряхской, ортуряхской и сыгыктинской свитам, описанным в опубликованных ранее работах Л.Т.Салопа (1958, 1964 и др.) и включенным им в сводный разрез серии.

Пересмотр стратотипа удоканской серии. О боруряхской, ортуряхской и сыгыктинской свитах

Выше уже указывалось, что в стратотипическом районе Кодарской подзоны – бассейне р. Халлас – были получены новые данные, позволившие установить, что последовательность напластования здесь обратна той, которая изложена в опубликованных работах Л.И.Салопа (1964 и др.). Обнаруженное здесь Б.А.Микаиловым и нами опрокинутое залегание пород (фиг. 16) на участке протяженностью 7–8 км вкрест простирания толщ (по мощности это составляет здесь примерно 5000 м) подтверждается перевернутым положением ритмичной слоистости, волновой ряби, косой слоистости, соотношением кливажа и слоистости, конгруэнтных складок волочения и слоистости. Об этом же свидетельствует корреляция разрезов Кодарской и Удоканской подзон и, что наиболее важно, геологическое картирование большой по площади территории. В результате геологической съемки района выяснилось, что опрокинутое залегание пород удоканской серии, отмеченное в бассейне р. Халлас, в восточном и западном направлениях сменяется нормальным, причем все литологические пачки опрокинутого разреза присутствуют в разрезах, где залегание пород нормальное. Это было доказано путем прослеживания маркирующих пачек и пластов по простиранию (Федоровский, 1968 а, б).

Новые данные привели к необходимости пересмотра существовавших ранее представлений о складчатой структуре, образованной породами удоканской серии (по Л.И.Салопу – синклинорий, а как выяснилось – актиклиналь), и как следствие этого – к пересмотру прежних выводов о последовательности пород в разрезе. Данные по стратиграфии удоканской серии, обоснованные новым фактическим материалом, изложены в предыдущих разделах, а корреляция разрезов удоканской серии Кодарской и Удоканской подзон не оставляет сомнений в их идентичности. Это доказывает одновременность (разумеется, относительную) морской трансгрессии, знаменующей начало накопления удоканской серии в Кодаро-Удоканском прогибе. Л.И.Салоп, исходя из представлений о нормальном залегании пород в бассейне р. Халлас, наращивал сводный разрез серии за счет трех свит, не установленных в Удоканской подзоне, и пришел к выводу об опережении седиментации в районе хр. Кодар по сравнению с территорией хр. Удокан.

Сыгыхтинская свита, считавшаяся ранее самой нижней в разрезе удоканской серии, оказалась, по нашим данным, аналогом инырской, читкандинской и частично александровской свит. Ортуряхская свита, которая, по Л.И.Салопу, располагается на сыгыхтинской, на самом деле залегает под ней (т.е. под инырской и читкандинской свитами) и включает аянскую свиту и верхнюю подсвиту икабийской свиты. Боруряхская свита Л.И.Салопа полностью соответствует средней (кварцитовой) подсвите икабийской свиты. Наконец, сама икабийская свита, которую Л.И.Салоп впервые выделил на хр.Кодар и на основании этого проводил сопоставление с разрезом серии в хр.Удокан, оказалась аналогом (в приближенных контурах) нижней подсвиты икабийской свиты.

Новые геологические данные свидетельствуют, таким образом, о необходимости упразднить из сводного разреза удоканской серии сыгыхтинскую, ортуряхскую и боруряхскую свиты (Федоровский, 1968б).

В последнее время в печати появились работы, в которых предлагаются иные решения. Исходя из факта обнаружения геологами ВАГТ в хр.Удокан грубообломочных пород и кварцитов в составе икабийской свиты, которая ранее выделялась здесь Л.И.Салопом, геологи ВСЕГЕИ В.П.Феоктистов (1966а, б), Ю.В.Богданов, Г.Г. Кочин, Э.И. Кутырев и др. (1966) считают необходимым выделить в качестве базальной свиты удоканской серии в хр.Удокан боруряхскую свиту. Сходство грубообломочных пород и кварцитов из основания удоканской серии хр.Удокан с такими же образованиями боруряхской свиты Л.И.Салопа, развитой, по его мнению, только в хр.Кодар, несомненно и давно отмечено геологами ВАГТ при проведении геологосъемочных работ. Однако выделение самой боруряхской свиты ни в хр.Удокан, ни в ее стратотипической местности теперь нецелесообразно и противоречит правилам стратиграфической классификации и терминологии. Сам по себе вопрос о разделении икабийской свиты на отдельные самостоятельные свиты может, конечно, служить темой для обсуждения. Но и в этом случае старые названия свит будут неприемлемы, так как под пачкой кварцитов, которой можно было бы дать название боруряхской свиты, залегает пачка сланцев с мрамором, которую все исследователи, и в первую очередь Л.И.Салоп, выделяли ранее в качестве икабийской свиты. Более того, именно эта пачка и считалась в свое время единственной сопоставимой частью кодарского разреза серии с икабийской свитой хр.Удокан. Это положение справедливо и сегодня: геологическая съемка доказала почти непрерывный характер горизонта мраморов, который опоясывает по периметру весь Кодаро-Удоканский прогиб на протяжении 350 км. Более того, литологическое сходство разрезов удоканской серии на обоих хребтах нестолько полное, а опрокинутое залегание пород в опорном разрезе р.Халлас (Ортурях) настолько очевидно, что это не оставляет никаких сомнений в том, что ни ортуряхской, ни сыгыхтинской свит, подстилающих якобы икабийскую свиту, в природе не существует.

Использование в дальнейшем старых названий свит подикабийской части разреза удоканской серии противоречит фактическим данным и неизбежно ведет к путанице.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ УДОКАНСКОЙ СЕРИИ И ТРОГОВОГО КОМПЛЕКСА

Описание пород удоканской серии проводилось неоднократно. Наиболее полная их характеристика содержится в работах М.Е.Бердичевской (1962; Бердичевская, Лейтес, 1960 а, 1961, 1962), Н.Н.Бакуна (1958), А.М.Лейтеса (1965), Л.И.Салопа (1958, 1964), В.П.Феоктистова (1966 б), в коллективной работе геологов ВСЕГЕИ под редакцией Ю.В.Богданова (Богданов, Кочин, Кутырев и др. 1966). Большой фактический материал представлен в отчетах геологов ЧГУ, ИГУ и ВАГТ. В связи с этим мы не считаем целесообразным подробно останавливаться здесь на характеристике всех разновидностей пород удоканской серии и ограничимся лишь их кратким групповым описанием. При изложении этого материала мы будем пользоваться в основном работой А.М.Лейтеса (1965), где описание пород систематизировано и выполнено наиболее полно и четко. Более подробно – по материалам геологов ВАГТ и личным наблюдениям – будут охарактеризованы горные породы, ранее не описанные в опубликованных работах, либо описанные недостаточно полно. Сюда относятся в первую очередь образования трогового комплекса, грубообломочные отложения и глубоко метаморфизованные породы Кодаро-Удоканского прогиба.

В разрезе удоканской серии и трогового комплекса преобладают метаморфизованные песчаники, а в зонах повышенного метаморфизма – разнообразные сланцы и кварциты. Подчиненное значение имеют метаморфизованные конгломераты, конгломерато-брекчии, пудинги, гравелиты, алевролиты, филлиты, карбонатные породы, метаморфизованные эффузивы и ортоамфиболиты.

Метаморфизованные конгломераты встречены в икабийской свите. Они представляют собой темно-серые массивные породы. Галька распределена неравномерно и составляет не более 20% объема породы. На отдельных участках она образует линзовидные скопления. Галька хорошо окатана, имеет округлую форму; иногда встречается менее окатанная галька со слабо выраженными гранями. Характерна однородность гальки по величине (3–5 см в поперечнике) и по составу: кроме кварцитов и кварца, не встречено никаких других пород. Окраска галек светло-серая, белая и бурая, на свежем сколе видно крупнозернистое строение. Микроскопическое исследование показывает, что кварциты галек состоят из кварцевых зерен размером 0,3–2,0 мм; форма зерен округлая, изометричная, иногда неправильная, с зубчатыми краями. Зерна кварца часто окружены бурыми каемками гидроокислов железа. Структура кварцитов гранобластовая, реже мозаичная. Цементом конгломератов являются мелко- и среднезернистые песчаники с полевошпатово-кварцевым или слюдистым цементом. В зонах интенсивного метаморфизма конгломераты по простиранию переходят в кварциты.

Л.И.Салоп (1958), основываясь на материалах П.Е.Луненка, уже приводил описание конгломератов полимиктового состава, образующих ксенолиты среди гранитоидов Кодарского массива (верховья р. В.Сакукан). Галька в конгломератах представлена, согласно данным П.Е.Луненка, гранито-гнейсами и гнейсами архея. Полевой проверкой эти наблюдения подтверждены не были. В верховьях р. В.Сакукан действительно были встречены конгломератоподобные породы, представляющие собой агрегат обломков различного состава, крепко сцементи-

рованных гидроокислами железа, которые в изобилии осаждаются из современных водотоков, размывающих породы удоканской серии и граниты.

Метаморфизованные гравелиты имеют темно-серую или серую окраску. В составе гравийных обломков размером 3-4 мм преобладают кварциты и кварц, цементирующая масса представляет собой мелко- и среднезернистый песчаник. Так же как и метаморфизованные конгломераты, гравелиты встречаются в составе икабийской свиты.

Пуддинги образуют маркирующий горизонт в основании третьей подсвиты сакуканской свиты. Они представляют собой песчаники с "плавающей" галькой. Обломочный материал песчаников составляет 50-70% объема породы и образован угловатыми, полуокатанными, реже округлыми зернами размером 0,3-1 мм. Значительная часть обломков (50-60%) состоит из кварца, около 20-30% приходится на долю полевых шпатов (альбит и решетчатый микроклин). Около 10-20% обломочных зерен состоит из микрокварцитов и гранофиров, в виде единичных, неправильных по форме крупных (до 1 мм) обломков присутствует зеленый и фиолетовый турмалин, отдельные тонкие слойки обогащены магнетитом (5%), образующим зерна неправильной формы. Цемент песчаников базальный (в разностях, где обломочный материал составляет не более 50% объема породы), а также поровый или соприкосновения; он состоит из тонкозкрнистого агрегата зерен кварца, полевых шпатов и чешуек серицита. В том или ином количестве в его состав всегда входит тонкозернистый кальцит (иногда он слагает цемент целиком). Структура песчаников псаммитовая. Детальное исследование галек пуддингов было выполнено Н.Н.Лаврович (1970). По ее наблюдениям, в составе галек присутствуют гранитоиды, кварциты, яшмы, гранофиры, кварцевые порфиры и песчаники.

Галька гранитоидов имеет округлую или сферическую форму, розовую или розовато-серую окраску. Гранитоиды состоят из равного количества кварца и полевых шпатов при полном отсутствии темноцветных минералов. Среди полевых шпатов в одних разностях преобладает микроклин (у него всегда хорошо выражено решетчатое строение), в других - плагиоклаз (альбит-олигоклаз № 12-13), структура резко разнозернистая, иногда приближающаяся к порфировидной. У некоторых разностей гранитоидов четко выражена гипидиоморфнозернистая структура, часто встречается аллотриоморфнозернистая структура.

Галька кварцитов и яшм, несмотря на высокую степень окатанности, часто имеет плоскую, с выступающими гранями форму. Окраска кварцитов белая, серая, розовая; яшмы полосчатые, с полосами лилового или красного цвета. Породы имеют существенно кварцевый состав и мелкозернистое сложение (размер зерен 0,05-0,2 мм). Форма зерен неправильная, угловатая, часто с зубчатыми краями. Иногда присутствует альбит, образующий скопления в виде тонких полос. Некоторые альбитизированные разности кварцитов содержат участки, сложенные крупными и мелкими зернами полевых шпатов. В яшмах установлена значительная (20-30%) примесь пылевидных частиц гематита, распределенного в породе пятнами или раскристаллизованного в виде лучистых агрегатов.

Галька кварцевых порфиров имеет розовато-серую окраску. Вкрапленники размером 0,5-2 мм составляют до 40% объема породы и представлены неправильными и идиоморфными зернами кварца и калиевого полевого шпата, содержащего пертитовые вростки альбита. Тонкозернистая основная масса состоит из кварца и серицитизированных полевых шпатов.

Гранофиры галек состоят из примерно равных количеств калиевого полевого шпата (иногда выражена микроклиновая решетка) и кварца; в некоторых разностях присутствует плагиоклаз. В количестве 10-25% содержится гематит и магнетит. Структура пород микропегматитовая.

Песчаники, присутствующие в гальке пуддингов, не отличаются от таких же пород сакуканской свиты.

Конгломерато-брекчии состоят из обломков метаморфизованных алевролитов, филлитов, мелкозернистых песчаников и карбонатных пород, сцементированных метаморфизованным песчаниковым материалом. Соотношения обломков и цемента самые различные. Форма обломков неправильная, полуокатанная и

даже хорошоокатанная. Размер обломков колеблется от 0,05 до 1 м, преобладают обломки размером 0,3–0,4 м. Некоторые конгломерато-брекчии сложены гигантскими глыбами (хр. Кодар). Ориентированы обломки, как правило, беспорядочно. Конгломерато-брекчии Удокана и Кодара несколько отличаются друг от друга. На хр. Удокан, где конгломерато-брекчии резко подчинены другим породам удоканской серии, в составе обломков преобладают первично глинистые породы, преобразованные в филлиты. На хр. Кодар конгломерато-брекчий очень много. Они слагают иногда многосотметровые пачки в верхней части разреза удоканской серии. Здесь различаются два типа конгломерато-брекчий: карбонатные и песчаниковые. Карбонатные конгломерато-брекчии входят в состав бутунской свиты; они имеют зеленовато-серую пятнистую окраску. В составе обломков преобладают белые и розоватые мраморы, реже встречаются светло-серые тонкокристаллические кварциты с кальцитом. Последние, возможно, представляют собой не обломки, а перекристаллизованные кремнистые конкреции (форма у них всегда округлая). Цемент карбонатных конгломерато-брекчий окрашен в зеленый цвет и состоит из кальцита со значительной примесью актинолита и диопсида. Песчаниковые конгломерато-брекчии являются составной частью сакуканской свиты. Они обладают розовато-серой окраской, обломки в них представлены мелко- и среднезернистыми, иногда магнетовыми, песчаниками; реже среди обломков отмечаются кварциты, темно-серые алевролиты и филлиты, а в нижней части разреза свиты белые мраморы. Цементирующая масса, так же как и обломки, представлена розовато-серыми, часто магнетитовыми песчаниками.

Метаморфизованные песчаники преобладают среди пород удоканской серии. По составу среди них выделяются кварц-полевошпатовые, кварцевые, железистые (с магнетитом и мартитом) и медистые разности.

Кварц-полевошпатовые и кварцевые метаморфизованные песчаники с кварц-серицитовым и кварц-серицит-кальцитовым цементом состоят из обломочных зерен кварца, полевых шпатов и некоторых других второстепенных минералов, заключенных в микрозернистой цементирующей ткани. Размер обломочных зерен колеблется от 0,1–0,25 мм, достигая иногда 0,5 мм. Обломочные зерна составляют до 80–85% объема породы. Кварц преобладает по сравнению с другими минералами обломочных зерен. В существенно кварцевых (кварцитовидных) разностях его содержание достигает 70–80%; в кварц-полевошпатовых 50–60%. Полевые шпаты образуют до 40–50% обломков в кварц-полевошпатовых и до 20–25% в существенно кварцевых разностях песчаников. Они представлены калиевым полевым шпатом, альбитом и средним плагиоклазом. Изредка вокруг обломочных зерен полевых шпатов наблюдаются реликты железистой "рубашки", подчеркивающие окатанную или угловатую форму первоначально обломочных зерен. Кроме кварца и полевых шпатов в виде единичных зерен в песчаниках присутствуют магнетит, мартит, гематит, циркон, апатит, сфен, турмалин. Цементирующая масса представляет собой микрозернистый кварц-серицитовый агрегат, иногда с примесью кальцита. Кроме того, в цементирующей массе присутствуют также мельчайшие обломочные зерна кварца, полевых шпатов, рудного минерала и различные новообразованные минералы (биотит, мусковит, хлорит, турмалин, эпидот и др.). Наиболее распространен цемент базального типа, реже соприкосновения и регенерации. Структура песчаников неоднородна. Наиболее характерна бластопсаммитовая и псаммитовая структуры. Часто наблюдаются участки гранобластовой структуры, представленные мозаичным агрегатом кварца и полевых шпатов.

Кварц-полевошпатовые и кварцевые метаморфизованные песчаники с карбонатным цементом представляют собой плотные массивные породы светло-серого, серого и лилово-серого цвета. Выветрелые их поверхности покрыты ноздреватой корочкой коричнево-бурого цвета. В этих песчаниках наблюдается косая или горизонтальная слоистость, подчеркиваемая различной устойчивостью слоев к выщелачиванию и присутствием в породах тонких прослоев, обогащенных рудными минералами железа. Размер обломочных зерен колеблется от 0,1 до 0,3 мм, форма зерен угловатая или угловато-окатанная. Обломочный материал составляет 50–60, редко 70–75% объема породы. В его составе преобладают кварц и полевые

шпаты. Второстепенные минералы: турмалин, эпидот, апатит, циркон и рудные минералы железа. Цементирующая ткань представлена преимущественно кальцитом, образующим разнозернистый агрегат. В отдельных участках известковистых песчаников наблюдается также кварц-серицитовый цемент. В мелкозернистых разностях цементирующая масса сложена пелитоморфным известковистым веществом. Отдельные участки цемента насыщены агрегатами новообразованных минералов группы эпидота. Структура метаморфизованных известковистых песчаников бластопсаммитовая с участками гранобластовой.

Метаморфизованные железистые песчаники образованы чередующимися прослоями, сложенными в основном рудными минералами железа и прослоями породы существенно кварцевого состава. Наиболее широко эти породы развиты в составе сакуканской свиты. Мощность "рудных" прослоев изменяется от нескольких миллиметров до 1-1,5 см, изредка достигает 5-6 см. В железистых песчаниках часто видна косая слоистость. Рудные минералы при этом играют роль естественного шлиха и концентрируются в нижних частях косослоистых серий. Обломочный материал в железистых песчаниках составляет 60-70% объема породы. Размер обломочных зерен колеблется от 0,15 до 0,35 мм. Они представлены кварцем, реже полевыми шпатами и рудными минералами железа, количество которых составляет до 20-25% объема породы. Изредка встречаются обломочные зерна эпидота, апатита, турмалина и монацита, обломки кварц-микроклиновой породы с микропегматитовой структурой. Иногда наблюдаются новообразованные эпидот, мусковит, роговая обманка и титанит. Цементирующая ткань сложена агрегатом мелкочешуйчатого серицита, хлорита и мелких зерен кварца и эпидота. Структура железистых песчаников преимущественно бластопсаммитовая.

Метаморфизованные медистые песчаники по составу, текстуре и структуре тождественны описанным выше кварц-полевошпатовым и кварцевым метаморфизованным песчаникам с кварц-кальцитовым цементом и отличаются от них только присутствием рудных минералов меди: сульфидами, карбонатами и силикатами. Сульфиды меди - халькозин, борнит, халькопирит и ковеллин - слагают направильные прослои, линзы, гнезда и образуют рассеянную вкрапленность. Карбонаты (малахит и реже азурит) и силикаты (хризоколла) меди образуют налеты и корочки по трещинам или пропитывают цемент песчаников. Медное оруденение распространено в медистых песчаниках неравномерно. Рудные минералы меди локализованы в отдельных прослоях и линзах, причем прослои с богатым содержанием меди чередуются с безрудными и слабо минерализованными, залегая с ними согласно.

Метаморфизованные алевролиты играют заметную роль в разрезах икабийской, аянской, читкандинской, александровской, бутунской и намингской свит. Это темно-серые тонкослоистые породы, состоящие из тонкозернистой основной ткани и обломочных зерен кварца и полисинтетически сдвойникованного альбита. Количество обломочных зерен не превышает 40-50% объема породы. Обломочные зерна кварца размером 0,02-0,08 мм (иногда 0,1-0,2 мм) наблюдаются значительно чаще, чем зерна полевого шпата. В небольшом количестве присутствуют зерна эпидота, турмалина, рудного минерала (магнетита и мартита, титанита, циркона и апатита). Некоторые разности алевролитов икабийской и читкандинской свит содержат до 5-10% углистого вещества, седиментогенного пирита и значительную примесь карбоната. В известковистых разностях метаморфизованных алевролитов кальцит составляет до 50% объема породы. В цементирующей ткани кальцит замещается иногда эпидотом. В основной ткани присутствует также биотит, количество которого нередко достигает 10-15% объема породы. Структура метаморфизованных алевролитов бластоалевритовая с участками лепидогранобластовой. Текстура тонкослоистая, иногда микроплойчатая. Состав этих пород, как показывает химический анализ (Лейтес, 1965), очень сходен с составом метаморфизованных кварцитовидных песчаников. В то же время встречаются известковистые разности метаморфизованных алевролитов. Они состоят из мелких (менее 0,1 мм) обломочных зерен кварца, альбита, иногда карбоната и редко турмалина, заключенных в микрозернистой серицитово-карбонатной основной ткани породы.

Филлиты состоят из тонкочешуйчатой основной ткани и некоторого количества (5–10%) тонкого обломочного материала. Основная ткань представлена агрегатом чешуек серицита и хлорита, среди которых присутствуют мелкие угловые зерна кварца, иногда карбоната. В основной массе беспорядочно расположены более крупные (около 0,1 мм) изометричные зерна кварца, таблитчатые или округлые зерна альбита и зерна рудного минерала. Изредка наблюдаются биотит, турмалин, циркон, титанит и апатит. Структура филлитов лепидобластовая с элементами бластоалевролитовой. Текстура слоистая, подчеркиваемая линейной ориентировкой листоватых породообразующих минералов. Филлиты возникли в результате эпигенеза и регионального метаморфизма в условиях фации зеленых сланцев за счет аргиллитов и аргиллитистых алевролитов.

Карбонатные породы представлены метаморфизованными доломитами, доломитовыми известняками и известняками, мраморами и силикатными мраморами (кальцифирами).

Метаморфизованные доломиты и доломитовые известняки состоят из мелких идиоморфных зерен доломита и кальцита размером до 0,1 мм. В небольшом количестве присутствуют обломочные зерна кварца, альбита, хлорита, листочки флогопита и единичные зерна рудного минерала. Мелкозернистые разности полосчатых доломитовых известняков часто содержат крупные призматические порфиробласты скаполита. Метаморфизованные известняки – массивные зеленовато-серые или белые породы; на фоне светлой мелкозернистой массы выделяются темно-зеленые удлиненные кристаллы актинолита и бледно-розовые округлые зерна граната. Иногда слабо выражена слоистая текстура. Мраморы почти целиком сложены кальцитом, образующим зерна размером 0,3–0,5 мм; иногда в количестве не более 5% присутствуют мелкие округлые или угловатые зерна кварца. Иногда мраморы содержат диопсид и актинолит (до 15–20% объема породы) и приобретают зеленоватую окраску. Структура пород гранобластовая. Генетически близки к группе карбонатных пород своеобразные кварц-актинолит-карбонатные, диопсид-актинолитовые, кальцит-диопсид-актинолитовые, гранат-диопсид-плагиоклазовые породы, первоначально представлявшие собой, вероятно, известковистые алевролиты, или песчаники, или песчанистые известняки. Как правило, эти породы образуют небольшие по размерам линзы среди сланцев и метаморфизованных песчаников икабийской, аянской и читкандинской свит.

Заканчивая краткую характеристику карбонатных пород, необходимо упомянуть о своеобразных микрокварцитах, выделяющихся в составе бутунской и александровской свит. Эти породы образовались, по-видимому, за счет окремнения первоначально карбонатных пород и часто не отличаются от них макроскопически. Это очень плотные скрытокристаллические породы с раковистым изломом, розовато-серого или кремового цвета. Нередко наблюдается полосчатая текстура, отражающая первичную слоистость известняков. Породы сложены мельчайшими (0,01 мм) зернами кварца, составляющими 70–80% их объема. На фоне однородной тонкозернистой кварцевой массы различаются округлые или неправильные участки, сложенные мелкозернистым карбонатом (возможно, это реликты первоначальной породы), и скопления более крупнозернистого кварца.

Галогенные (?) породы. Соленосных отложений в их обычном понимании в составе удоканской серии не наблюдалось. Однако Л.И.Салоп впервые показал, что наличие в породах александровской и бутунской свит "пород, богатых альбитом, скаполитом и цеолитом, обусловлено высоким содержанием в исходных осадках хлористого натра, т.е. их былой соленосностью" (Салоп, 1967, стр 545). Площадные исследования позволили установить, что многочисленные участки проявления натрового метасоматоза, сопровождавшегося образованием своеобразных альбититов, приурочены к определенным пачкам в составе указанных свит и не обнаруживают какой-либо связи с зонами контактового метаморфизма. По-видимому, вывод Л.И.Салопа о том, что до метаморфизма эти породы представляли собой хемогенные галит-ангидритные доломиты, сформировавшиеся в условиях эвапоритового бассейна, вполне верен. Породы представляют собой криптокристаллические агрегаты альбита, кварца, карбоната и гематита, иногда содержат серицит, хлорит и эпидот. Акцессорные минералы –

циркон, турмалин, апатит, рутил, анатаз. Часто наблюдаются почти чистые альбититы (Богданов, Кочин, Кутырев и др., 1966).

Слюдистые сланцы широко распространены в зонах повышенного метаморфизма, тяготеющих к периферии Кодаро-Удоканского прогиба, а также в шовных трогах. Это темно-серые шелковистые сланцеватые породы, обычно содержащие крупные (до 1-2 см в длину) порфиробласты андалузита и ставролита. Породообразующие минералы представлены биотитом (20-30%), серицитом (20-30%), кварцем (20-25%). Андалузит и ставролит составляют 10-15% объема породы, в незначительном количестве почти всегда содержится углистое вещество, магнетит, циркон, апатит.

Углисто-слюдистые сланцы - серые или черные тонкоплитчатые, иногда узловатые породы, состоящие из кварца (20-30%), серицита (10-20%), биотита (30-50%), углистого вещества (до 20%). Последнее либо равномерно распределено в породе, либо приурочено к тонким (0,5-1 мм) линзовидным прослойкам. Узелки образованы скоплениями серицита и кварца. Структура пород микролепидобластовая.

Кварц-биотитовые, кварц-двуслюдяные, кварц-графит-биотитовые и кварц-графит-двуслюдяные сланцы, широко распространенные в составе икабийской и аянской свит, - среднекристаллические серые и темно-серые породы сланцеватой или полосчатой текстуры. Эти породы очень часто содержат порфиробласты кордиерита, андалузита или силлиманита. Основными минералами являются: биотит (20-30%), кварц (15-30%), мусковит (0-20%), графит (0-20%), микроклин (0-15%), плагиоклаз (0-10%), кордиерит, андалузит, силлиманит (0-20%). Кроме того, иногда отмечаются гранат, магнетит. Структура пород лепидобластовая или лепидогранобластовая.

Микрогнейсы довольно часто встречаются в составе самых нижних частей разреза удоканской серии. Они имеют светло-серую окраску и массивную, реже полосчатую текстуру. По составу они сходны с породами предыдущей группы, но содержание полевых шпатов в них составляет не менее 50% объема. При этом решетчатый микроклин преобладает над плагиоклазом (олигоклаз средних номеров). Так же как и в сланцах, обычно присутствие порфиробластов кордиерита и силлиманита. Характерной особенностью микрогнейсов является развитие в них своеобразных лепешковидных, дискообразных, шаровидных образований диаметром 0,5-2 см, иногда до 5 см. Эти образования часто переполняют породу, и внешне последние очень напоминают конгломераты. Состав сферических образований поразительно постоянен - это кварц, насыщенный иголочками фибролита. Микроскопическое исследование показывает, что граница между основной массой породы и этими образованиями отнюдь не такая резкая, как это кажется при просмотре образцов, так как иголочки фибролита проникают во вмещающую породу, а чешуйки биотита последней проходят внутрь сферических агрегатов. Можно предположить, что возникновение этих специфических образований происходило в результате метаморфизма каких-то высокоглиноземистых исходных пород типа бокситов, слагающих прослои и линзы.

Кварциты - распространенная группа пород, наиболее широко развитых в разрезах трогового комплекса и нижних частей удоканской серии. Выделяется несколько разновидностей.

Мономинеральные кварциты имеют белую или светло-серую окраску, массивную среднезернистую или сливную текстуру. Кварц составляет до 95% объема породы, примеси представлены биотитом, мусковитом, редкими зернами апатита, циркона, сфена, магнетита. Структура пород гранобластовая. Зерна кварца округлые, изометричные, с зазубренными краями, размер 0,1-0,5 мм. Акцессорные минералы почти всегда имеют овальную форму.

Слюдистые кварциты - светло-серые и серые, массивные или слоистые породы. Слоистость подчеркивается тонким распределением листочков слюды. Состав пород: кварц (70-85%), биотит и (или) мусковит (15-30%), плагиоклаз (5-20%), гранат (0-10%), эпидот (0-10%); в незначительном количестве присутствуют апатит, циркон, сфен, магнетит. Структура гранобластовая, мозаичная, в разностях со значительным содержанием слюды лепидогранобластовая. Иногда наблюдается структура, напоминающая бластопсаммитовую. При этом в

породе различаются обломки и цементирующая масса. В одних случаях обломки размером 0,2–0,5 мм представлены округлыми, реже угловатыми зернами кварца, в меньшей степени плагиоклаза, иногда отмечаются крупные (0,5 мм) округлые зерна апатита. Обломки составляют 35–40% объема породы, вмещающая их масса состоит из очень мелких (не более 0,1 мм) зерен кварца, кислого серицитизированного плагиоклаза, эпидота, чешуек слюды. Эти породы, очевидно, представляют собой метаморфизованные аналоги средне- или крупнозернистых кварцевых или олигомиктовых песчаников. В других случаях бластопсаммитовая структура в слюдистых кварцитах проявляется иначе: на фоне мелкозернистой массы, состоящей из кварца, кислого плагиоклаза и чешуек слюды, выделяются линзовидные участки, сложенные одним или несколькими кварцевыми зернами. Длина линзочек 1,5–2,5 мм, ширина 0,5–1 мм, размер кварцевых зерен в них 0,2–0,5 мм. Подобные породы напоминают грубозернистые кварцевые песчаники и гравелиты, встречающиеся в составе икабийской свиты.

Гранатовые кварциты – буровато-серые полосчатые породы. Полосчатая текстура обусловлена чередованием слойков (1–2 см) существенно кварцевого состава, обогащенных гранатом, содержание которого в них достигает 40–50%. Гранат представлен альмандином с содержанием пиропа 5–7%. В незначительном количестве присутствуют биотит и хлорит, развивающиеся по гранату; около 3–5% составляет магнетит. Структура гранатовых кварцитов мелкозернистая, в кварцевых прослоях мозаичная, зубчатая, в гранатовых – гранобластовая.

Железистые (магнетитовые) кварциты встречаются исключительно в составе толщ шовных трогов. Это темно-серые или черные породы с очень четко проявленной параллельнослоистой текстурой; в редких случаях рисунок полосчатости напоминает волнистую слоистость. Полосчатая текстура обусловлена чередованием слойков (2–5 мм) существенно кварцевого и магнетитового состава. Общее содержание магнетита составляет 15–40% объема породы, в некоторых разностях оно достигает 70–80%. Кроме кварца и магнетита присутствуют цветные минералы, по преобладанию которых выделяются магнетитовые кварциты с амфиболом и магнетитовые кварциты с гранатом. В состав кварцитов первой группы входят кварц (40–50%), магнетит (20–40%), куммингтонит (15–20%), роговая обманка (10–20%), моноклинный пироксен (0–10%). Светлые прослои на 80–90% состоят из кварца и на 10–20% из магнетита и куммингтонита; структура их гранобластовая, зубчатая. В темных прослойках сосредоточены магнетит и амфибол, структура их нематогранобластовая. Кварц образует мелкие (0,2–0,4 мм), неправильные или округлые зерна с зубчатыми краями. Магнетит присутствует в виде неправильных, округлых или октаэдрических зерен (0,1–0,4 мм), группирующихся иногда в линзовидные прослои. Куммингтонит слабо плеохроирует от буроватого по Ng до бесцветного по Np, кристаллы его имеют столбчатую, реже игольчатую форму и длину 0,4–0,5 мм, $c:Ng = 16^{\circ}$, $Ng = 1{,}670$. По куммингтониту развивается роговая обманка, которая иногда почти целиком замещает этот минерал. Моноклинный пироксен макроскопически имеет густо-зеленую окраску, в шлифах обнаруживает светло-зеленый цвет и слабый плеохроизм от светло-зеленого по Ng до почти бесцветного по Np; $2V = 65–70^{\circ}$, $c: Ng = 20–22^{\circ}$, $Ng = 1{,}710$. Магнетитовые кварциты с гранатом состоят из кварца (40–50%), магнетита (15–20%), граната (30–40%). Магнетит сосредоточен в прослойках, обогащенных гранатом. Последний соответствует альмандину с содержанием пироповой составляющей 5%.

Заметную роль в составе трогового комплекса, кроме разнообразных кварцитов, играют амфиболиты, амфиболовые и биотитовые гнейсы и сланцы, ставролит-, андалузит-, кордиерит- и силлиманитсодержащие сланцы и гнейсы, метаморфизованные эффузивы среднего и кислого состава.

Амфиболиты и амфиболовые сланцы – мелкозернистые (0,1–0,4 мм) породы, состоящие из роговой обманки (10–80%), плагиоклаза (5–60%), кварца (10–50%), эпидота (0–20%), магнетита, реже титаномагнетита (0–10%). Структура пород почти исключительно нематогранобластовая с параллельной ориентировкой амфиболов. Роговая обманка голубовато-зеленая, иногда бесцветная (в

ставролит-андалузитовой и андалузит-кордиеритовой зонах метаморфизма) и обыкновенная зеленая (в силлиманитовой зоне). Зерна игольчатые, с отчетливым идиоморфизмом. Общая железистость колеблется от 44 ($Ng = 1,675$) до 57% ($Ng = 1,685$), что соответствует железистости $f = 37–50\%$ ($c:Ng = 17–22^{\circ}$). В амфиболитах, обогащенных магнетитом, амфиболы более железистые. Плагиоклаз имеет состав от альбита № 8–10 до андезина № 40–48. Обычны плагиоклазы с обратной зональностью – с более кислым ядром и более основной оторочкой. Эпидот встречается в амфиболитах ставролит-андалузитовой и кордиерит-андалузитовой зоны метаморфизма. Содержание пистацита 10–25%, причем в высокотемпературных зонах встречаются только маложелезистые эпидоты (клиноцоизиты). Эпидот образует идиоморфные кристаллы или пойкилитовые вростки внутри амфиболов. Кварц присутствует во всех амфиболитах. Выделяется большая группа кварцевых амфиболитов и амфиболовых сланцев без плагиоклаза, связанных постепенными переходами с плагиоамфиболитами. Магнетит в больших количествах встречается в амфиболитах, переслаивающихся с железистыми кварцитами. Иногда амфиболиты (только в силлиманитовой зоне) содержат диопсид.

Биотит-амфиболовые и биотит-амфибол-эпидотовые гнейсы и сланцы – наиболее распространенные разности среди основных метаморфических пород. Состав: роговая обманка (5–30%), биотит (5–20%), плагиоклаз (15–50%), эпидот (0–15%), кварц (5–25%), изредка куммингтонит (0–10%). Структура нематолепидогранобластовая, сланцеватая; зернистость 0,1–0,4 мм. Роговая обманка образует лапчатые или игольчатые кристаллы, обычно в сростках с биотитом. Общая железистость не выше 67,5% ($Ng = 1,695$), но, как правило, около 50–55%. Колебания в цвете такие же, как в роговой обманке амфиболитов. Биотит имеет железистость от 38 ($Ng = 1,638$) до 56,5% ($Ng = 1,651$), в среднем около 48–50%. Обычно биотит находится в парагенезисе с роговой обманкой, иногда частично замещает ее. Биотит силлиманитовой зоны метаморфизма отличается от биотитов более низкотемпературных зон значительно большим содержанием титана (2,33 вес. % против 1,88 вес. %). Плагиоклаз по составу колеблется от альбит-олигоклаза № 10–12 до андезина № 42–46. Так же как и в амфиболитах, наблюдается обратная зональность. Куммингтонит изредка встречается в парагенезисе с роговой обманкой, но в силлиманитовой зоне метаморфизма замещается ею. При мигматизации в указанных породах развивается микроклин с резко реакционными взаимоотношениями с плагиоклазом; параллельно роговая обманка замещается биотитом вплоть до полного исчезновения.

Железо-магнезиальные, бедные K_2O и Al_2O_3 породы включают куммингтонитсодержащие сланцы с гранатом, магнетитом и биотитом, а также железистые кварциты. Последние были охарактеризованы при описании различных кварцитов. Куммингтонитовые сланцы представляют собой мелко- и среднезернистые породы, в которых иногда видны крупные порфиробласты граната размером до 3 см. Состав: куммингтонит (5–50%), магнетит (0–20%), гранат (0–20%), биотит (0–10%); плагиоклаз обычно отсутствует и лишь иногда встречается в количестве до 10%. В силлиманитовой зоне метаморфизма появляется феррогиперстен. Куммингтонит образует игольчатые кристаллы размером 0,1–1,0 мм. Часто дает мелкие вростки (внутри граната), срастания с магнетитом. Железистость колеблется от 38 ($Ng = 1,551$) до 79% ($Ng = 1,706$), что соответствует грюнериту. Наиболее магнезиальные куммингтониты присутствуют в парагенезисе с биотитом, а грюнериты – с магнетитом и гранатом $c:Ng = 11–14^{\circ}$, $Ng–Np = 0,028–0,035$. Гранат кроме крупных кристаллов образует иногда рассеянные зерна размером 0,1–0,4 мм. Железистость его очень высока, 94,5–97,5%. Магнетит в большинстве сланцев присутствует в рассеянных зернах или концентрируется в полоски (в полосках концентрация магнетита достигает 80%), иногда дает включения в гранате. Биотит, образующий мелкие рассеянные чешуйки, обладает железистостью около 45%. Плагиоклаз, по составу отвечающий олигоклазу № 12–18, встречается редко; его содержание не превышает 10%. Феррогиперстен развивается по куммингтониту, обладает железистостью 60% ($Ng = 1,746$) и образует лапчатой формы зерна.

Железо-магнезиальные, бедные CaO породы объединяют различные сланцы и гнейсы (микрогнейсы), содержащие в своем составе ставролит, андалузит, кордиерит и силлиманит. Они практически неотличимы от сходных по составу пород, образующих удоканскую серию в Кодаро-Удоканском прогибе и охарактеризованных выше.

Мигматизированные гнейсы и сланцы отличаются от нормальных разностей тем, что число минералов в них сокращается. Все темноцветные замещаются биотитом, а плагиоклаз - микроклином. Состав типичных мигматитов: биотит (5-25%), плагиоклаз (15-40%), микроклин (5-15%), кварц (10-30%). От гранито-гнейсов мигматиты отличаются постоянным присутствием реликтовых минералов: роговой обманки, граната, кордиерита на разных стадиях биотитизации. Имеются все переходы от нормальных сланцев и гнейсов к мигматитам и гранито-гнейсам.

Метаморфизованные эффузивы кислого и среднего состава встречаются редко. Этим породам, вероятно, принадлежала значительная роль среди пород, залегающих в трогах. В результате метаморфизма большая часть их была преобразована в различные кварцитоподобные, роговикоподобные породы, амфиболиты, амфиболовые сланцы. Такие же состав (амфиболиты и амфиболовые сланцы) и структуры приобрели в результате метаморфизма некоторые силлеобразные интрузии габброидов, которые в настоящее время практически неотличимы от метаморфизованных эффузивов. Такая же участь постигла, вероятно, и часть пород карбонатно-терригенного состава. В частности, отдельные горизонты тремолитовых известняков переходят по простиранию в тремолитовые сланцы и далее в амфиболиты. Не для всех метаморфических пород, наблюдаемых в разрезах, удается объективно установить их исходную природу. Можно, однако, утверждать, что какая-то часть первоначально эффузивных пород, главным образом среднего состава, получила характеристику выше, при описании метаморфических пород. Здесь же будут описаны лишь те разности, эффузивная природа которых устанавливается более или менее определенно.

Метаморфизованные кислые эффузивы встречаются в виде пластов и прослоев среди железистых кварцитов. Это серые плотные породы со слабо выраженной тонкой параллельной слоистостью. На фоне серой тонкозернистой массы различаются редкие светлые вкрапленники. Под микроскопом устанавливается четкая бластопорфировая структура. Вкрапленники составляют 10-15% объема породы и представлены неправильными, угловатыми, реже округлыми зернами диаметром 0,4-0,6 мм. Во вкрапленниках преобладает кварц, иногда встречается плагиоклаз, по составу отвечающий альбит-олигоклазу и имеющий таблитчатую форму и двойниковое строение. Основная масса имеет тонкозернистое строение (размер зерен не более 0,05 мм) и состоит из кварца (60-70%), биотита (20-30%) и эпидота (5-7%).

Метаморфизованные эффузивы основного и среднего состава, представленные амфиболовыми сланцами, образуют горизонты внутри пачек кварцитов и слюдистых сланцев. Текстура пород сланцеватая, подчеркивается ориентированным расположением тонких иголочек амфибола. Иногда наблюдается слоистость в виде чередования тонких (2-3 мм) полос, обогащенных амфиболом или кварцем. Структура пород мелкозернистая, нематобластовая; на фоне темно-зеленой основной массы иногда различаются редкие удлиненные вкрапленники плагиоклаза и кварца (реликты порфировой структуры). В составе пород амфибол играет основную роль, он составляет не менее 60% породы, кроме того, в значительных количествах присутствуют кварц (0-20%), плагиоклаз (10-30%). Второстепенные минералы представлены эпидотом, гранатом, диопсидом, биотитом, магнетитом. В зависимости от количественных соотношений основных минералов выделяются кварц-плагиоклаз-амфиболовые, плагиоклаз-кварц-амфиболовые и плагиоклаз-амфиболовые разности. Амфибол по своим константам приближается то к нормальной роговой обманке, то к актинолиту. В первом случае он окрашен в густой зеленый цвет и плеохроирует в голубоватых и желтоватых тонах, $2V = 84-87$, $c:Ng = 18^{\circ}$; $Ng = 1,662$; во втором - окраска бледно-зеленая, $2V = 74-76$, $c:Ng = 11-18^{\circ}$, $Ng = 1,660-1,663$. Плагиоклаз образует мелкие не-

правильные зерна, равномерно распределенные между кристаллами амфибола, соответствует андезину средних номеров, отмечаются отдельные крупные (до 1-2 мм) зерна, имеющие вид вкрапленников. Кварц присутствует в виде мелких округлых зерен, равномерно распределенных в породе, реже в виде вкрапленников. Гранат (альмандин) образует крупные порфиробласты на фоне мелкозернистой основной массы. Эпидот отмечен почти во всех разностях и дает скопления мелких, неправильной формы зерен, замещающих плагиоклаз. Диопсид встречается в виде крупных (1-1,5 мм) неправильных бесцветных зерен. Биотит развивается по роговой обманке и образует красновато-бурые чешуйки, с :Ng= 1,630. Магнетит иногда образует крупные кристаллы, но чаще насыщает породу в виде пылевидной вкрапленности.

ФАЦИАЛЬНЫЕ И ФОРМАЦИОННЫЕ ОСОБЕННОСТИ УДОКАНСКОЙ СЕРИИ И ТРОГОВОГО КОМПЛЕКСА

В этом разделе мы попытаемся синтезировать весь приведенный выше фактический материал и рассмотреть удоканскую серию и троговый комплекс с позиций условий их образования.

Стратиграфическое описание показало, что существует два главных типа разрезов нижнего протерозоя. Один из них характеризует удоканскую серию Кодаро-Удоканского прогиба, другой – троговый комплекс, формирование которого происходило в условиях специфических линейных шовных прогибов. Эту же последовательность уместно, по-видимому, сохранить и при рассмотрении формационных особенностей нижнепротерозойских толщ.

Кодаро-Удоканский прогиб

В строении удоканской серии здесь участвуют исключительно осадочные породы, регионально метаморфизованные в условиях фации зеленых сланцев. Четко выявляется зональность метаморфизма, причем повышение степени метаморфизма происходит постепенно, сверху вниз по разрезу – от эпигенетически измененных пород верхних свит (намингской и сакуканской) до высших субфаций фации зеленых сланцев в породах средних и нижних свит (Кориковский, Федоровский, 1964; Травин, 1967). Специфической особенностью удоканской серии является почти повсеместное резкое увеличение степени метаморфизма ее пород (до высших субфаций амфиболитовой фации) в зонах контакта с архейскими, интенсивно гранитизированными в раннем протерозое кристаллическими образованиями. Это явление можно объяснить экранирующей ролью отложений удоканской серии в процессе раннепротерозойской гранитизации, продукты которой – граниты и гранито-гнейсы – оказали контактовое воздействие на породы икабийской и частично аянской свит. В последних появляются такие новообразования, как ставролит, андалузит, кордиерит и силлиманит. Зоны контактового метаморфизма пород удоканской серии имеют в плане различную ширину и повторяют очертания пояса гранито-гнейсовых куполов и чашеобразных структур, локализованных в архейских кристаллических породах, в участках их контактов с удоканской серией, что само по себе не оставляет сомнений в контактовом генезисе глубокого метаморфизма последней.

Удоканская серия имеет ритмичное строение и расчленена на три подсерии, каждая из которых отвечает макроритму. Нижняя (кодарская) подсерия состоит из грубообломочных пород (конгломераты, гравелиты), песчаников, алевролитов, глинистых сланцев и подчиненных известняков (мраморы). Рассматривая разрез нижней подсерии, можно видеть, что в ее основании залегают разнообразные сланцы и песчаники, среди которых обособляется пласт (горизонт, линзы) карбонатных пород. С последними часто ассоциируют маломощные кварцевые конгломераты или кварциты, образовавшиеся по кварцевым песчаникам. Вверх по разрезу эта толща сменяется грубообломочными породами (кварцевые конгломераты и гравелиты) и песчаниками, которые перекрыты алевролитами и глинистыми сланцами, содержащими подчиненные слои песчаников. Пер-

вые две толщи в Удоканской подзоне соответствуют нижней подсвите, а в Кодарской подзоне - нижней и средней подсвитам икабийской свиты. Их прибрежно-морской генезис несомненен, причем приуроченность главной массы грубообломочных пород не к основанию икабийской свиты, а к ее середине может указывать на то, что осадконакопление на начальных стадиях происходило в условиях некомпенсированного морского бассейна, когда интенсивность сноса была еще незначительна.

Тектоническая дифференциация области денудации, последовавшая несколько позднее начала морской трансгрессии, обеспечивала поступление в бассейн седиментации обломочного материала. Характерной особенностью нижней и средней подсвит икабийской свиты является существенно глиноземистый состав пелитовых пород и мономиктовый, реже олигомиктовый состав псаммитовых и псефитовых пород. При описании разрезов и вещественного состава пород уже указывалось на присутствие здесь специфических высокоглиноземистых образований кварц-силлиманитового состава, которые могут представлять собой метаморфизованные катыши бокситоподобных пород. Мономиктовый (кварцевый) состав обломочных пород указанных подсвит в свою очередь несмоненно свидетельствует об интенсивном и, вероятно, длительном химическом выветривании архейских кристаллических образований, предшествовавшем их размыву. Все эти наблюдения как будто свидетельствуют о существовании длительного перерыва перед накоплением удоканской серии и о возникновении древнейшей - доудоканской (донижнепротерозойской) коры выветривания, а формирование нижней части икабийской свиты позволяют объяснить как результат переотложения продуктов этой коры выветривания. Максимальной мощности, как указывалось выше, кварцевые конгломераты, гравелиты, песчаники и кварциты достигают на периферии прогиба. Их количество быстро уменьшается при продвижении в глубь Кодаро-Удоканского прогиба, что вполне естественно и указывает на существование береговой линии примерно в тех же контурах, которыми в современном эрозионном срезе очерчивается Кодаро-Удоканский прогиб.

Период формирования тонкокластических пород верхней подсвиты икабийской свиты отражает этап максимального прогибания бассейна и существования умеренно глубоководных условий. Характерной особенностью пород является присутствие (иногда довольно значительное) углистого вещества и сингенетической вкрапленности пирита и пирротина, что указывает на существование резко восстановительных условий среды осадконакопления.

Залегающая над икабийской свитой аянская свита представлена тонко чередующимися алевролитами и песчаниками, содержащими прослои глинистых и углисто-глинистых сланцев и кварц-актинолит-карбонатных пород. Обычны текстуры мелководья: знаки волновой ряби, косая и волнистая слоистость. Эти данные свидетельствуют о формировании отложений аянской свиты в условиях прибрежного и заливно-лагунного мелководья (Феоктистов, 1966 а, б; Богданов, Кочин, Кутырев и др., 1966). Исчезновение в породах аянской свиты сингенетической вкрапленности пирита и пирротина указывает на изменение химизма среды осадконакопления, которая, правда, оставалась восстановительной.

В целом нижняя подсерия удоканской серии отражает этап трансгрессии моря, размыва и переотложения древней коры выветривания, а затем постепенной регрессии и установления режима мелководного бассейна.

Средняя (чинейская) подсерия подразделяется на инырскую, читкандинскую, александровскую и бутунскую свиты и представлена песчаниками и аблевролитами, особенностью которых служит ритмичное чередование и постепенное увеличение вверх по разрезу степени карбонатности. В составе инырской свиты преобладают олигомиктовые песчаники с отчетливо проявленной грубой косой и волнистой слоистостью. В некоторых местах в основании свиты присутствуют грубозернистые песчаники и кварцевые гравелиты. Формирование отложений происходило в прибрежно-морской зоне бассейна, в которой временами проявлялись интенсивные придонные течения (Феоктистов, 1966 а, б). Это указывает на новую трансгрессию и углубление бассейна, наступившие в начале инырского времени и пришедшие на смену режиму заливно-лагунного мелководья вре-

мени накопления аянской свиты. Инырская трансгрессия была кратковременной и сменилась постепенно нарастающей регрессией, существовавшей до конца накопления бутунской свиты.

Читкандинская свита состоит из двух подсвит, причем в некоторых районах такое расчленение произвести не удается. Для нижней подсвиты характерно ритмичное переслаивание песчаников и алевролитов, среди которых встречаются линзы песчанистых известняков. Типичны знаки мелководья: подводные оползневые деформации, волновая рябь, косая и волнистая слоистость, иногда появляются даже признаки подводной дельты (хр.Удокан). Накопление отложений происходило, таким образом, в мелководных прибрежно-морских условиях в обстановке продолжающейся регрессии моря. Верхняя подсвита читкандинской свиты сложена в основном песчаниками с редкими прослоями алевролитов. Разрезы подсвиты в разных частях прогиба неодинаковы. В частности, в бассейне р.Халлас ее состав чрезвычайно однообразен, в разрезе резко преобладают массивные песчаники, сменяющие ритмично построенную толщу нижней подсвиты. Здесь, вероятно, можно говорить о новой трансгрессии моря, напоминающей по своему характеру инырскую. В Удоканской подзоне состав подсвиты сходный, преобладают песчаники, но многочисленны признаки мелководья: знаки волновой ряби, трещины усыхания, косая и волнистая слоистость, подчеркиваемые тонкими слойками тяжелого шлиха (магнетит), что свидетельствует о накоплении пород в прибрежной мелководной, периодически осушавшейся части бассейна (Феоктистов, 1966 а, б; Богданов, Кочин, Кутырев и др., 1966), т.е. о дальнейшей регрессии моря.

В александровское время господствует режим типичной лагуны. Александровская свита сложена тонко переслаивающимися песчаниками, алевролитами, филлитами, карбонатными породами и замещающими их микрокварцитами. Появляются альбититы, возникшие по первоначально галогенным породам. Обычны знаки ряби, трещины усыхания, текстуры взмучивания. При удалении от периферии прогиба к его центру знаки мелководья постепенно исчезают, свита представлена главным образом алевролитами. Таким образом, вдоль периферии прогиба в александровское время существовали условия несколько засолоненных лагун, а во внутренних частях прогиба был умеренно глубоководный бассейн, что, очевидно, свидетельствует о дальнейшей регрессии. Максимума этот процесс достиг в бутунское время, когда мелководные условия установились почти во всем прогибе. При этом резко возросла роль карбонатных (доломиты и известняки) и галогенных (альбититы) пород. Лишь в центральной части Удоканской подзоны (Намингский район) продолжал существовать ограниченный бассейн малых глубин. Таким образом, на примере средней подсерии мы устанавливаем почти полный цикл, начало которого характеризует трансгрессию моря, средняя часть - начавшуюся регрессию, а верхняя - максимальную регрессию.

Прежде чем перейти к характеристике кеменской подсерии, вкратце остановимся на вопросе о генезисе конгломерато-брекчий бутунской свиты. Особенно широко эти породы развиты в Кодарской подзоне, где мраморизованные известняки бутунской свиты образуют очень мощную (до 2000 м) толщу. Л.И.Салоп (1967) считает, что брекчиевидная текстура пород возникла вследствие "изменения объема горных пород при растворении солей или же при переходе ангидрита в гипс. Этим же скорее всего обусловлена характерная для бутунской свиты внутриформационная складчатость или плойчатость. Такого рода текстуры и дислокации очень характерны для молодых соленосных отложений" (стр. 547). Нам кажется, однако, что такое объяснение может быть не единственным, хотя указанное явление могло иметь место. Возникновение брекчиевидных текстур в карбонатных породах бутунской свиты часто отмечается и в участках, совершенно лишенных признаков былой соленосности. Если же вспомнить, что на хр.Кодар такие текстуры чрезвычайно характерны и для песчаников сакуканской свиты, в которых признаки соленосности вообще не отмечались, то станет ясно, что возможны и другие причины возникновения конгломе-

рато-брекчий. Весьма вероятным, в частности, представляется происхождение брекчиевидных текстур в результате подводных оползней, связанных с сейсмогенными явлениями (земле- или моретрясениями), происходившими в конце бутунского и начале сакуканского времени.

Кеменская подсерия завершает разрез удоканской серии. Большая часть разреза подсерии приходится на сакуканскую свиту, разделенную на пять подсвит. Венчается разрез намингской свитой.

К началу сакуканского времени приурочена морская трансгрессия, охватившая широкие пространства, так как рельеф поверхности был достаточно пенепленизирован (Богданов, Кочин, Кутырев и др., 1966). Разрез первой и второй подсвит сакуканской свиты показывает, что к концу накопления последней происходило обмеление бассейна. Преобладают известковистые разности песчаников, появляются знаки мелководья. По мнению В.П.Феоктистова, господствовавшие в начале этапа условия прибрежно-морского мелководья, а в центральной части прогиба – условия бассейна малых и умеренных глубин к концу времени формирования второй подсвиты (в схеме В.П.Феоктистова талаканской свиты) сменяются условиями заливно-лагунного и прибрежно-морского мелководья.

К началу накопления третьей и четвертой подсвит сакуканской свиты происходит интенсификация процессов эрозии в области сноса. Формирование косо- и параллельнослоистых железистых песчаников, редко пудингов и алевролитов происходило в это время в условиях дельтового мелководья, а в центральной части прогиба – в обстановке бассейна малых глубин с развитыми в нем подводными течениями (Салоп, 1967; Феоктистов, 1966 а, б; Богданов, Кочин, Кутырев и др., 1966). К концу сакуканского времени отмечается дальнейшее обмеление бассейна седиментации. Получают развитие песчаные и алевролито-песчаные отложения подводной дельты и прибрежного мелководья. Многочисленны знаки волновой ряби, трещины усыхания, обычны косослоистые текстуры. К алевролито-песчаным дельтовым отложениям приурочены и пласты медистых песчаников Удоканского месторождения.

Накопление пород намингской свиты (алевролиты, аргиллиты, песчаники со знаками волновой ряби, трещинами усыхания и следами капель дождя) происходило в обстановке мелководных заливов и лагун или болотно-лагунного режима, т.е. максимальной регрессии морского бассейна.

Итак, мы видим, что в истории осадконакопления удоканской серии, как это уже давно заметил Л.И.Салоп, устанавливаются три основных цикла, на протяжении каждого из которых происходила трансгрессия, а затем регрессия морского бассейна, причем в каждом последующем цикле очередная трансгрессия сопровождалась меньшими глубинами погружения или меньшей амплитудой опусканий, чем это было в предшествовавший период, а регрессии, наступавшие в конце каждого последующего цикла, становились все более интенсивными и в конце концов привели к вырождению морского бассейна. Таким образом, в целом удоканская серия отражает регрессивное развитие Кодаро-Удоканского прогиба (Салоп, 1967; Богданов, Кочин, Кутырев и др., 1966; Федоровский, 1968 в).

Сравнивая разрезы удоканской серии всех трех рассмотренных выше подзон, нельзя не обратить внимания на одну интересную закономерность. Во всех подзонах в основании серии располагается икабийская свита, что свидетельствует об одновременности начала осадконакопления в прогибе. Завершалась же седиментация, вероятно, в разные эпохи. В самой северной – Амалыкской – подзоне присутствует только одна икабийская свита, где, правда, ее мощность достигает 4700-5600 м. В центральной – Кодарской – подзоне в строении разреза серии принимают участие уже почти все свиты, от икабийской до бутунской включительно, и присутствуют песчаники нижних горизонтов сакуканской свиты. Остальная бо́льшая часть разреза сакуканской свиты и вся намингская свита отсутствуют. В крайней юго-восточной, Удоканской, подзоне мы сталкиваемся с наиболее полным (по количеству циклов) разрезом серии: от икабийской до намингской свиты включительно. В связи с этим напрашива-

ется вывод об определенной последовательности развития бассейна седиментации, начало осадконакопления в разных участках которого происходило одновременно или почти одновременно. Дальнейшая эволюция бассейна протекала, вероятно, по схеме: - в Амалыкской подзоне - завершение осадконакопления в икабийское время, в Кодарской подзоне - в начале сакуканского времени, а в Удоканской подзоне - в конце намингского времени. В Удоканской подзоне, таким образом, осадконакопление продолжалось дольше всего. Выше мы уже упоминали, что все три части прогиба разделены поднятиями, сформировавшимися, по-видимому, в процессе раннепротерозойской гранитизации. Последовательно - с севера на юг - завершение седиментации в Кодаро-Удоканском прогибе было связано, по-видимому, с регрессией моря, происходившей вследствие постепенного воздымания указанных поднятий, наиболее крупным из которых было Чарское, разделявшее Кодарскую и Удоканскую подзоны.

Рассматривая удоканскую серию Кодаро-Удоканского прогиба как единое геологическое тело, можно видеть, что она представляет собой толщу, сложенную исключительно осадочными терригенными породами. Главной составной частью удоканской серии являются разнообразные песчаники. Остальные породы - конгломераты, гравелиты, алевролиты, сланцы, доломиты и известняки - находятся в резко подчиненном количестве, а эффузивы или туфы вообще отсутствуют. Следовательно, речь идет о единой толще, сформировавшейся в условиях длительно развивавшегося мелководного бассейна. Характерной чертой кластических отложений удоканской серии, на что уже обращал внимание А.М.Лейтес, является чрезвычайно однообразный их состав - преимущественно кварцевый и кварц-полевошпатовый, - что указывает на ". . . постоянство областей размыва и единые тектонические условия во время седиментации, происходившей на больших пространствах" (Лейтес, 1965, стр. 150). Все исследователи отмечают также хорошую (или среднюю) сортированность и окатанность обломочного материала отложений удоканской серии, что свидетельствует об удаленности областей размыва и их незначительной расчлененности. Лишь во время накопления средней подсерии намечается более или менее интенсивный подъем области денудации; этот процесс достиг максимума при формировании сакуканской свиты, когда скорость воздымания области денудации возросла, возникли расчлененный рельеф и развитая речная система (Богданов, Кочин, Кутырев и др., 1966; Лейтес, 1965).

Таким образом, удоканская серия, как это было уже показано А.М.Лейтесом (1965), представляет собой единую мощную терригенную формацию. Большинство исследователей этой формации единодушны и в том, что первоначально породы удоканской серии (или отдельных частей ее разреза) обладали пестрыми (красноцветными) окрасками, которые они утратили в результате метаморфизма (Лейтес, 1965; Салоп, 1967; Богданов, Кочин, Кутырев и др. 1966). А.М.Лейтес, сравнивая толщи удоканской серии с древними пестроцветными формациями серии Мойн Северной Шотландии и меднорудного пояса Африки, обосновал принадлежность терригенных отложений удоканской серии к древней пестроцветной терригенной формации, породы которой утратили свои пестрые цвета в результате метаморфизма. Этот вывод А.М.Лейтеса может быть подтвержден также недавними наблюдениями якутских геологов, которые установили пестроцветные отложения нижнего протерозоя (сопоставимые с удоканской серией) в грабенах, расположенных вдоль границы Становой зоны и древнего Алданского массива. Разрезы этих отложений, как будет показано ниже, в специальном разделе, могут быть сопоставлены с разрезом удоканской серии. Л.И.Салоп (1967) относит к пестроцветной только кеменскую подсерию удоканской серии, выделяя ее в самостоятельную красноцветную медистую формацию, и считает, что удоканская серия представлена не одной, а рядом формаций, последовательно сменявших друг друга по вертикали; морской глинисто-сланцевой, или аспидной; мелководно-морской терригенной; лагунно-карбонатно-терригенной соленосной и дельтовой красноцветной медистой. Если исходить из определений формации, данных Н.С.Шатским и Н.П.Херасковым, то более правильной представляется классификация удоканской серии как единой формации,

составные части которой должны отвечать, вероятно, рангу субформаций. В этом случае можно говорить о формационном ряде (но не о ряде формаций) удоканской серии, который по своему стилю является регрессивным.

Меденосность удоканской серии. Проблема геологических условий образования медистых песчаников и вопросы закономерностей их размещения в Кодаро-Удоканском прогибе неоднократно обсуждались в литературе (Бакун и др., 1958; Лейтес, 1958, 1965; Бердичевская, Лейтес, 1961; Володин, 1962; Кутырев, 1965; Феоктистов, 1966 а, б; Богданов, Кочин, Кутырев и др., 1966; и др.). Нет необходимости снова рассматривать эти вопросы в данной работе. Здесь мы хотели бы кратко остановиться на некоторых новых данных, которые позволяют внести коррективы в представления о размещении медистых пород в пределах прогиба.

По мнению В.П.Феоктистова (1966 а, б), известные горизонты медистых отложений приурочены к пяти основным стратиграфическим уровням: 1) нижней подсвите читкандинской свиты; 2) александровской свите, 3) верхней части талаканской свиты (в нашей схеме соответствует первой и второй подсвитам сакуканской свиты), 4) верхней подсвите сакуканской свиты (в нашей схеме - пятая подсвита этой свиты), 5) намингской свите. В целом такая схема возражений не вызывает и вполне может быть обоснована фактическим материалом. Однако, с нашей точки зрения, она нуждается в дополнениях. В частности, медистые песчаники установлены и в других частях разреза удоканской серии. По схеме геологов ВСЕГЕИ в сакуканской свите оруденение приурочено к верхней части ее разреза - пятой подсвите (меденосные горизоны типа "удокан") и представлено известным Удоканским месторождением. Если рассматривать стратиграфическую схему, предлагаемую нами, то можно видеть, что кроме пятой подсвиты оруденение обнаружено и в основании третьей подсвиты (по стратиграфической схеме ленинградских геологов, соответствует подошве сакуканской свиты - Богданов, Кочин, Кутырев и др., 1966) и стратиграфически и пространственно ассоциирует с горизонтом пуддингов (бассейн р.Талакан, оз.Амудис).

Необходимо также отметить "неувязки" в определении стратиграфической принадлежности тех или иных уже известных горизонтов медистых песчаников, которые обнаруживаются при сравнении стратиграфических схем геологов ВСЕГЕИ и предлагаемой в настоящей работе. Так, медистые песчаники рудопроявления "Медведь", найденного геологами Читинского геологоуправления (И.А.Турчинов и др.), располагаются в третьей и четвертой подсвитах сакуканской свиты, а не в основании этой свиты, как это представляется В.П.Феоктистову (1966 а, б). Месторождение Бурпала, открытое партией, которой руководил автор работы, локализовано в породах нижней части сакуканской свиты, а именно в основании первой и второй подсвит, а не в их кровле, как об этом говорится в работах Феоктистова (1966 а, б), Богданова, Кочина, Кутырева и др. (1966). На хр.Кодар медистые песчаники установлены нами в отложениях верхней подсвиты читкандинской свиты.

Осадочный генезис меди в отложениях удоканской серии признается в настоящее время подавляющим большинством исследователей. Отсюда становится ясным, какое большое значение имеют разработка надежной стратиграфической схемы удоканской серии и правильное картирование выделенных подразделений на всей территории Кодаро-Удоканского прогиба. В этих вопросах до сих пор нет единства у разных исследователей. Выше уже указывалось на коренной пересмотр нами стратиграфической схемы удоканской серии района хр.Кодар по сравнению с предлагавшейся ранее схемой Л.И.Салопа (1964). В частности, в бассейне р.Халлас поля развития сыгыктинской свиты, считавшейся безрудной, в свете новых материалов картируются нами как поля читкандинской и александровской свит, т.е. потенциально меденосных частей разреза удоканской серии. Именно здесь выявлены новые проявления медистых песчаников. Л.В.Травин и В.П.Феоктистов в последнее время выделяют в этом районе талаканскую свиту (аналог первой и второй подсвит сакуканской свиты), с чем вряд ли можно согласиться. Площадные исследования, анализ

структуры и изучение стратиграфических соотношений показывают, что в бассейне р.Халлас эта толща залегает под образованиями александровской свиты (см.разрез по р.Халлас, фиг. 16), сходна по составу с верхней подсвитой читкандинской свиты и образует ядро и крылья сложно построенной опрокинутой антиклинали. В то же время восточнее, в верховьях р.Сюльбан, эта свита по крупному разлому субширотного простирания соприкасается с сакуканской свитой. Амплитуда смещений по этому разлому четко определяется по смещению подошвы гранитного лопалита и подошвы горизонтально залегающих отложений средней-верхней юры. В районе водораздела рек Халлас и Сюльбан она равна примерно 3000 м, причем северный блок поднят, а южный (именно здесь развиты нижние горизонты сакуканской свиты и мраморы бутунской свиты) опущен. Такая значительная амплитуда смещения исключает возможность присутствия сакуканской свиты в пределах северного блока, что и установлено нами в процессе геологической съемки этой территории.

Едва ли может быть подтверждена фактическим материалом геологическая ситуация, изображенная на картах геологов ВСЕГЕИ, в бассейне верхнего и среднего течения р.Сюльбан (хр.Кодар). Здесь показаны поля развития сакуканской свиты почти в полном ее объеме, что противоречит нашим наблюдениям. В верховьях р.Сюльбан, где ленинградские геологи показывают нижнюю подсвиту сакуканской свиты, находятся мраморы бутунской свиты, а мощная толща песчаниковых конгломерато-бекчий, относимая ими к верхней подсвите сакуканской свиты (Богданов, Кочин и др., 1966), на самом деле залегает на мраморах бутунской свиты и по составу и строению разреза отвечает нижним горизонтам сакуканской свиты. На левобережье р.Хадатканда геологи ВСЕГЕИ выделяют большое по площади поле пород сакуканской свиты, что неверно, так как именно здесь можно наблюдать сокращенный по мощности разрез нижней и средней подсерий удоканской серии, тогда как какие-либо признаки сакуканской свиты не обнаружены. В едином разрезе здесь прослежены несколько свит, самая нижняя из которых, представленная сланцами с горизонтом мраморов (икабийская свита), залегает на гранитизированных кристаллических образованиях архея, а верхняя состоит из ритмично чередующихся песчаников и алевролитов нижней подсвиты читкандинской свиты. То же самое относится и к бассейну р. Хильгандо, где ошибочно изображены поля развития пород кеменской подсерии, а на самом деле распространены породы инырской и читкандинской свит.

Уже из этого краткого перечисления видно, что выделение основных потенциально меденосных районов развития удоканской серии отнюдь не может считаться делом, решенным окончательно, а представляет собой первоочередную задачу будущих исследований, успешное проведение которых немыслимо без надежно разработанной стратиграфической схемы.

Шовные прогибы (троги)

В строении трогов наряду с осадочными метаморфизованными породами участвуют метаморфизованные эффузивы и их туфы, габброиды и ультраосновные породы, в большинстве своем преобразованные в амфиболиты, а также в кварциты и железистые кварциты. Таким образом, преимущественное развитие здесь получили вулканогенно-терригенная и кремнисто-железистая формации, совершенно не свойственные отложениям удоканской серии, развитым в пределах Кодаро-Удоканского прогиба.

Вопрос о структуре трогов, о соотношениях заключенных в них толщ с терригенной формацией удоканской серии Кодаро-Удоканского прогиба обсуждался в работах, написанных автором совместно с А.М.Лейтесом и С.П.Кориковским (Федоровский, Лейтес, 1968 б; Кориковский, Федоровский, 1971). Было показано, в частности, что верхняя часть разреза "трогового комплекса" сопоставима с нижней частью разреза икабийской свиты удоканской серии и может быть непосредственно прослежена в Кодаро-Удоканский прогиб в зоне

сочленения с ним Хани-Олондинского, Эльгерского, Мельчикитского и Саймаганского трогов. В зонах сочленения заметно повышение степени метаморфизма, терригенные породы постепенно замещаются вулканогенно-терригенными, появляются силлообразные залежи метагабброидов и амфиболитов. Смена формаций по латерали может быть доказана, кроме того, прослеживанием по простиранию маркирующего горизонта строматолитовых мраморов, который в Кодаро-Удоканском прогибе залегает среди сланцев и метаморфизованных песчаников и конгломератов, а в трогах - среди метаморфизованных вулканических пород и амфиболитов.

В пределах наиболее крупного Таллаинского трога в верхней части трогового комплекса залегает толща черных филлитовидных пиритоносных углистослюдистых сланцев, кварцитов и известняков. Присутствие обильной вкрапленности сингенетического пирита и пирротина свидетельствует о резко восстановительных условиях среды осадконакопления, что типично для нижних горизонтов удоканской серии и более всего для икабийской свиты. По составу эта толща может быть уверенно сопоставлена с нижней частью разреза икабийской свиты. Она перекрыта пачкой светлых мелкозернистых кварцитов, идентичных таким же породам средней подсвиты икабийской свиты хр.Кодар. Общая мощность верхней части трогового комплекса в Таллаинской структуре составляет 1300 м. Под указанной толщей, которая по всем признакам идентична икабийской свите Кодаро-Удоканского прогиба, согласно залегает мощная толща метаморфизованных вулканических пород (6000-7000 м), причем в верхней части эти породы насыщены углистым веществом. Мы видим, таким образом, как бы "вклинивание" друг в друга двух совершенно различных по своему характеру парагенетических ассоциаций (формаций), на что уже ранее обращал внимание при описании разреза р.Таллаи Л.И.Салоп (1958, 1967). Указанное явление наряду с согласными соотношениями толщ свидетельствует об их принадлежности к единому в возрастном отношении комплексу. Расчленение его на свиты в настоящее время едва ли целесообразно, так как если в Таллаинском троге вулканогенная толща как будто подстилает типичную икабийскую свиту, то в разрезах других трогов вулканогенные породы встречаются на более высоких стратиграфических уровнях, соответствующих нижней подсвите этой свиты. Кроме того, в изученных трогах вулканогенная толща нигде не достигает такой большой мощности, как в Таллаинском троге. В связи с этим представляется целесообразным рассматривать вулканогенно-осадочные породы, развитые в трогах, как образования, одновозрастные низам разреза икабийской свиты, однако в целом наращивающие вниз по стратиграфической вертикали разрез удоканской серии. Этот вывод подтверждается наблюдениями над соотношениями указанных толщ в пределах Мельчикитского трога в хр. Кодар (Кориковский, Федоровский, 1971). Несомненно, что заложение шовных прогибов опережало время возникновения широкого и относительно неглубокого Кодаро-Удоканского прогиба. Судить о времени этого "опережения" едва ли возможно, так как вулканогенная толща (троговый комплекс), несмотря на ее огромную мощность, сопоставимую с мощностью всей удоканской серии, несомненно формировалась сравнительно быстрее, чем происходило накопление такого же объема терригенных толщ удоканской серии в протоплатформенном прогибе.

ГРАНИЦЫ И ВОЗРАСТ УДОКАНСКОЙ СЕРИИ И ТРОГОВОГО КОМПЛЕКСА

Принадлежность удоканской серии к нижнему протерозою впервые была обоснована Л.И.Салопом (1958, 1964). Ранее эти отложения относились Е.В.Павловским (1933 а, б) и Е.С.Бобиным (1933) к эозою (протерозою). Кроме того, существовали предположения и о более молодом - синийском - возрасте удоканской серии (Кузнецов, 1957; Падалка, 1961). Ю.С.Перфильев (1965) считает возможным отделить сакуканскую свиту от удоканской серии и придать ей среднепротерозойский возраст в отличие от остальной, нижнепротерозойской части удоканской серии. Материалы, полученные автором, подтверждают мнение Л.И.Салопа о нижнепротерозойском возрасте удоканской серии в полном ее объеме.

Нижняя возрастная граница определяется налеганием удоканской серии на кристаллические образования чарской серии архея, что непосредственно можно наблюдать в верховье р. Апсат на хр. Кодар. В остальных местах контакт удоканской и чарской серий тектонический или "залечен" гранитами. Однако и там более высокое стратиграфическое положение первой несомненно: оно вытекает из анализа геологической карты. Кроме того, об этом же свидетельствует, как это заметил еще Л.И.Салоп (1958, 1964), в целом меньшая степень метаморфизма удоканской серии и разный характер метаморфизма, поразившего породы удоканской и чарской серий (Лейтес, 1962, 1965). К таким же выводам пришел и С.П.Кориковский (1967), детально изучивший особенности метаморфизма архейских и нижнепротерозойских пород региона. Согласно его наблюдениям, даже в тех случаях, когда устанавливается одинаковая степень метаморфизма архейских и нижнепотерозойских пород, отчетливо выясняется менее глубинный характер условий возникновения последних. Определенное значение можно придавать и фактам нахождения в породах удоканской серии знаков волновой ряби, косой слоистости и строматолитов, совершенно неизвестных пока в чарской серии (Салоп, 1964). О длительном перерыве, предшествовавшем накоплению осадков удоканской серии, свидетельствует присутствие в ее основании мощных пачек кварцитов, кварцевых конгломератов, гравелитов и песчаников, а также высокоглиноземистых сланцев, что позволяет предположить существование древнейшей - доудоканской - коры выветривания. Размыв и переотложение последней привели к формированию мономиктовых и олигомиктовых пород нижней (икабийской) свиты удоканской серии.

Геологическое картирование территории показало, что икабийская свита на разных участках соприкасается с разными свитами чарской серии. Если признать первично осадочное происхождение пород чарской серии (а это так), то, несомненно, нужно сделать вывод и о крупном стратиграфическом несогласии между удоканской и чарской сериями. Четко устанавливается также несоответствие региональных планов и стиля складчатости архейских и нижнепротерозойских образований. Для первых характерны (на севере Олекмо-Витимской горной страны) субмеридиональные, узкие и широкие линейные структуры; они пересекаются субширотно расположенным Кодаро-Удоканским прогибом с типичными для него брахиформными складками, образованными отложениями удоканской серии. В южной части Олекмо-Витимской горной страны наблюда-

ется совпадение простираний архейских и нижнепротерозойских пород, что может указывать на унаследованность развития.

Несмотря на общее резкое структурное и стратиграфическое несогласие, в непосредственной близости от Кодаро-Удоканского прогиба повсеместно наблюдается видимое локальное согласие гранитизированных образований архея и метаморфических пород нижнего протерозоя. Это объясняется тем, что архейские структуры испытали пластичную тектоническую перестройку в связи с раннепротерозойской гранитизацией, возраст которой, по радиологическим данным, колеблется от 2400-2200 до 1900-1700 млн. лет.

Наиболее типичными структурами повторно переработанного архея являются гранито-гнейсовые и мигматитовые купола, окружающие со всех сторон Кодаро-Удоканский прогиб. Ширина в плане зоны куполовидных структур составляет 10-20 км. Именно в пределах этой зоны наблюдается видимое структурное согласие архея и нижнего протерозоя, обязанное своим происхождением раннепротерозойскому этапу пластических деформаций архейского кристаллического фундамента. Можно предположить, что в общем процессе раннепротерозойской гранитизации архейских пород, которая сопровождалась "всплыванием" гранито-гнейсовых куполов, удоканская серия служила естественным барьером, экраном для их перемещения вверх. Под влиянием гранито-гнейсов породы нижних частей разреза удоканской серии испытали интенсивный метаморфизм контактового типа. В процессе роста гранито-гнейсовых куполов широкое развитие получили также явления диапиризма, в результате чего в современном эрозионном срезе чаще всего приходится наблюдать тектонические контакты архея и нижнего протерозоя, которые обычно имеют в плане полукольцевые и овальные очертания, повторяющие форму куполов.

Возраст регионального метаморфизма пород чарской серии, как указывалось выше, определяется цифрами от 3100 ± 100 до 2640 ± 100 млн. лет. Таким образом, отложения удоканской серии не могут быть древнее 2500 млн. лет.

Верхняя возрастная граница удоканской серии вполне определенна. В Верхне-Каларской впадине (в приустьевой части р.Читканда) песчаники сакуканской свиты с резким угловым и азимутальным несогласием перекрыты кварцевыми конгломератами, гравелитами и доломитами верхнепротерозойской сеньской свиты, содержащими катаграфии и онколиты *Vesicularites flexuosus* Reit. V. forma nov., *Glebosites* Reitl. (определения И.К.Королюк). Разрез сеньской свиты этого района сопоставим со стратотипом ее на р. Сень, а сама свита перекрыта в Верхне-Каларской впадине отложениями вендского (юдомского) комплекса, кембрия, и нижнего ордовика, причем отложения последнего имеют возраст 465 млн. лет (по глауконите) и содержат ископаемую фауну: *Finkelnburgia* sp., *Linguella* sp., *Angarella sp.*, *Intejoceras angarensis* Bal. (определения Н.В.Покровской, О.Н.Андреевой и З.Г.Балашова, сборы Ю.С.Перфильева). Западнее, в бассейне р. Кемен, конгломераты и доломиты сеньской свиты залегают на гранитоидах Кеменского массива, прорывающих удоканскую серию. На северо-западе Кодарской подзоны, в районе северной оконечности оз. Ничатка, уже давно было описано Л.И.Салопом (1964), а позднее наблюдалось Г.Ф.Лунгерсгаузеном, М.Б.Шарковским и нами налегание базальных конгломератов патомской серии верхнего протерозоя на раннепротерозойских гранитоидах, которые южнее, в бассейне р. Ампартак, по наблюдениям Б.А.Микаилова, Г.Б.Гиммельфарба и автора, прорывают сланцы и микрогнейсы икабийской свиты.

Стратиграфическое положение трогового комплекса представляется в настоящее время достаточно ясным. Шовные троги являются наложенными на структуру архея и в свою очередь перекрыты отложениями нижнепротерозойского протоплатформенного чехла (Федоровский, Лейтес, 1968 а, б). Таким образом, троговый комплекс занимает геохронологический интервал между временем метаморфизма архейского кристаллического фундамента и накоплением нижнепротерозойской удоканской серии. Стратиграфическая связь трогового комплекса и удоканской серии несомненна, в связи с чем его возраст должен быть определен (в грубом приближении) как нижнепротерозойский. Интересно, что на этот же интервал времени приходится период формирования доудоканской коры вы-

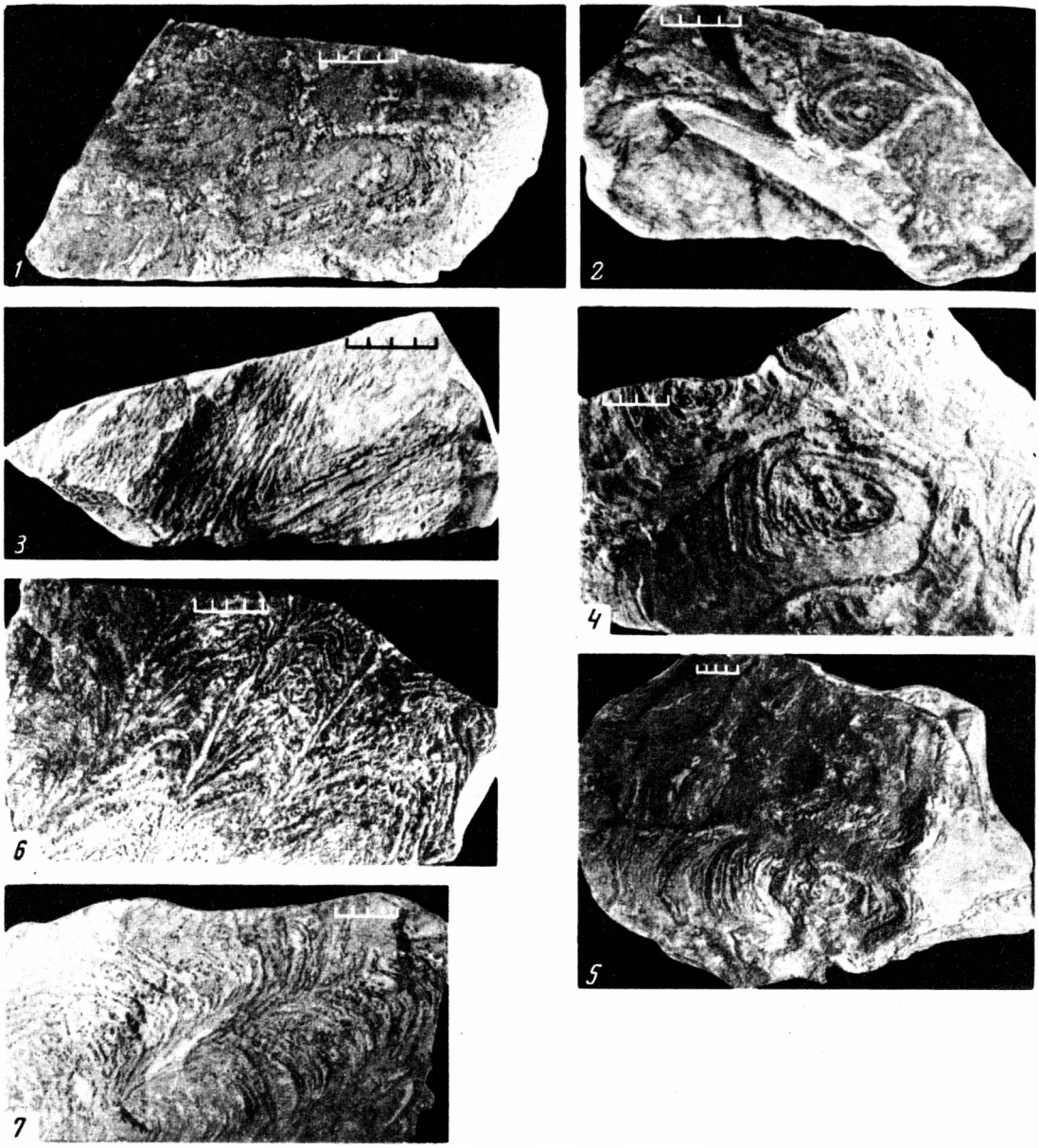
ветривания, продукты размыва и переотложения которой мы находим в самых низах разреза удоканской серии. Формирование шовных трогов не сопровождалось возникновением сопряженных с ними антиклинальных структур: они представляли собой по существу узкие шовные синклинали, разделенные широкими выступами кристаллического фундамента (Федоровский, Лейтес, 1968 а, б). Можно полагать, что именно на этих тектонически стабильных выступах в первой половине нижнего протерозоя и происходило образование коры выветривания.

Кроме известных соотношений трогового комплекса с удоканской серией можно указать также на наблюдавшийся Ю.Б.Алешко в среднем течении р. Сень (северо-запад Кодарской подзоны) контакт пород трогового комплекса, заключенного в Саймаганском троге, с полимиктовыми конгломератами, аркозовыми песчаниками и доломитами джемкуканской свиты патомской серии верхнего протерозоя. Такие же соотношения, т.е. перекрытие трогового комплекса верхнепротерозойской толщей, в бассейне р. Богаюкта установила В.С.Шульгина.

Биостратиграфические данные в применении к удоканской серии и трогово-му комплексу не дают пока надежных результатов. В доломитах бутунской свиты уже давно были известны находки строматолитов, отнесенных А.Г.Вологдиным к группе *Conophyton* и напоминающих *G. granifer* cf. *conicus* (междуречье Комустаха-Горки; Салоп, 1964). По данным Ю.С.Перфильева и Е.М.Фалькина, строматолиты *Conophyton gargan*icus Korol., *C. frequens* Walcott, *Stratoconophyton* (определения И.К.Королюк) обнаружены в устье р.Бутун, в верховьях р. Чепа и в среднем течении р. Талакан (таблица). Указанные формы, по заключению И.К.Королюк, встречаются в отложениях верхнего протерозоя (мангошинская свита) Восточных Саян и имеют сходство с формами из саткинской свиты Урала. О находках строматолитов типа *Conophyton* в доломитах бульбухтинской свиты сообщает Л.И.Салоп (1964). Геологами ВСЕГЕИ В.П.Феоктистовым и Л.В.Травиным в карбонатных породах бутунской свиты собраны строматолиты, которые, по определению Г.И.Кириченко (Богданов, Кочин, Кутырев и др., 1966), представлены новой формой *Conophyton meta* forma nov. По мнению Г.И.Кириченко, "строматолиты группы *Conophyton* известны только из отложений средней части синийского комплекса и пока еще не были встречены в более древних или более молодых осадках, что, возможно, объясняется недостаточной полнотой сборов и знаний по этому вопросу. Строматолиты группы *Conophyton* рассматриваются данным исследователем (с указанной выше оговоркой) как руководящие формы для верхнего протерозоя" (Богданов, Кочин, Кутырев и др., 1966, стр. 259). Строматолиты, собранные В.П.Феоктистовым и Л.В.Травиным, изучались также И.Н.Крыловым, который считает, что они напоминают *Conophyton* из саткинской свиты бурзянской серии рифея Урала, отличаясь от них гораздо более высокой степенью перекристаллизации. Ю.В.Богданов и его соавторы пишут далее, что "... строматолиты бутунской свиты с очень большой условностью могут быть сопоставлены с самыми нижними горизонтами рифея Южного Урала, но, возможно, это и более древние формы, пока неизвестные в докембрии других районов. Необходимо отметить, что саткинские строматолиты – это самые древние из всех известных пока в нашей литературе. В саткинской свите кроме низкоорганизованных форм *Conophyton*, сходных с бутунскими, есть и более высокоорганизованные, более молодые строматолиты, которые отсутствуют в анализируемых образцах, что доказывает более древний возраст строматолитов удоканской серии" (Богданов, Кочин, Кутырев и др., 1966, стр. 260). Небезынтересно привести также высказывание по этому вопросу Вл.А.Комара, М.Е.Раабен и М.А.Семихатова, которые в работе "Конофитоны рифея СССР и их стратиграфическое значение" пишут: "Изменения, происшедшие в группе *Conophyton*, на нижней границе рифея, при современном уровне знаний выявить, к сожалению, нельзя. Дорифейские конофитоны на территории СССР известны лишь в бутунской свите Удоканского района Восточной Сибири. Имеющиеся в нашем материале бутунские конофитоны настолько сильно перекристаллизованы, что судить об их микроструктуре чрезвычайно трудно. Наблюдая отдельные реликты микроструктуры в наиболее слабо измененных образцах этих форм, можно полагать, что они обладали штриховатым типом микроструктуры, характерным для подгруппы *Con.*

Таблица

Строматолиты бутунской свиты (коллекция Ю.С.Перфильева, определения И.К. Королюк)



1–3 – *Conophyton garganicus* Korol., 4,5 – *Conophyton frequens* (Walcott), 6,7 – *Stratoconophyton*

Масштаб дан в сантиметрах

garganicus. В отличие от рифейских представителей этой подгруппы у рассматриваемых форм темные микрослои, по-видимому, были резко подчинены светлым (если редукция темных слоев не вызвана перекристаллизацией). Если сделанное предположение верно, то можно говорить, что по крайней мере подгруппа *Conophyton garganicus* существовала уже в дорифейское время и была представлена, по-видимому, иными формами, чем в раннем рифее" (Комар и др., 1965, стр. 62).

В верховьях р. Чина геологами Читинского геологоуправления в доломитах бутунской свиты найдены строматолиты, среди которых А.Г.Вологдин и Г.Ф.Лунгерсгаузен обнаружили формы, близкие к группе *Newlandia*. Морфологически сходные формы, собранные Л.В.Травиным и В.П.Феоктистовым в породах бутунской свиты на левобережье р. Н.Ингамакит, определены Г.И.Кириченко как водоросли типа *Osagia*.

Наконец, необходимо упомянуть о новых сборах строматолитов, проведенных нами в верховьях р. Апсат. Плохо сохранившиеся единичные строматолиты впервые были обнаружены здесь Б.А.Микаиловым. Новые сборы оказались более полными. Точно определено стратиграфическое положение мраморов, содержащих органические остатки: они принадлежат самым нижним частям разреза икабийской свиты (примерно 200 м выше подошвы удоканской серии и ее контакта с кристаллическими образованиями архея), что указывает на присутствие здесь, вероятно, наиболее древних в Сибири строматолитов. По мнению М.А.Семихатова, найденные формы принадлежат к типу столбчатых строматолитов, но степень их перекристаллизации настолько велика, что не позволяет сделать какие-либо более определенные выводы.

Палинологические определения также не дают пока возможности прийти к заключению о возрасте удоканской серии, которые можно было бы согласовать с геологическими данными. Б.В.Тимофеев (сборы В.П.Феоктистова и Л.В.Травина, 1959 г.) выяснил, что алевролиты и аргиллиты намингской свиты и верхов сакуканской свиты содержат споры, сходные со спорами синийского возраста. Из таких же пород, собранных А.М.Лейтесом, С.Н.Наумовой, были выделены единичные ультрамикроскопические споры, которые хотя и недостаточны для точной оценки возраста вмещающих пород, но могут характеризовать отложения, во всяком случае более древние, чем гдовско-ламинаритовые слои Русской платформы (Бердичевская, Лейтес, 1961; Лейтес, 1965).

Радиологические данные по возрасту рассматриваемых образований и прорывающих их интрузий довольно многочисленны. Возраст метаморфизма биотитовых сланцев икабийской свиты района гольцов Бурпала оказался равным 1860 и 1900 млн. лет (Федоровский, 1968 б). Такие же породы из бассейна р. Читканда, по сообщению Ю.С.Перфильева, имеют возраст 1945 млн. лет, а по данным М.З.Глуховского, – 1866 и 1940 млн. лет (все результаты получены калий-аргоновым методом по биотиту в Лаборатории абсолютного возраста ВАГТ). Анализ браннерита из песчаников читкандинской свиты бассейна р. Читканда, проведенный урано-ториево-свинцовым методом, показал 1950 млн. лет (данные М.З.Глуховского). Гранитоиды чуйско-кодарского комплекса, прорывающие удоканскую серию на всю ее мощность, охарактеризованы 33 анализами. Калиево-аргоновым методом получены цифры, колеблющиеся в интервале 1676–2000 млн. лет (анализировались биотит, мусковит и валовые пробы, материалы Б.Г.Горелова, Ю.В.Буфеева, М.З.Глуховского, Б.А.Микаилова, В.С.Шульгиной, Г.Б.Гиммельфарба и автора). Урано-ториево-свинцовым методом анализировались ортит и калиевый полевой шпат гранитов: соответственно 1950 и 2000 млн. лет. Этим же методом проведен анализ монацита из оруденелой зоны, локализованной в поле пород икабийской и аянской свит бассейна р. Катугин, – 1950 млн. лет (материалы Л.Г. Васютиной). Ряд высоких цифр получен для гранитов гранито-гнейсов куандинского (древнестанового) комплекса, пересекающих породы икабийской свиты удоканской серии и трогового комплекса; 10 анализов биотита из гранитоидов первой и второй фаз комплекса дали результаты, укладывающиеся в интервале 1683–1945 млн. лет (калий-аргоновый метод). Этим же методом анализировался мусковит из пегматитов куандинского комплекса, пересекающих икабийскую свиту и троговый комплекс в районе гольцов Бурпала:

2370 и 2420 млн. лет (2 анализа, проведенные в Лаборатории ИГЕМ; Кориковский, Федоровский, 1964). Урано-ториево-свинцовым методом получены, кроме того, такие цифры: по ортиту - 1950 млн. лет, по монациту - 1950 и 2130 млн. лет, по циркону - 1890 и 2330 млн. лет. Наконец, калий-аргоновым методом анализировался биотит из измененных габброидов, образующих силлы среди пород трогового комплекса. Этот анализ показал цифру 2070 млн. лет.

Как видно, устанавливается некоторый разброс цифр по результатам калий-аргонового метода, хотя большинство их все же укладывается в интервале 1800-1950 млн. лет. Значения возраста, полученные свинцовым методом (пока еще, правда, немногочисленные), постоянно показывают 1900-2000 млн. лет.

Суммируя все приведенные выше данные, можно утверждать, что удоканская серия сформировалась после длительного перерыва на кристаллическом основании, метаморфизованном 3000-2600 млн. лет назад. В течение указанного перерыва в шовных прогибах происходило накопление трогового комплекса, фундаментом которому служил тот же кристаллический комплекс чарской серии. И удоканская серия, и троговый комплекс, равно как и прорывающие их граниты, перекрыты отложениями верхнего протерозоя. Время метаторфизма горных пород удоканской серии и трогового комплекса и возраст прорывающих их интрузивных и палингенно-метасоматических образований характеризуется цифрами 2400-1900 млн. лет, что отвечает нижнему протерозою и находится в соответствии с геологическими данными.

ПРЕДПОЛАГАЕМЫЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ АНАЛОГИ УДОКАНСКОЙ СЕРИИ И ТРОГОВОГО КОМПЛЕКСА В ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

В последние годы выясняется, что нижнепротерозойские отложения типа удоканской серии и трогового комплекса распространены в Восточной Сибири, в частности на южной окраине Алданского щита, гораздо более широко, чем это предполагалось раньше. Кроме Кодаро-Удоканского прогиба - крупнейшего поля развития отложений нижнего протерозоя - образования этого возраста присутствуют в многочисленных грабенах, установленных в пределах полосы субширотного простирания, которая протягивается от хр.Удокан и гольцов Бурпала до бассейна р.Учур, т.е. почти на 1000 км. Ниже будут кратко рассмотрены некоторые особенности строения толщ, выполняющих грабены южной части Сибирской платформы, и сделана попытка их сравнения с удоканской серией Кодаро-Удоканского прогиба или троговым комплексом исследованного нами района.

Северо-восточнее хр.Удокан располагаются Чаруодо-Токкинский, Нижне-Ханинский и Олдонсинский грабены, в строении которых принимают участие чародоканская, намсалинская и ханинская свиты (Салоп, 1964), трансгрессивно перекрытые полимиктовыми конгломератами и красноцветными песчаниками кебектинской свиты позднего протерозоя. По данным Л.М.Реутова и В.В.Ляхницкого (1968), чародоканская свита с резким структурным несогласием перекрывает архейские кристаллические породы и сложена кварцевыми и олигомиктовыми песчаниками с горизонтами конгломератов и гравелитов в основании. Последние содержат гальку подстилающих пород. В южном направлении, т.е. по мере приближения к Кодаро-Удоканскому прогибу, заметно увеличение мощности свиты, на что уже давно обращали внимание А.Ф.Шпагин и Л.И.Салоп; кроме песчаников появляются алевролиты и подчиненные глинистые сланцы, иногда прослои карбонатных пород (Нижне-Ханинский грабен). Мощность свиты в Чаруодо-Токкинском грабене 30-140 м, в Олдонгсинском 425 м, в Нижне-Ханинском грабене (южная часть) 1200 м.

Намсалинская свита согласно перекрывает чародоканскую. В пределах Чаруодо-Токкинского грабена, где она имеет мощность 120-190 м, намсалинская свита состоит из доломитовых песчаников, песчанистых доломитов и доломитов, кремнистых сланцев. В Олдонгсинском грабене мощность свиты возрастает до 300 м, разрез отличается преобладанием карбонатных пород (в частности, доломитов со строматолитами), и лишь в основании отмечаются пачки алевролитов и углисто-глинистых сланцев. В Нижне-Ханинском грабене в строении свиты принимают участие доломиты и известняки с подчиненными прослоями кварцевых песчаников. Мощность достигает 1000 м (левобережье р.Куронах). Ханинская свита, согласно наблюдениям Л.М.Реутова и В.В.Ляхницкого, с размывом перекрывает отложения намсалинской свиты. В северной части Чаруодо-Токкинского грабена в основании свиты залегают мелкогалечниковые конгломераты, перекрытые песчано-глинистыми сланцами и олигомиктовыми песчаниками. Мощность 70-75 м. Южнее мощность свиты возрастает до 140-150 м. В ее строении здесь принимают участие кварцевые и олигомиктовые песчаники, перекрытые мелкогалечниковыми конгломератами и маломощными доломитами, на которых в свою очередь залегают конгломераты кебектинской свиты.

В Олдонгсинском грабене ханинская свита представлена алевролитами (обогащены пиритом), сланцами и мелкозернистыми песчаниками. В алевролитах отмечены знаки волновой ряби. Мощность свиты 350–450 м. Еще большей мощности ханинская свита достигает в Нижне-Ханинском грабене, где она сложена алевролитами, сланцами и подчиненными песчаниками, тяготеющими к верхней части разреза. По наблюдениям О.Т.Князева, ханинская свита на левобережье р.Хани согласно перекрыта пачкой песчаников, содержащих прослои алевролитов и глинистых сланцев (станнахская свита). В песчаниках отмечается повышенное содержание магнетита (до 5% объема), концентрирующегося в мелкие слойки.

Вопрос о сопоставлении разрезов указанных грабенов с разрезом удоканской серии уже обсуждался в литературе. Л.И.Салоп, основываясь на материалах и наблюдениях К.К.Денисова, М.М.Тамбовцева, Е.П.Миронюка и А.Ф.Шпагина, полагает, что они сравнимы с той частью разреза удоканской серии, которая соответствует верхам читкандинской свиты, александровской, бутунской свитам и низам сакуканской свиты (Салоп, 1964). По мнению Л.М.Реутова и В.В.Ляхницкого (1968) и Е.П.Миронюка (1966), возможна корреляция чародоканской свиты с инырской и читкандинской свитами Кодаро-Удоканского прогиба. Намсалинскую свиту первые сопоставляют с александровской, а ханинскую – с бутунской свитой удоканской серии. Кебектинскую свиту эти геологи сравнивают с сакуканской свитой.

С нашей точки зрения, более обоснованной позиции в этом вопросе придерживается Л.И.Салоп, хотя по деталям сопоставления можно было бы предложить и другие решения. В частности, чародоканскую свиту указанных грабенов можно было бы параллелизовать с частью удоканской серии, соответствующей инырской, читкандинской и александровской свитам. В пользу такого предположения кроме литологического сходства можно привести то соображение, что именно с инырской свиты в пределах Кодаро-Удоканского прогиба отмечается начало новой трансгрессии, нового ритма осадконакопления. Естественно ожидать поэтому, что в районах, удаленных от главного прогиба, породы инырской свиты будут залегать трансгрессивно на фундаменте и, таким образом, окажутся в основании разреза серии. Это, впрочем, не исключает варианта сопоставления чародоканской свиты и с верхней подсвитой читкандинской свиты сходного литологического состава, которая на отдельных участках Кодаро-Удоканского прогиба также выступает в разрезе удоканской серии как нижний член трансгрессивно-регрессивного ритма. Сравнение намсалинской свиты с александровской, как это предлагают Л.М.Реутов и В.В.Ляхницкий, вряд ли оправданно, так как по литологическим особенностям (карбонатные породы, алевролиты, явления альбитизации, связанные с былой соленосностью исходных пород) и присутствию строматолитов она вполне сопоставима с бутунской свитой удоканской серии; в свою очередь корреляция ханинской свиты с бутунской, как это делают геологи Якутского геологоуправления, не может быть обоснована фактическим материалом. Именно в ханинской свите мы видим уже прямые признаки первой и второй подсвит сакуканской свиты. Что касается станнахской свиты, залегающей на ханинской в Нижне-Ханинском грабене, то она хорошо сопоставима с средними (третьей и четвертой) подсвитами сакуканской свиты.

Обратимся теперь к Ярогинскому и Субганскому грабенам, расположенным восточнее, в междуречье Олекмы и Алдана. Древние слабо метаморфизованные осадочные и осадочно-вулканогенные образования установлены здесь уже давно Е.М.Лазько и Г.Б.Митичем (1946) и подробно охарактеризованы Е.М.Лазько (1956).

Согласно последним данным В.А.Гунина (1968), в основании Ярогинского грабена залегает пачка мраморизованных известняков с линзами кремня мощностью 150–200 м, перекрытая пачкой мощностью 100 м кварцито-песчаников и гравелитов с линзовидными прослоями конгломератов с галькой кварца, кварцитов и гранитов. Выше располагается пачка 500–700 м мощностью черных филлитов и филлитовидных глинистых сланцев с отдельными прослоями биотитизи-

рованных кварцито-песчаников. На контакте с гранитами филлиты преобразованы в андалузитовые и силлиманит-мусковитовые сланцы. Эта пачка перекрыта черными пиритоносными графит-кремнистыми сланцами с прослоями филлитов и частыми тонкими прослоями кварцито-песчаников. Мощность их 600-700 м; разрез венчается пачкой светло-серых массивных кварцито-песчаников грубозернистого сложения с отчетливо проявленной косой слоистостью и знаками волновой ряби. Указанные породы, более молодой возраст которых по сравнению с окружающими породами иенгрской серии архея не вызывает сомнения, трансгрессивно перекрыты образованиями вендского комплекса (юдомская свита), а прорывающие их граниты - полимиктовыми конгломератами среднего протерозоя (Нужнов, 1968).

Таким образом, можно утверждать, что толща Ярогинского грабена имеет нижнепротерозойский возраст и одновозрастна какой-то части удоканской серии. В.А.Гунин считает, что первые две пачки соответствуют низам, а третья (филлиты) - верхам разреза икабийской свиты. Четвертую пачку он сравнивает с аянской свитой, а пятую (кварциты) - с инырской свитой удоканской серии. Полностью соглашаясь с В.А.Гуниным в отношении сходства изученного им разреза с удоканской серией Кодаро-Удоканского прогиба, мы хотели бы подчеркнуть, что приводимые им конкретные (посвитные) сопоставления легко уязвимы. Достаточно сказать, что инырская свита, с которой В.А.Гунин сравнивает верхнюю часть разреза толщи Ярогинского грабена, является одной из самых трудно выделяемых свит удоканского разреза и в принципе мало чем отличается от читкандинской свиты, с которой, кстати, она во многих районах картируется совместно в виде нерасчлененной толщи.

С какой же частью удоканской серии можно сравнить приведенный выше разрез? Если обратиться вновь к удоканской серии Кодаро-Удоканского прогиба, то можно заметить, что в Кодарской подзоне обнаруживаются надежные литологические признаки для корреляции с ярогинским разрезом нижнего протерозоя. Действительно, икабийская свита хр.Кодар, максимальная мощность которой превышает 4000 м, четко разделяется на три подсвиты: сланцы с горизонтом мраморов и ассоциирующих с ними кварцитов по кварцевым песчаникам и конгломератам (нижняя), кварциты и кварцевые псаммиты (средняя), сланцы и алевролиты (верхняя).

Нетрудно заметить, что разрез Ярогинского грабена целиком соответствует нижней и средней подсвитам икабийской свиты хр.Кодар, отличаясь лишь несколько меньшей мощностью, что вполне естественно. Интересно отметить, что толща Ярогинского грабена прорвана небольшими массивами биотитовых, турмалиновых и мусковитовых гранитов, которые тождественны гранитам и пегматоидам, пересекающим породы нижней части разреза удоканской серии и очень редко проникающим в ее более высокие горизонты. Это обстоятельство может служить дополнительным косвенным критерием в пользу предлагаемого нами сопоставления.

В Субганском грабене, по данным В.А.Гунина, в строении разреза нижнепротерозойской толщи принимают участие две свиты. Нижняя, очекская, мощностью около 4000 м, представлена метаморфическими сланцами (кварц-биотит-графитовые, биотит-андалузитовые, кварц-хлоритовые, хлорит-андалузитовые) и кварцитами; верхняя, куортинская, свита - сложена метаморфизованными вулканическими породами: миндалекаменными порфиритоидами и порфироидами. Мощность верхней свиты более 1000 м. Толща Субганского грабена насыщена пластовыми телами габброидов. По разломам она соприкасается с архейскими кристаллическими образованиями иенгрской серии и перекрыта горизонтально залегающими отложениями вендского комплекса (юдомская свита).

Приведенные данные позволяют достаточно уверенно сопоставлять толщу, заключенную в Субганском грабене, с троговым комплексом Олекмо-Витимской горной страны. В.А.Гунин, сравнивая толщи Ярогинского и Субганского грабенов, справедливо приходит к выводу об их различиях. Однако, исходя из особенностей метаморфизма этих разных по составу толщ, В.А.Гунин склоняется к выводу о "значительно более древнем возрасте субганских образований"

(Гунин, 1968, стр. 92), которые он относит к позднему архею. Последнее в свете возможной корреляции субганской толщи с троговым комплексом вряд ли правильно. Кроме того, известно, что разная степень метаморфизма пород на пространственно разобщенных объектах не может служить надежным критерием возраста. Здесь нелишне будет заметить, что удоканская серия, в частности, метаморфизована в широких интервалах давлений и температур, иногда достигающих высших субфаций амфиболитовой фации, т.е. метаморфизм ее пород бывает иногда более интенсивным, чем метаморфизм толщ Субганского грабена.

Юго-восточнее, в истоках р.Чульман, сходные по составу и возрасту отложения, заключенные в Чульманском грабене, охарактеризованы геологами ЛАГЕД (Судовиков и др., 1965) и ВАГТ.

В бассейне верхнего течения р.Гонам отложения нижнего протерозоя выполняют Давангро-Хугдинский, Атугей-Нуямский и другие более мелкие грабены.

Давангро-Хугдинский грабен выполнен толщей, возраст которой Н.С.Шпак, А.Г.Кац, В.В.Архангельская и другие геологи раньше считали синийскими. Согласно новым данным А.Н.Кострыкиной (1968), здесь устанавливаются отложения нижнего и среднего протерозоя. В составе нижнепротерозойской толщи А.Н.Кострыкина выделяет три свиты: хугдинскую, ногняженскую и давангрскую.

Хугдинская свита, мощностью 600 м, сложена кварцевыми песчаниками, гравелитами и прослоями мелкогалечниковых конгломератов, алевролитов и аргиллитов с трещинами усыхания. Снизу вверх по разрезу меняется окраска пород: в низах преобладают породы зеленовато-серой, буровато-серой окраски, в верхней части светло-серой и серой. В кровле свиты появляются песчаники и гравелиты вишнево-сургучного цвета.

Ногняженская свита, согласно перекрывающая, по мнению А.Н.Кострыкиной, хугдинскую, состоит из трех пачек. Нижняя - красноцветная, мощностью 100 м - представляет собой переслаивание сургучно-бурых конгломератов, фиолетово-серых песчаников и гравелитов, малиновых алевролитов и аргиллитов с отчетливо проявленной волнистой и косой слоистостью. Средняя пачка, мощностью 700 м, образована серыми кварцевыми песчаниками и гравелитами с редкими прослоями кварц-хлоритовых и углистых алевролитов и аргиллитов. Верхняя пачка, мощность 600-650 м, представлена кварцитовидными песчаниками, среди которых изредка встречаются маломощные прослои углистых алевролитов и аргиллитов. Разрез пачки венчается вишнево-бурыми песчаниками с гематитом. Общая мощность свиты 1400-1500 м.

Давангрская свита перекрывает ногняженскую; в ее основании А.Н.Кострыкина выделяет мощную (175 м) конгломерато-гравелитовую пачку ("свердловчанские" слои). Состав обломков в породах исключительно кварцевый. Выше залегают кварцевые песчаники мощностью 400-450 м, содержащие маломощные прослои гравелитов. Песчаникам присуща грубая горизонтальная и косая слоистость диагонального, перекрестно-волнистого и мульдообразного типа. Изредка в составе пачки встречаются прослои углистых и железистых алевролитов и аргиллитов ярко-красной окраски.

Суммарная мощность давангрской свиты 600-700 м. Она с размывом перекрывается красноцветными терригенными и карбонатными породами конкулинской и гонамской свит маймаканского комплекса среднего протерозоя, что определяет нижнепротерозойский возраст охарактеризованных выше свит, а также возможность их сравнения с теми или иными частями разреза удоканской серии.

Если рассматривать разрез, предложенный А.Н.Кострыкиной, то можно предположить определенное сходство давангрской и сакуканской свит. Что касается хугдинской и ногняженской свит, то их стратиграфические аналоги могут быть названы только весьма приблизительно. Новые материалы по стратиграфии толщ Давангро-Хугдинского грабена, полученные в последнее время С.В.Нужновым (1968; Нужнов, Михайлов, 1968), вносят значительные изменения в схему А.Н.Кострыкиной и открывают новые возможности для корреляции. Выяснено, в частности, что хугдинская и ногняженская свиты находятся в об-

ратных соотношениях - разрез начинается ногняженской свитой. Из состава давангрской свиты, формирование которой происходило в условиях подводной дельты, выделена подстилающая ее сланцевая толща (сланцы, красные алевролиты), содержащая линзы доломитов. В такой трактовке разреза давангрская свита остается несомненным аналогом сакуканской свиты; она подстилается толщей, обнаруживающей весьма четкое сходство с верхней частью чинейской подсерии, а именно с александровской и бутунской свитами. Исходя из этого хугдинская и ногняженская свиты могут соответствовать либо читкандинской свите, как считает С.В.Нужнов, либо инырской и читкандинской свитам, что нам представляется более вероятным.

В строении толщи Атугей-Нуямского грабена, по наблюдениям С.В.Нужнова (1968), принимают участие пять свит. Нижняя, мелкайская, свита, мощностью 150-200 м, сложена белыми кварцитовидными песчаниками с прослоями кварцевых гравелитов. Она перекрыта бутойдагской свитой кварцитовидных песчаников и филлитовидных углисто-глинистых сланцев мощностью 100-150 м, грубозернистых красноцветных песчаников с подчиненными прослоями красных алевролитов и гематитовых руд. На плоскостях напластования пород наблюдаются трещины усыхания и следы ползания илоедов. Выше залегают грубозернистые кварцевые и кварц-полевошпатовые песчаники с прослоями кварцевых гравелитов и катышами ожелезненных образований коры выветривания (налуракская свита). Разрез завершается (соотношения с нижележащей свитой неясны) атугейской свитой белых кварцитовидных песчаников, содержащих прослои конгломератов и глинистых сланцев. Мощность свиты 250-300 м, а мощность всей толщи Атугей-Нуямского грабена 1000-1100 м. С.В.Нужнов определяет возраст отложений как более древний, чем возраст маймаканского комплекса восточной части Алданского щита (средний протерозой), и сопоставляет выделенные им свиты с известными свитами удоканской серии: мелкайскую с низами читкандинской свиты, бутойдагскую и нуямскую - с верхами читкандинской свиты, налуракскую - с александровской свитой, а атугейскую - с сакуканской.

Кажется более правомерным сопоставление с сакуканской свитой удоканской серии не одной атугейской свиты, а налуракской и атугейской свит вместе. Судя по материалам, изложенным выше, именно с налуракской свиты начинается новый ритм в составе толщи Атугей-Нуямского грабена, что более соответствует подошве кеменской подсерии в Кодаро-Удоканском прогибе, т.е. сакуканской свите. Нуямская свита, как завершающая предыдущий ритм, может сопоставляться с александровской и бутунской свитами, а бутойдагская и мелкайская свиты - соответственно с читкандинской и инырской свитами чинейской подсерии. Нужно иметь в виду, конечно, что резкое сокращение объема свит в Атугей-Нуямском грабене, само по себе, может быть, и вполне естественное, сокращает возможности объективных сопоставлений этих хотя и одновозрастных, но пространственно сильно разобщенных толщ.

Восточнее, в бассейне Амуликана и Тыркана, находится Амуликанский грабен, в пределах которого, по наблюдениям С.В.Нужнова, на коре выветривания архейских кристаллических образований очень полого залегают грубозернистые кварц-полевошпатовые песчаники и гравелиты с окатышами каолина и базальным горизонтом красноцветных гравелитов. Среди песчаников часто встречаются линзы и прослои конгломератов с хорошо окатанной галькой жильного кварца, кварцитов и редко пегматоидных гранитов. Мощность толщи 120-150 м. Эти породы перекрыты малиново-красными и серовато-розовыми кварцевыми порфирами элгэтэйской свиты улканской серии среднего протерозоя, которые в свою очередь перекрыты терригенными и карбонатными образованиями конкулинской и гонамской свит. С.В.Нужнов высказывает мнение о возможности сопоставления толщи песчаников, залегающих под кислыми эффузивами среднего протерозоя, с топориканской свитой Улканского прогиба и нижней частью сакуканской свиты Кодаро-Удоканского прогиба. Если учесть, что данная толща вполне сопоставима с атугейской и налуракской свитами охарактеризованной выше толщи Атугей-Нуямского грабена, то предлагаемое сопоставление кажется нам вполне оправданным.

Заканчивая характеристику предполагаемых стратиграфических аналогов удоканской серии и трогового комплекса в южной части Алданского щита, хотелось бы вновь подчеркнуть вполне очевидный теперь факт чрезвычайно широкого былого распространения нижнепротерозойских отложений на этой территории. Корреляция разрезов показывает, что по мере удаления на восток от Кодаро-Удоканского прогиба существенно изменяется объем и состав этих отложений. Четко выясняется тенденция появления все более молодых частей разреза удоканской серии в качестве базальных горизонтов сравниваемых с удоканской серией толщ, блокированных в грабенах южной части Алданского щита. Так, икабийская свита располагается в основании серии только в близлежащих к Кодаро-Удоканскому прогибу грабенах. Восточнее в качестве базальных выступают инырская и (или) читкандинская свиты, а на крайнем востоке все эти свиты отсутствуют и удоканская серия представлена только сакуканской свитой или ее близкими аналогами, залегающими непосредственно на кристаллических образованиях архея. Металлоносное значение удоканской серии давно известно. Особенности эволюции нижнепротерозойского бассейна седиментации, раскрывающиеся в свете проведенной корреляции, несомненно, должны учитываться при направлении дальнейших поисковых работ на полезные ископаемые, генетически связанные с удоканской серией, троговым комплексом и толщами удоканского типа.

Отложения, литологически сходные с удоканской серией и расположенные в том же стратиграфическом интервале, вскрываются и на крайнем севере Сибирской платформы, в своде Оленекского поднятия. Они обособляются здесь в эекитскую серию метаморфизованных песчаников, алевролитов, углистых сланцев, биотит-кордиеритовых и кварцево-доломитовых сланцев. Радиологический возраст пород эекитской серии равен 2000 млн.лет. Она с несогласием перекрыта песчаниками, конгломератами и гравелитами нижнерифейской сыгынахтахской свиты. Можно предполагать также, что толщи типа удоканской серии развиты на глубине, в пределах Уджинского и Палеовилюйского авлакогенов центральной части Сибирской платформы.

Весьма близки к удоканской серии и образования так называемых билякчанских слоев Юдомо-Майского прогиба, которые интенсивно смяты и представлены белыми кварцито-песчаниками и темными филлитовидными сланцами, развитыми на склоне древнего Верхне-Майского поднятия.

В пределах Байкальской складчатой области вулканогенные и осадочно-метаморфические толщи, отвечающие удоканской серии и троговому комплексу (муйская, чуйская, сарминская серии, бульбухтинская свита), были охарактеризованы Л.И.Салопом (1964).

В последнее время в результате исследований, проведенных С.П.Кориковским и автором в Патомском нагорье, выяснилось широкое развитие на этой территории отложений нижнего протерозоя, возраст которых прежде считался позднепротерозойским (Кориковский, Федоровский, 1970). Здесь намечается вполне определенная перспектива корреляции тепторгинской серии в полном ее объеме с нижней и частично средней подсериями удоканской серии, а патомской серии Жуинской зоны и бодайбинской серии Бодайбинского прогиба - с средней и верхней частями удоканской серии.

Материал, изложенный в предыдущих разделах, а также сравнение удоканской серии с ее возможными стратиграфическими аналогами в других районах показывает, что в Олекмо-Витимской горной стране вскрыт наиболее полный и детально изученный разрез нижнепротерозойских отложений, который можно считать опорным. Изучение удоканской серии открывает, таким образом, возможности для выделения и расчленения нижнепротерозойских отложений в других районах Восточной Сибири.

УДОКАНСКАЯ СЕРИЯ И ТРОГОВЫЙ КОМПЛЕКС - ПАРАСТРАТОТИП НИЖНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ

Теперь, когда в предыдущих разделах изложены фактические материалы по стратиграфии удоканской серии и трогового комплекса, выяснены их разрезы, возраст и история формирования, соотношения с ниже- и вышележащими комплексами, а также установлены особенности строения прогибов, в которых происходило накопление различных в формационном отношении отложений, целесообразно рассмотреть нижнепротерозойские толщи Олекмо-Витимской горной страны в одном ряду с другими, хорошо изученными нижнепротерозойскими толщами фундамента древних платформ. Такая задача сейчас значительно облегчается, так как в последние годы появился целый ряд интересных работ по сравнительному обзору стратиграфии, тектоники и истории формирования фундамента древних платформ. В последнее время все более отчетливо выясняется своеобразие докембрийской геологической истории, все более прочно утверждаются представления о специфике геологических формаций и стиля тектонических структур в докембрии, о необратимости развития земной коры. Наиболее четко и последовательно эти представления освещены в статьях Е.В.Павловского и М.С.Маркова (Павловский, 1962 а, б, 1964; Марков, 1962, 1964; Павловский, Марков, 1963, 1964), выяснивших существование в раннем докембрии особого тектонического режима и специфических структур, не свойственных более поздним геологическим эпохам, - нуклеарную стадию развития, протогеосинклинальный и протоплатформенный этапы, геосинклинальные троги различного типа.

В Олекмо-Витимской горной стране подобные структуры впервые выделил и описал А.М.Лейтес (1965), на примере нижнепротерозойской удоканской серии показавший существование протоплатформенного режима в раннем докембрии и охарактеризовавший Удокано-Каларский (в нашей схеме Кодаро-Удоканский) протоплатформенный прогиб. Дальнейшие исследования в Олекмо-Витимской горной стране позволили выявить здесь не только структуры протоплатформенного типа, но и сочетающиеся с ними узкие шовные прогибы типа наложенных шовных трогов (Федоровский, Лейтес, 1968 а, б).

Е.В.Павловский (1962 а, б, 1964) убедительно показал, что расшифровка особенностей становления континентальных блоков земной коры и выяснение необратимого характера процесса ее развития позволяют в то же время наметить общие закономерности этого процесса, в принципе одинаковые для всех континентов. Это положение открывает возможности обоснованной сравнительной характеристики одновозрастных и тектонически сходных, но пространственно далеко разобщенных комплексов.

В докладе XXII сессии Международного геологического конгресса Е.В.Павловский и М.С.Марков (1964) рассматривают и удоканскую серию Восточной Сибири как пример образований протоплатформенного чехла, породы которого сходны с такими же образованиями Канады, Южной Африки, Финляндии, Северо-Запада СССР. В свете новых материалов по стратиграфии удоканской серии и трогового комплекса, изложенных в данной работе, представляется интересным продолжить обсуждение этого вопроса; здесь мы не будем касаться общих представлений о тектонике и истории геологического развития ранних этапов,

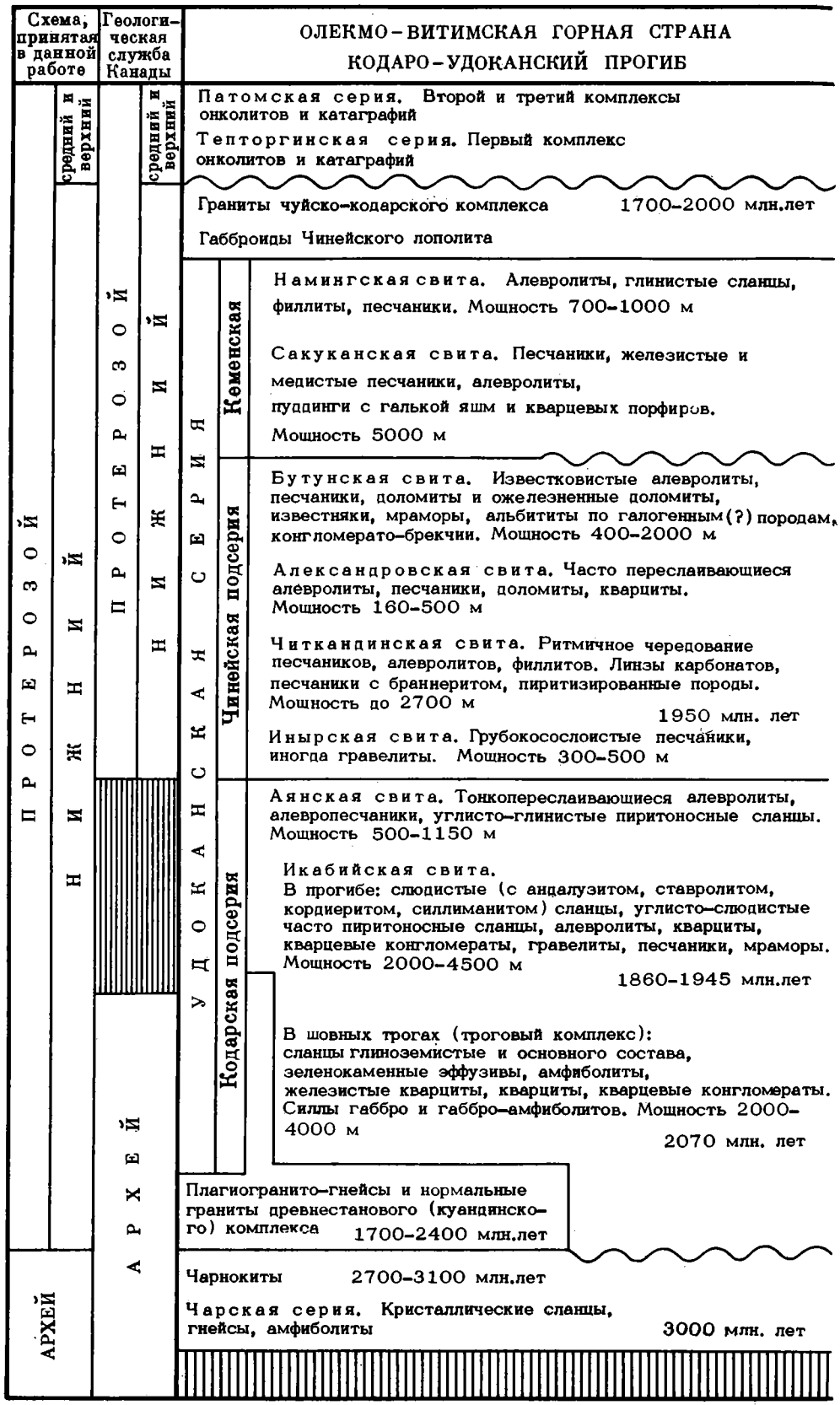
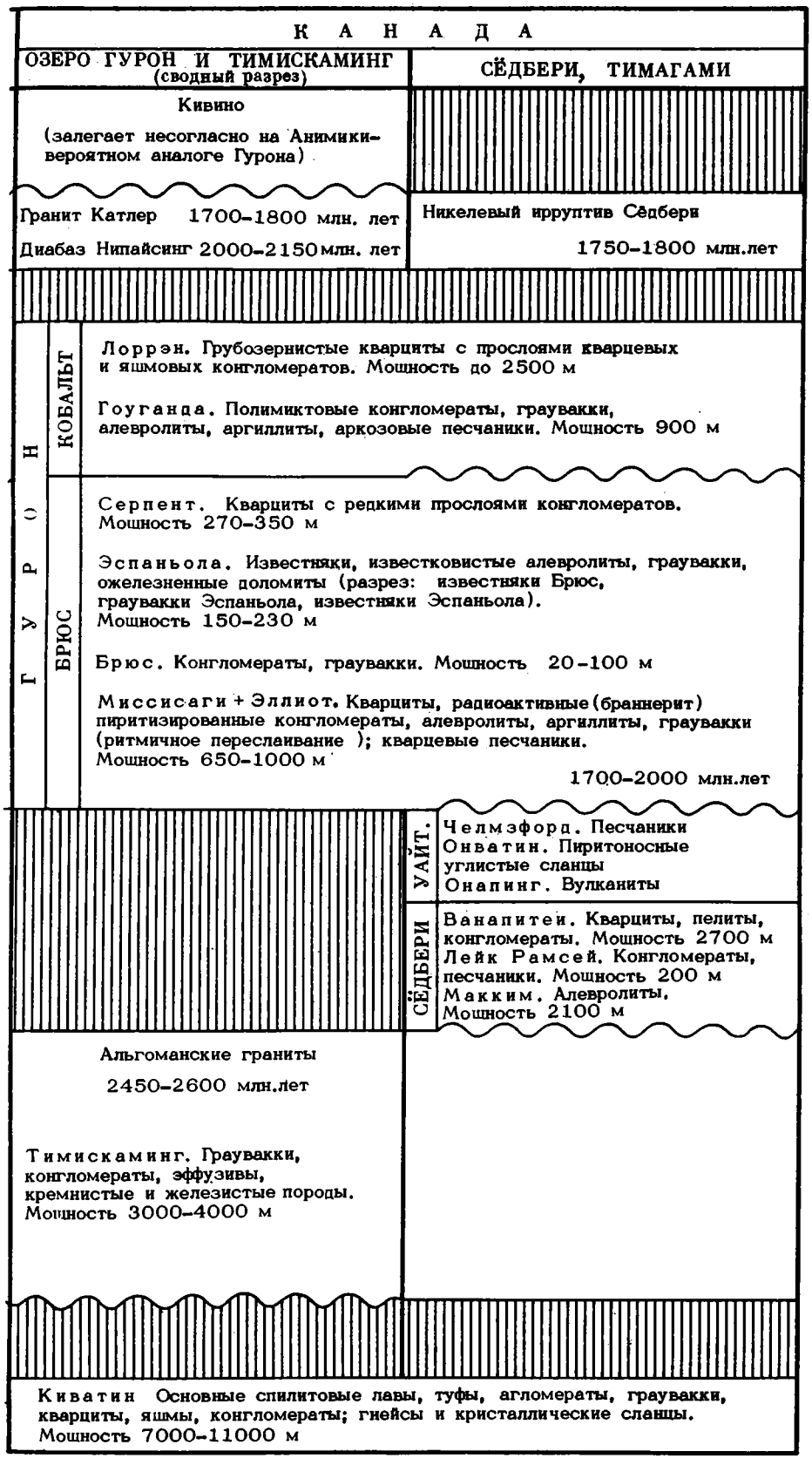


Схема предполагаемой корреляции нижнего протерозоя Олекмо-Витимской горной страны и южной части Канадского щита


К А Н А Д А
ОЗЕРО ГУРОН И ТИМИСКАМИНГ (сводный разрез)
СЁДБЕРИ, ТИМАГАМИ
Кивино
(залегает несогласно на Анимики- вероятном аналоге Гурона)
Гранит Катлер 1700-1800 млн. лет
Диабаз Нипайсинг 2000-2150 млн. лет
Никелевый иррупгив Сёдбери
1750-1800 млн.лет
ГУРОН
КОБАЛЬТ
Лоррэн. Грубозернистые кварциты с прослоями кварцевых и яшмовых конгломератов. Мощность до 2500 м
Гоуганда. Полимиктовые конгломераты, граувакки, алевролиты, аргиллиты, аркозовые песчаники. Мощность 900 м
БРЮС
Серпент. Кварциты с редкими прослоями конгломератов. Мощность 270-350 м
Эспаньола. Известняки, известковистые алевролиты, граувакки, ожелезненные доломиты (разрез: известняки Брюс, граувакки Эспаньола, известняки Эспаньола). Мощность 150-230 м
Брюс. Конгломераты, граувакки. Мощность 20-100 м
Миссисаги + Эллиот. Кварциты, радиоактивные (браннерит) пиритизированные конгломераты, алевролиты, аргиллиты, граувакки (ритмичное переслаивание); кварцевые песчаники. Мощность 650-1000 м
1700-2000 млн.лет
УАЙТ.
Челмэфорд. Песчаники
Онватин. Пиритоносные углистые сланцы
Онапинг. Вулканиты
СЁДБЕРИ
Ванапитей. Кварциты, пелиты, конгломераты. Мощность 2700 м
Лейк Рамсей. Конгломераты, песчаники. Мощность 200 м
Макким. Алевролиты. Мощность 2100 м
Альгоманские граниты
2450-2600 млн.лет
Тимискаминг. Граувакки, конгломераты, эффузивы, кремнистые и железистые породы. Мощность 3000-4000 м
Киватин Основные спилитовые лавы, туфы, агломераты, граувакки, кварциты, яшмы, конгломераты; гнейсы и кристаллические сланцы. Мощность 7000-11000 м

которые охарактеризованы в указанных выше работах, а ограничимся рассмотрением некоторых вопросов стратиграфии раннего протерозоя, для более полного понимания которых изучение удоканской серии несомненно имеет важное значение.

Стратотипом отложений нижнего протерозоя в свете материалов IV (Лондонской) сессии Международного геологического конгресса является разрез комплекса Гурон на южной окраине Канадского щита. Подстилающие - архейские - образования представлены здесь сериями Киватин и Тимискаминг, перекрывающие - серией Кивино (схема).

Серия Киватин, по данным канадских геологов, сложена основными спилитовыми лавами, туфами и агломератами, граувакками, кварцитами, яшмами, конгломератами общей мощностью 7-11 км и, по мнению Е.В.Павловского (1962 а), отражает нуклеарную стадию развития территории. Указанные породы сохранились только в межкупольных пространствах гранито-гнейсовых куполов. В других местах они подверглись интенсивному метаморфизму и гранитизации и превратились в кристаллические сланцы и гнейсы.

Несогласно на киватине (район Тимискаминг) и на древнейших раннеархейских (?) лаврентьевских гранитах (северный Мичиган) залегают граувакки, конгломераты, основные эффузивы, кремнистые и железистые породы, амфиболиты серии Тимискаминг, а также ее стратиграфических аналогов - серий Найф и Дайкинсон (Goldich e.a., 1961; Grouth e.a., 1951; James, 1958; Семихатов, 1964). Эти образования выполняют специфические узкие наложенные шовные прогибы - геосинклинальные троги (Марков, 1962; Павловский, Марков, 1964; Gill, 1952). Складчатость и гранитизация (альгоманские граниты), поразившие и Киватин, и Тимискаминг, проявились на очень больших площадях. Возраст альгоманских гранитов колеблется в интервале 2450-2600 млн.лет.

С резким угловым несогласием на нуклеарном фундаменте и комплексе геосинклинальных трогов тимискамингского типа, относимых к архею, залегают гуронские (нижнепротерозойские) отложения протоплатформенного чехла (Павловский, 1962 а), в основании которых иногда устанавливается догуронская кора выветривания (Stockwell, 1957) . В составе гуронских отложений выделяются серии Брюс и Кобальт (Collins, 1925). Серия Брюс имеет цикличное строение (Roscoe, 1957) и сложена конгломератами, кварцитами, граувакками, подчиненными известняками и аргиллитами; в ее основании располагается толща кварцитов, граувакк и урановосных конгломератов (Collins, 1925; Roscoe, 1957; Пиенаар, 1967; Быховер, 1966). Мощность серии Брюс изменчива; в максимуме она составляет 4000 м (в районе Блайнд-Ривер 1500 м). Главный урановый минерал в конгломератах серии Брюс представлен браннеритом, породы часто насыщены пиритом, обычно четко слоисты (Пиенаар, 1967). Серия Брюс перекрывается валунными и гравийными конгломератами и кварцитами с косой слоистостью и волноприбойными знаками, подчиненными граувакками, аргиллитами и кремнистыми известняками серии Кобальт, максимальная мощность которой составляет 3500 м. В верхней части разреза встречаются "яшмовые" конгломераты.

Гуронские отложения прорваны диабазами Нипайсинг, с возрастом 2150±±80 млн.лет (Farquhar, 1957), и гранитом Катлер, возраст которого, по многочисленным определениям, составляет 1800-1700 млн.лет (Wetherill, 1961).

В Северном Мичигане и Миннесоте гуронские отложения выделяются под названием серии Анимики, состоящей из четырех групп: Чоколай, Миномайни, Бэредже и Пайнт Ривер. Так же, как и серия Брюс северного берега оз.Гурон, группа Чоколай залегает резко несогласно на архейских породах и состоит из кварцитов, конгломератов, тиллитов (?), доломитов (иногда строматолитовых), глинистых сланцев. Группа Миномайни сложена конгломератами, песчаниками, эффузивами, сланцами, кварцитами, таконитами (железисто-кремнисто-глинистые сланцы), известняками (иногда со строматолитами), железистыми кварцитами. Группа Бэредже включает кварциты и конгломераты, кремнистые сланцы и такониты, яшмы и основные эффузивы. Группа Пайнт Ривер сложена граувакками, кремнисто-глинистыми сланцами и подчиненными таконитами и квар-

цитами. Общая мощность Анимики 7-7,5 км. Стратиграфически выше и несогласно залегает серия Кивино: песчаники, конгломераты, основные и кислые эффузивы, алевролиты и аргиллиты. Мощность серии Кивино очень велика и в максимуме превышает 20 км. С размывом на докембрийских образованиях Канадского щита залегают фаунистически охарактеризованные песчаники и аргиллиты верхнего кембрия (Семихатов, 1964). Серия Кивино имеет верхнедокембрийский возраст. Отложения нижнего и среднего Кивино прорваны габбро (лополит Дулут), возраст которого 1100 млн.лет и в свою очередь перекрывают серию Анимики и архейские породы.

М.А.Семихатов, изложивший существующие представления о строении канадского докембрия (1964, 1966), подчеркнул, что наиболее существенная граница внутри разреза докембрия Канады, как это показали Г.Камминг, М.Уилсон (Wilson, 1958), К.Стоквелл (Stockwell, 1963) ", проходит между сериями Кеватин и Тимискаминг, прорванными альгоманскими гранитами, с одной стороны, и сериями Гурон и Анимики, с другой. Этот рубеж . . . определяет двучленное деление докембрия Канадского щита и в настоящее время используется для разграничения архея и протерозоя". (Семихатов, 1964, стр. 77).

Выше, при описании удоканской серии, было показано, что ее стратиграфическое положение определяется тем, что она перекрывает архейские кристаллические образования с возрастом 2600-3100 млн.лет и в свою очередь перекрыта отложениями верхнего протерозоя. Нижняя часть разреза удоканской серии интенсивно метаморфизована и деформирована в результате мобилизации гранито-гнейсового фундамента и возникновения гранито-гнейсовых куполов (возраст гранито-гнейсов 1700-2400 млн.лет); удоканская серия прорвана гранитами чуйско-кодарского комплекса (Кодаро-Удоканский лополит) с возрастом 1700-2000 млн.лет. Таким образом, удоканская серия попадает в тот же геохронологический и стратиграфический интервал, что и Гурон и Анимики Канады, т.е. нижний протерозой.

При сравнении удоканской серии Восточной Сибири и гуронских отложений Канады необходимо, как нам кажется, учитывать два обстоятельства. Во-первых, в разрезе терригенной формации удоканской серии Кодаро-Удоканского прогиба обособляются три макроритма, соответствующие подсериям; последние образуют непрерывный регрессивный формационный ряд и внутри конседиментационного прогиба, каким является Кодаро-Удоканский прогиб, не отделяются друг от друга сколько-нибудь заметными перерывами. В то же время корреляция разрезов удоканской серии Олекмо-Витимской горной страны с одновозрастными образованиями юга Алданского щита показывает, что там отложения удоканского типа, отвечающие подсериям Кодаро-Удоканского прогиба, разделены уже крупными несогласиями. Во-вторых, в восточных районах в разрезе удоканской серии отсутствуют отложения нижнего (кодарского) ритма, и она представлена только двумя подсериями, а на крайнем востоке Становика - только одной подсерией.

В составе гуронских отложений Канадского щита, согласно данным большинства исследователей, выделяется два макроритма, соответствующие сериям Брюс и Кобальт. Обращает внимание цикличное строение серии Брюс, постепенное увеличение вверх по стратиграфической вертикали степени карбонатности пород с появлением близ кровли известняков, образующих два горизонта в составе формации Эспаньола, и присутствие урановосных (часто пиритизированных) конгломератов в основании и средней части разреза (формации Матинента и Тен-Майл района Блайнд-Ривер). Сходство серии Брюс с отложениями средней (чинейской) подсерии удоканской серии улавливается сравнительно просто. В Кодаро-Удоканском прогибе для чинейской подсерии также характерно ритмичное строение разреза, постепенное увеличение степени карбонатности горных пород от нижних свит к верхним с максимальным развитием карбонатов (известняки, доломиты, иногда, кстати, с железной слюдкой, что обычно и для доломитов формации Эспаньола) в бутунской свите, наличие сингенетического пирита в образованиях нижней и средней частей разреза подсерии и присутствие скоплений браннерита среди обломочных пород в низах подсерии (читкандинская свита).

В Кодаро-Удоканском прогибе чинейская подсерия (ее мощность достигает в максимуме 4000–5000 м) залегает на сланцевых породах нижней (кодарской) подсерии, однако, как указывалось выше, за пределами прогиба, в восточных районах, отложения последней отсутствуют и чинейская подсерия выступает уже в качестве базальной в разрезе удоканской серии, т.е. занимает такое же стратиграфическое положение, что и серия Брюс в разрезе гуронских отложений. Таким образом, можно предположить, что в разрезе Гурона Канады отсутствует толща, которая могла бы сопоставляться с нижней (кодарской) подсерией Олекмо-Витимской горной страны, представленной здесь разнообразными углисто-глинистыми сланцами, алевролитами и грубообломочными породами.

Здесь необходимо отметить, что вопрос о возможности выделения в отдельных районах Канады догуронских (но послетимискамингских) отложений не является новым и неоднократно обсуждался канадскими геологами. Мощный комплекс "Догурона" описал, в частности, Д.Е.Томсон (Thomson, 1962), выделивший в районе оз.Тимагами и Блайнд-Ривер еще две группы – Уайтуотер и Седбери, которые он помещает стратиграфически ниже серии Брюс классического Гурона. Нижняя из них, группа Седбери, сложена (снизу вверх) формацией Макким, конгломератом оз.Рамсей, кварцитом Ванапитеи, конгломератом Фалкон и известняком Скаддинг. Залегающая выше группа Уайтуотер, пространственно отделенная от группы Седбери риолитом Коппер Клиф, киватинскими метавулканитами и никелевым иррудитивом Седбери, состоит из формаций Онапинг и Онватин-Челмзфорд. По мнению Д.Е.Томсона, группа Седбери имеет нормальный контакт с формацией Стоби (лавы, пирокласты, прослои осадочных пород), которую он считает "типично киватинской", и отделена от типичного Гурона "Великим несогласием". В то же время Д.Е.Томсон утверждает, что разрез Гурона литологически не отличается от разреза Догурона и лишь один горизонт – урановосные конгломераты с кварцевой галькой (формация Миссисаги серии Брюс) – является единственным маркирующим горизонтом. Характерно и одинаково спокойное залегание Гурона и Догурона в районе Седбери и озер Эллиот и Ванапитеи. Интенсивные дислокации слоев обеих групп отмечаются лишь вблизи крупных разломов Вермилион и Мюррей.

Иных взглядов придерживается К.Д.Кард, который считает, что группа Седбери, или Догурон в схеме Д.Е.Томсона сопоставляется с разрезом Гурона в районе Блайнд-Ривер и оз.Эллиот (Card, 1967). Основанием для корреляции послужила находка урановосного кварцита, такого же, как в серии Брюс, подстилающего западнее Седбери формацию Макким. Нужно заметить, что вероятность такой корреляции сам К.Д.Кард признает недостаточно обоснованной. По данным этого геолога (Card, 1967), в составе формации Макким, мощностью 2100 м, преобладают тонкозернистые метаморфизованные алевролиты и субграувакки. Формация согласно перекрывается галечниковыми аркозовыми конгломератами Лейк Рамсей мощностью 180 м, которые в свою очередь согласно перекрыты косослоистыми кварцитами Ванапитеи (мощность 2500 м). К.Д.Кард считает, что контакт между формациями Макким и метавулканитами Киватин "в настоящее время сильно развальцован, стоит вертикально и, вероятно, отвечает несогласию, замаскированному тектоникой" (Card, 1967).

Внутри иррудитива Седбери ("бассейн" Седбери) развита группа Уайтуотер, образующая кровлю лополита (Thomson, 1962; Card, 1967). В составе группы выделяются три формации. Нижняя формация Онапинг состоит из вулканических и осадочных пород (игнимбриты, неслоистые туфы с обломками риолита; в верхней части разреза располагаются тонкослоистые известняки, аргиллиты и кремни, а в основании – кварцевые брекчии). Средняя формация Онватин сложена очень тонкозернистыми углистыми пиритоносными сланцами (углерод, по данным Геофизической лаборатории в Вашингтоне, органического происхождения). Выше располагаются песчаники формации Челмзфорд, в карбонатных разностях которых встречаются конкреционные структуры. Определение стратиграфического положения группы Уайтуотер затруднено в связи с ее изолированным положением (со всех сторон она окружена выходами интрузивных пород лополита Седбери). Большинство исследователей помещают ее в верхнюю

часть разреза группы Седбери, т.е. включают в состав Догурона или Гурона. Выше упоминалось, что, согласно данным Д.Е.Томсона, маркирующий горизонт кварцевых урагоносных конгломератов формации Миссисаги (серия Брюс типичного Гурона) с несогласием перекрывает породы группы Седбери (судя по геологической карте Д.Е.Томсона, это несогласие и базальные слои Гурона наблюдались в районе оз.Ванапитеи, южнее оз.Кукагами и юго-западнее оз. Тимагами). Таким образом, догуронский возраст группы Седбери устанавливается вроде бы вполне определенно. В то же время Д.Е.Томсон включает в состав Догурона помимо групп Седбери и Уайтуотер также и метавулканические образования Киватина, что вряд ли справедливо. К.Д.Кард, в частности, указывает, что метавулканиты этого района прорваны догуронскими гранитами и отделены от группы Седбери несогласием. Суммируя изложенный материал, можно полагать, что и в топотипической местности (оз.Гурон, район Блайнд-Ривер и Седбери) развит более полный по своему объему комплекс нижнего протерозоя, чем это сейчас принято. Он состоит, по-видимому, из Догурона (группа Седбери и, вероятно, группа Уайтуотер) и собственно Гурона (в составе серий Брюс и Кобальт).

Серия Брюс, как было показано выше, обладает несомненными чертами сходства с чинейской подсерией удоканской серии. Только что охарактеризованные группы Седбери и Уайтуотер (Догурон) по своим формационным особенностям мало отличаются от кодарской подсерии Сибири. Они обладают сходным формационным составом (снизу тонкообломочные породы некомпенсированного морского бассейна, в средней части кварциты и конгломераты, возникшие за счет разрушения древнейшей коры выветривания, в верхней части пелитовые породы бассейна средних глубин, формировавшиеся в условиях восстановительной среды осадконакопления, о чем свидетельствует присутствие пирита и углистого вещества, и затем обломочные породы этапа регрессии морского бассейна). Что касается верхней - кеменской - подсерии удоканской серии, то она с известной долей вероятности может быть сравнена с серией Кобальт гуронских отложений. Их сближает сходство литологического состава, наличие красноцветных отложений (красные кварциты Лоррен - красноцветные песчаники сакуканской свиты грабенов), присутствие косослоистых текстур, волноприбойных знаков, а также сам факт залегания на породах сопоставимого предыдущего ритма (серия Брюс - чинейская подсерия).

Мощность кеменской подсерии, отвечающая в максимуме 6000-7000 м (центральная часть Удоканской подзоны) значительно превышает мощность серии Кобальт, а наличие подводнодельтовых отложений (сакуканская свита) и отложений прибрежных лагун и болот (субаэральные условия осадконакопления: следы капель дождя, трещины усыхания в породах намингской свиты) определяют и больший стратиграфический объем кеменской подсерии по сравнению с серией Кобальт.

В целом, сравнивая разрезы нижнепротерозойских отложений Олекмо-Витимской горной страны и Канады, можно прийти к выводу о более полном стратиграфическом объеме удоканской серии, чем комплекса Гурон. Автор, однако, полностью отдает себе отчет в условности предлагаемых здесь сопоставлений, объективное проведение которых невозможно без расчленения докембрия на компоненты, сравнимые хотя бы с системами фанерозоя. И все же попытка такой корреляции представляется небесполезной, так как она может иметь значение при будущей разработке единой стратиграфической шкалы докембрия.

В свете предлагаемых сопоставлений чрезвычайно важным представляется выяснение стратиграфического положения трогового комплекса рассматриваемых регионов. В настоящее время можно считать доказанным, что вулканогенно-терригенная и кремнисто-железистая формации трогового комплекса Олекмо-Витимской горной страны непосредственно сочетаются с терригенной формацией удоканской серии, формирование которой происходило в протоплатформенном прогибе (Федоровский, Лейтес, 1968 а, б). Вполне определенно выяснено также, что троговый комплекс, в целом подстилая удоканскую серию, верхними частями своего разреза непосредственно переходит в протоплатформенный прогиб и соответствует нижней подсвите икабийской свиты удоканской серии. Одинаковый и одноактный метаморфизм трогового комплекса и удоканской серии, гра-

нитизация и многочисленные инъекции в них одних и тех же гранитов, идентичные цифры радиологического возраста и резкое отличие от архейского кристаллического комплекса, претерпевшего две эпохи метаморфизма, позволили обосновать нижнепротерозойский возраст как трогового комплекса, так и удоканской серии.

Автором и А.М.Лейтесом (1968 а) были описаны особенности структур шовных трогов Олекмо-Витимской горной страны, процессов метаморфизма и гранитизации и показано, что эти своеобразные шовные прогибы практически не отличаются от трогов тимискамингского типа, охарактеризованных М.С.Марковым (1962) на примере шовной синклинали Тимискаминг в Канаде. Если признать такое сходство (а это, вероятно, так), то возникает трудно преодолимое на первый взгляд противоречие, так как граница архея и протерозоя в топотипической местности - Канаде - проводится между комплексами Гурон и Тимискаминг, т.е. между комплексом протоплатформенного чехла и троговым комплексом. В то же время на примере докембрия Олекмо-Витимской горной страны мы видим, что протоплатформенный и троговый комплексы неразрывно связаны как во времени (протоплатформенный комплекс без перерыва следовал за троговым), так и в пространстве (взаимопереходы формаций по простиранию). Это в свою очередь не дает оснований проводить границу архея и протерозоя в Олекмо-Витимской горной стране на том же уровне, который принят канадскими геологами и утвержден Международным геологическим конгрессом.

Можно наметить два выхода из этого противоречия. Первый предполагает исключение из состава удоканской серии кодарской подсерии или ее нижней части, которая непосредственно сочетается с троговым комплексом, и придание ей архейского возраста. В свете имеющегося сейчас обширного фактического материала такой выход представляется вряд ли возможным, так как единство разреза удоканской серии доказано многими исследованиями.

Второй путь заключается в следующем. Если исходить из представлений о большем стратиграфическом объеме удоканской серии, чем Гурона Канады, и в частности из присутствия здесь догуронских (и все же нижнепротерозойских) отложений кодарской подсерии, то можно утверждать, что в Олекмо-Витимской горной стране мы как раз и имеем то недостающее или недостаточно изученное звено в стратиграфической схеме докембрия Канады, которое занимает место между Тимискамингом и Гуроном, т.е. то место, которое в канадском докембрии занято, если можно так сказать, альгоманскими гранитами и частично, по-видимому, группой Седбери. Небезынтересно отметить также и то, что гуронские отложения залегают на альгоманских гранитах, в то время как кодарская подсерия удоканской серии в протоплатформенном Кодаро-Удоканском прогибе прорвана гранитами, пегматитами и гранито-гнейсами куандинского (древнестанового) комплекса, которые сопоставимы по своим петрографическим особенностям, положению в структуре и возрасту с альгоманскими гранитами. Замечательно также и то, что куандинские граниты никогда не проникают в породы вышележащей чинейской подсерии удоканской серии (исключение составляют только пегматиты), которая, как было показано выше, сравнима с серией Брюс типичного Гурона. В связи с этим кажется более или менее вероятным объяснение несогласия между Гуроном и Тимискамингом (которому придается значение главного или "Великого" несогласия) как частного случая, отражающего выпадение из состава Гурона нижней части разреза, соответствующего кодарской подсерии Сибири.

Вначале мы стремились сравнить гуронские отложения и удоканскую серию. Теперь, продолжая рассуждения, логично вновь обратиться к разрезу канадского докембрия и с позиций материалов, полученных в Олекмо-Витимской горной стране, подойти к проблеме границы протерозоя и архея в Канаде. Детальное обсуждение этого вопроса не входило в задачу автора. Хотелось бы только подчеркнуть, что если высказанные здесь соображения верны, то граница между археем и протерозоем в топотипической местности должна проводиться между Киватином и Тимискамингом, а не между Тимискамингом и Гуроном, как это сейчас принято.

Независимо от решения этого вопроса можно полагать, что удоканская серия соответствует тому же геохронологическому интервалу, что и комплекс Гу-

рон Канады, но отличается от него гораздо большим стратиграфическим объемом, наличием более древнего трогового комплекса, с которым она связана взаимопереходами, присутствием строматолитов на двух уровнях (икабийская и бутунская свиты) и имеет четкую верхнюю границу. Эти данные позволяют рассматривать удоканскую серию Восточной Сибири в качестве парастратотипа нижнего протерозоя.

Присутствие в Олекмо-Витимской горной стране древнейших толщ протоплатформенного чехла, связанных единым этапом развития с формациями шовных трогов тимискамингского типа, является замечательной особенностью докембрия Сибирской платформы. Выяснение соотношений этих комплексов открывает возможности для более полного понимания специфики геологической истории докембрия и становления континентальных блоков земной коры в общем процессе ее необратимого развития.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Остается вкратце сформулировать основные выводы по работе в целом.

1. На территории хребтов Кодар и Удокан в Олекмо-Витимской горной стране установлено два главных типа разрезов нижнепротерозойских отложений. Один из них характеризует древнюю пестроцветную терригенную формацию Кодаро-Удоканского протоплатформенного прогиба - удоканскую серию, другой - вулканогенно-терригенную и кремнисто-железистую формации шовных трогового комплекс.

2. В Кодаро-Удоканском протоплатформенном прогибе выделены три структурно-фациальных подзоны (Удоканская, Кодарская и Амалыкская), разделенные внутренними поднятиями (Чарское и Эльгерское). Закономерности изменения мощностей и фаций отложений по направлению от периферии к центральным частям прогиба и к внутренним поднятиям свидетельствуют о конседиментационном характере Кодаро-Удоканского прогиба.

3. Удоканская серия имеет нижнепротерозойский возраст. Ее накоплению предшествовало длительное химическое выветривание архейских кристаллических образований. В нижней части разреза серии установлены продукты размыва древнейшей коры выветривания. Удоканская серия Кодаро-Удоканского прогиба отличается ритмичным строением разреза и характеризуется регрессивным формационным рядом.

4. Пересмотрен стратотип удоканской серии. Обосновано упразднение из ее сводного разреза сыгыхтинской, ортуряхской и боруряхской свит. Выяснено, что в пределах всего Кодаро-Удоканского прогиба в основании разреза серии залегает икабийская свита, а не разные свиты, как это считалось прежде. Показано полное принципиальное сходство разрезов удоканской серии в пределах всего прогиба. В центральной части хр.Кодар впервые выделены аянская, инырская, читкандинская и александровская свиты. Проведено расчленение отдельных свит на подсвиты.

5. Выявлены многочисленные узкие шовные прогибы типа наложенных трогов с заключенными в них отложениями вулканогенно-терригенной и кремнисто-железистой формаций трогового комплекса. Корреляция разрезов и прослеживание по простиранию маркирующих горизонтов показали, что верхняя часть трогового комплекса соответствует самым нижним горизонтам удоканской серии Кодаро-Удоканского протоплатформенного прогиба - нижней подсвите икабийской свиты, а формирование нижних частей разреза шовных трогов предшествовало накоплению удоканской серии в протоплатформенном прогибе и по времени совпадало с возникновением коры выветривания на блоках архейских кристаллических пород, разделяющих троги.

6. Сравнение удоканской серии со стратотипом нижнего протерозоя - гуронскими отложениями Канады - показывает, что она отличается большим стратиграфическим объемом, имеет более четкую верхнюю границу и может рассматриваться в качестве парастратотипа нижнего протерозоя.

ЛИТЕРАТУРА

Баженова Г.Н. 1967. Петрология Каларского массива анортозитов. Автореф. канд.дисс. Иркутск.

Бакун Н.Н. 1958. Условия образования и вторичные изменения осадочных пород Удоканского месторождения медистых песчаников (Читинская область). – Изв. высших учеб. заведений, геол. и разведка, № 11.

Бакун Н.Н., Володин Р.Н., Кренделев Ф.П. 1958. Основные особенности геологического строения Удоканского месторождения медистых песчаников и направление его дальнейшей разведки. – Изв. высших учеб. заведений, геол. и разведка, № 5.

Бердичевская М.Е. 1962. Вторичные минералы пород верхней сакуканской свиты удоканской серии нижнего протерозоя. – В кн. "Очерки по металлогении осадочных и осадочно-метаморфических пород". М., Изд-во АН СССР.

Бердичевская М.Е., Лейтес А.М. 1960а. Меденосность восточной части Удоканского хребта (Олекмо-Витимская горная страна). Разведка и охрана недр, № 1.

Бердичевская М.Е., Лейтес А.М. 1960б. Некоторые особенности пластовых месторождений медистых песчаников Восточной Сибири. – В кн. "Вопросы седиментологии. Доклады советских геологов к VI Международном конгрессу по седиментологии". М., Госгеолтехиздат.

Бердичевская М.Е., Лейтес А.М. 1961. Геолого-петрографическая характеристика протерозойских меденосных осадочных толщ северной части Читинской области. – В кн. "Очерки по металлогении осадочных пород". М., Изд-во АН СССР.

Бердичевская М.Е., Лейтес А.М. 1962. Некоторые особенности пространственного размещения типов пород удоканской серии. – В кн. "Очерки по металлогении осадочных и осадочно-метаморфических пород". М., Изд-во АН СССР.

Бобин Е.С. 1933. Геологические исследования в Олекмо-Каларском районе. – Труды геол.-развед. объединения, вып. 271.

Богданов Ю.В. 1962а. Геология и закономерности размещения медистых песчаников Удоканского района. – В кн. "Закономерности размещения полезных ископаемых", вып. 5. М., Изд-во АН СССР.

Богданов Ю.В. 1962б. Геология и условия образования месторождений медистых песчаников в районе Удоканского хребта (Восточная Сибирь). – Докл. АН СССР, т. 145, № 6.

Богданов Ю.В. 1963. Меденосные дельтовые и прибрежно-морские осадки нижнего протерозоя внешнего пояса байкалид в Северо-Восточном Забайкалье. – В кн. "Дельтовые и мелководно-морские отложения". М., Изд-во АН СССР.

Богданов Ю.В., Кочин Г.Г., Кутырев Э.И. и др. 1966. Медистые отложения Олекмо-Витимской горной страны. Л., Изд-во "Недра".

Богданов Ю.В., Травин Л.В., Феоктистов В.П. 1966. О взаимоотношениях нижнепротерозойских образований Кодаро-Удоканской зоны с выступами архейского фундамента. – В кн. "Геология и полезные ископаемые Забайкалья". Чита, Изд-во Забайкальск. комплексн. науч.-исслед. ин-та.

Быховер Н.А. 1966. К вопросу о генезисе рудоносных конгломератов и медистых песчаников. - В кн. "Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород". М., "Наука".

Володин Р.Н. 1962. Минералогия и генезис руд Удоканского месторождения медистых песчаников. Автореф. канд. дисс. М.

Глуховский М.З. 1968 а. Основные этапы тектонического развития северных предгорий хребта Удокан в раннем докембрии. - Вопросы геол. Прибайкалья и Забайкалья, вып. 3 (5). Чита, Изд-во Забайкальск.филиала Географич. об-ва СССР.

Глуховский М.З. 1968б. Структурно-стратиграфические взаимоотношения архея и нижнего протерозоя в Удоканском хребте. - В кн. "Геология докембрия Алданского щита". Якутск, Кн. изд-во.

Глуховский М.З. 1969. Некоторые особенности тектоники ранних этапов развития Олекмо-Витимской горной страны. - Геотектоника, № 3.

Глуховский М.З., Федоровский В.С. 1970. О нижней границе удоканской серии и соотношениях архея и нижнего протерозоя в Олекмо-Витимской горной стране. - В кн. "Тектоника Сибири", т. IV. М., "Наука".

Гринталь Э.Ф., Наркелюн Л.Ф. 1964. Некоторые особенности геологии и оруденения Удоканского и других месторождений типа медистых песчаников. - В кн. "Вопросы географии Забайкальского Севера". М., "Наука".

Гунин В.А. 1968. Древние толщи Ярогинского и Субганского грабенов (западная часть Алданского щита). - В кн. "Геология докембрия Алданского щита". Якутск, Кн. изд-во.

Келлер Б.М., 1964. О терминах альгонк и протерозой. - Изв. АН СССР, серия геол., № 2.

Комар Вл.А., Раабен М.Е., Семихатов М.А. 1965. Конофитоны рифея СССР и их стратиграфическое значение. М., "Наука".

Коржинский Д.С. 1939. Стратиграфия Алданской плиты и хребта Станового. - В кн. "Стратиграфия СССР", т.I. М.-Л., Изд-во АН СССР.

Кориковский С.П. 1964. Метаморфические процессы в докембрии западной части Удокано-Становой зоны. Автореф. канд.дисс. М.

Кориковский С.П. 1967. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М., "Наука".

Кориковский С.П., Федоровский В.С. 1964. Геологические и петрологические взаимоотношения удоканской серии и станового комплекса. - Докл. АН СССР, т.156, № 2.

Кориковский С.П., Федоровский В.С. 1970. Новые данные о возрасте докембрийских толщ междуречья Нечеры и Бульбухты (южная часть Патомского нагорья). - Изв. АН СССР, серия геол., № 12.

Кориковский С.П., Федоровский В.С. 1971. Геологические соотношения удоканской серии и трогового комплекса. - Сов. геология, № 10.

Кострыкина А.Н. 1968. Стратиграфия протерозойских отложений Ногняжек-Давангро-Хугдинского грабена. - В кн. "Геология докембрия Алданского щита". Якутск, Кн. изд-во.

Кузнецов В.П. 1957. К стратиграфии докембрия Читинской и западной части Амурской областей. - Труды Читинск. геол. упр., вып. 1.

Кутырев Э.И. 1965. Литолого-фациальный контроль оруденения на Удоканском месторождении медистых песчаников и геологическая интерпретация косой слоистости. Автореф. канд. дисс. Л.

Лаврович Н.Н. 1970. К вопросу об истории формирования удоканской серии докембрия Сибири. - Изв. АН СССР, серия геол., № 11.

Лазько Е.М., 1956. Геологическое строение западной части Алданского кристаллического массива. Львов, Изд. Львовск. гос. ун-та.

Лазько Е.М., Митич Г.Б. 1946. Протерозой Алданской плиты. - Изв. АН СССР, серия геол., № 2.

Лейтес А.М. 1958. О меденосности удоканской серии Средне-Витимской горной страны. - Бюлл. Читинск. науч.-техн. горн. об-ва, № 4.

Лейтес А.М. 1962. Докембрийский кристаллический комплекс междуречья Сюльбана и Конды (Олекмо-Витимская горная страна). - В кн. "Геология и петрология докембрия". М., Изд-во АН СССР.

Лейтес А.М. 1965. Нижний протерозой северо-востока Олекмо-Витимской горной страны. М., "Наука".

Марков М.С. 1962. Об особенностях развития земной коры в раннем докембрии (Канадский щит). - В кн. "Геология и петрология докембрия". М., Изд-во АН СССР.

Марков М.С. 1964. О некоторых чертах строения протерозойских геосинклинальных трогов. - В кн. "Вопросы сравнительной тектоники древних платформ". М., "Наука".

Миронюк Е.П. 1966. Структурно-стратиграфическое расчленение кристаллических образований нижнего докембрия западной части Алданского щита и соотношения олекминской серии и станового комплекса. - В кн. "Геология и петрология докембрия Алданского щита". М., "Наука".

Муратов М.В. 1966. Сравнительная тектоника фундамента древних платформ и история их формирования. -Изв. высших учеб. заведений, геол. и разведка, № 3.

Никитин Д.В. 1918. Геологические исследования в верхней части бассейна р.Чары Витимо-Олекминской горной страны. - Изв. Геол. ком., т. 36.

Нужнов С.В. 1968. Региональная стратиграфическая шкала протерозойских отложений Алданского щита и некоторые общие вопросы стратиграфии. - В кн. "Геология докембрия Алданского щита". Якутск, Кн. изд-во.

Нужнов С.В., Михайлов В.А. 1968. Стратиграфия нижнего протерозоя южной окраины Алданского щита. - В кн. "Геология докембрия Алданского щита". Якутск, Кн. изд-во.

Павловский Е.В. 1933 а. Геологический очерк Ороно-Ничатского района. Средне-Витимская горная страна. - Труды Геол. ин-та АН СССР, т.3.

Павловский Е.В. 1933 б. Геологический очерк района Верхней Чары (Олекмо-Витимская горная страна). - Труды Всесоюзн. геол. - развед. объединения, вып. 271.

Павловский Е.В. 1948. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области. - Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 99, серия геол. (№ 31).

Павловский Е.В. 1962а. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. В кн. "Геология и петрология докембрия". М., Изд-во АН СССР.

Павловский Е.В. 1962б. Происхождение и развитие древних платформ. - В кн. "Тезисы докладов совещания по проблемам тектоники". М., Изд-во АН СССР.

Павловский Е.В. 1964. Происхождение и развитие древних платформ. - В кн. "Вопросы сравнительной тектоники древних платформ". М., "Наука".

Павловский Е.В., Марков М.С. 1963. Некоторые общие вопросы геотектоники (о необратимости развития земной коры). - В кн. "Структура докембрия и связь магматизма с тектоникой". М., Изд-во АН СССР.

Павловский Е.В., Марков М.С. 1964. Особенности тектоники ранних этапов развития земной коры континентов. - В кн. "Деформации пород и тектоника". (Междунар. геол. конгресс, XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 4). М., "Наука".

Падалка Г.Л. 1961. Основные черты геологического строения Кодаро-Удоканского района. - Труды Всесоюзн. науч.-исслед. геол. ин-та, нов. серия, т. 59.

Перфильев Ю.С. 1965. Некоторые вопросы стратиграфии района Удоканского хребта (Северное Забайкалье). - В кн. "Тезисы докладов II научной конференции геологической секции им. В.А.Обручева". Чита, Изд-во Забайкальск. комплексн. научн.-исслед. ин-та.

Пиенаар П.Дж. 1967. Докембрийские урановосные конгломераты Онтарио. М., "Мир".

Реутов Л.М., Ляхницкий В.В. 1968. Нижнепротерозойские образования Олекмо-Токкинского водораздела. - В кн. "Геология докембрия Алданского щита". Якутск, Кн. изд-во.

Розенцвит А.О. 1955. К характеристике протерозойских пород Олекмо-Витимской горной страны. - Информ. сб. Всесоюзн. научн.- исслед. геол. ин-та, № 2.

Розенцвит А.О. 1959. Гидротермальный метасоматоз протерозойских пород Олекмо-Витимской горной страны. - Изв. АН СССР, серия геол., № 5.

Салоп Л.И. 1958. Геологическое строение и полезные ископаемые Байкальской горной области. - В кн. "Геологическое строение и полезные ископаемые Восточной Сибири". М., Изд-во АН СССР.

Салоп Л.И. 1964. Геология Байкальской горной области, т.I. Стратиграфия. М., "Недра".

Салоп Л.И. 1967. Геология Байкальской горной области, т. II. Магматизм, тектоника, история геологического развития. М., "Недра".

Семихатов М.А. 1964. К проблеме протерозоя. - Изв. АН СССР, серия геол., № 2.

Семихатов М.А. 1966. К проблеме общей стратиграфической схемы докембрия. - Изв. АН СССР, серия геол., № 4.

Соколов Б.С. 1964. Вендский комплекс (венд) и проблема границы докембрия и палеозойской группы. - В кн. "Геология докембрия". (Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 10). М., "Недра".

Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Другова Г.М. и др. 1965. Геология докембрия южного обрамления Алданского щита. М.-Л., "Наука".

Травин Л.В. 1967. Метаморфизм пород удоканской серии нижнего протерозоя. - В кн. "Геология и полезные ископаемые Забайкалья". Чита, Изд-во Забайкальск. комплексн. науч.-исслед. ин-та.

Травин Л.В., Феоктистов В.П. 1964. Стратиграфия удоканской серии Кодаро-Удоканской зоны. - В кн. "Тезисы докладов I научной конференции геологической секции им. В.А.Обручева". Чита". Изд-во Забайкальск. комплексн. науч.-исслед. ин-та.

Фалькин Е.М., Озерский А.Ф., Фалькина Н.А. 1966. Геология докембрия северной части Читинской области. - В кн. "Тезисы докладов 5-й геологической конференции Читинского геологоуправления". Чита, Изд-во Забайкальск комплексн. науч.-исслед. ин-та.

Федоровский В.С. 1965. Тектоническая позиция Кодаро-Удоканской и Становой структурных зон. - В кн. "Тезисы докладов II научной конференции геологической секции им. В.А.Обручева". Чита, Изд-во Забайкальск. комплексн. науч.-исслед. ин-та.

Федоровский В.С. 1968 а. К вопросу о пересмотре стратотипического разреза удоканской серии докембрия Восточной Сибири. - В кн. "Геология докембрия Алданского щита". Якутск, Кн. изд-во.

Федоровский В.С. 1968б. Объем и границы меденосной удоканской серии Восточной Сибири. - Изв. АН СССР, серия геол., № 11.

Федоровский В.С. 1968в. Формационный ряд удоканской серии и особенности структуры Кодаро-Удоканского прогиба. - Вопросы геол. Прибайкалья и Забайкалья, вып. 3(5). Чита, Изд-во Забайкальск. филиала Географич.об-ва СССР.

Федоровский В.С., Лейтес А.М. 1968а. Геосинклинальные троги - структуры первого порядка в раннем докембрии Олекмо-Витимской горной страны. - Вопросы геол. Прибайкалья и Забайкалья, вып. 3(5), Чита, Изд-во Забайкальск. филиала Географич. об-ва СССР.

Федоровский В.С., Лейтес А.М. 1968б. О геосинклинальных трогах в раннем протерозое Олекмо-Витимской горной страны. - Геотектоника, № 4.

Федоровский В.С. 1969. - Кодаро-Удоканский прогиб и его соотношения с геосинклинальными трогами северо-восточного Забайкалья. - Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отдел геол., т.XLIV вып. 4.

Феоктистов В.П. 1966а. Стратиграфия и условия формирования меденосных толщ нижнего протерозоя Кодаро-Удоканской зоны. Автореф.канд. дисс. Л.

Феоктистов В.П. 1966б. Условия формирования и особенности вещественного состава отложений удоканского комплекса. – Вопросы геол. Прибайкалья и Забайкалья, вып. 1 (3).

Шульгина В.С. 1965. Геология мезозойских угленосных отложений Кодаро-Удоканского района. – В кн. "Тезизы докладов II научной конференции геологической секции им. В.А.Обручева". Чита, Изд-во Забайкальск. комплексн. науч.-исслед. ин-та.

Card K.D. 1967. Geology of the Sudbery area. – In: Geology of Parts of Eastern Ontario and Western Quebec. Kingston, Canada.

Collins W.H. 1925. The north shore of Lake Huron. – Canad. Geol. Surv. Mem., N 143.

Farquhar R.M. 1957. Dating the Proterozoic of Canada. – Trans. Roy. Soc. Canada, Spec. Publ., N 2.

Gill J.E. 1952. Mountain building in the Canadian Shield. – In: "Reports of the 18-th session International Geological Congress", pt. 32. London.

Goldich S.S., Nier A.O., Baadsgaard H., Hoffman J.H., Krueger H.W. 1961. The Precambrian Geology and Geochronology of Minnesota. – Bull. Minnes. Geol. Surv., v. 41.

Grouth F.F., Gruner J.W., Shwartz G.M., Thiel G.A. 1951. Precambrian stratigraphy of Minnesota. – Bull. Geol. Soc. America, v. 62, N 9.

James H.L. 1958. Stratigraphy of Pre-Keweenawen Rocks in Parts of Northern Michigan. – U.S. Geol. Surv., Profess. Paper, N 314–C.

Roscoe S.M. 1957. Stratigraphy, Quirke Lake-Elliot Lake Sector, Blind River Area, Ontario. – Trans. Roy. Soc. Canada, Spec. Publ., N 2.

Stockwell C.H. 1957. Geology and economic minerale of Canada. 4 ed. Canada Geol. Surv., Econ.-Geol. Ser., N 1.

Stockwell C.H. 1963. Second report on structural provinces, orogenies and timeclassification of rocks of the Canadian Precambrian shield. – Geol. Surv. Canada, Paper 62–17.

Thomson J.E. 1962. Extent of the Huronian system between Lake Timagami and Blind River, Ontario. – Roy. Soc. Canada, Spec. Publ., N 4.

Wetherill G.W. 1961. Age measurements on the Cutler Batholith, Ontario, Canada. – Ann. N. Y. Acad. Sci., v. 91, art. 2.

Wilson M.E. 1958. Precambrian classification in the Canadian Shield. – Bull. Geol. Soc. America, v. 69, N 6.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие 5
История геологического изучения удоканской серии и трогового комплекса 8
Краткий геологический очерк центральной части Олекмо-Витимской горной страны 15
Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан 28
Вещественный состав удоканской серии и трогового комплекса . . . 85
Фациальные и формационные особенности удоканской серии и трогового комплекса 95
Границы и возраст удоканской серии и трогового комплекса 103
Предполагаемые стратиграфические аналоги удоканской серии и трогового комплекса в Восточной Сибири 109
Удоканская серия и троговый комплекс – парастратотип нижнего протерозоя 115
Заключение 124
Литература 125

CONTENTS

Introduction 5
History of geological study of the Udokan series and the trough complex 8
Brief geological essay of the central part of the Olekmo-Vitim mountain country 15
Lower Proterozoic stratigraphy of the Kodar and Udokan ranges 28
Material composition of the Udokan series and the trough complex 85
Facies and formational peculiarities of the Udokan series and the trough complex 95
Boundaries and age of the Udokan series and the trough complex 103
Supposed stratigraphic analogues of the Udokan series and the trough complex in East Siberia 109
The Udokan series and the trough complex as the Lower Proterozoic parastratotype 115
Conclusion 124
Bibliography 125

Валентин Сергеевич Федоровский

Стратиграфия нижнего протерозоя
хребтов Кодар и Удокан
(Восточная Сибирь)

Утверждено к печати
Ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом

Редактор издательства И.М. Ерофеева
Художник В.И. Тикунов
Технический редактор С.М. Бякерева

Подписано к печати 3/X-72. Формат 70x 108 1/16
Усл. печ. л. 17,5. Уч.-изд. л. 18,4 Тираж 650 экз.
Т-13668. Бумага офсетная № 1. Тип. зак. 1425
Цена 1р. 84 к.

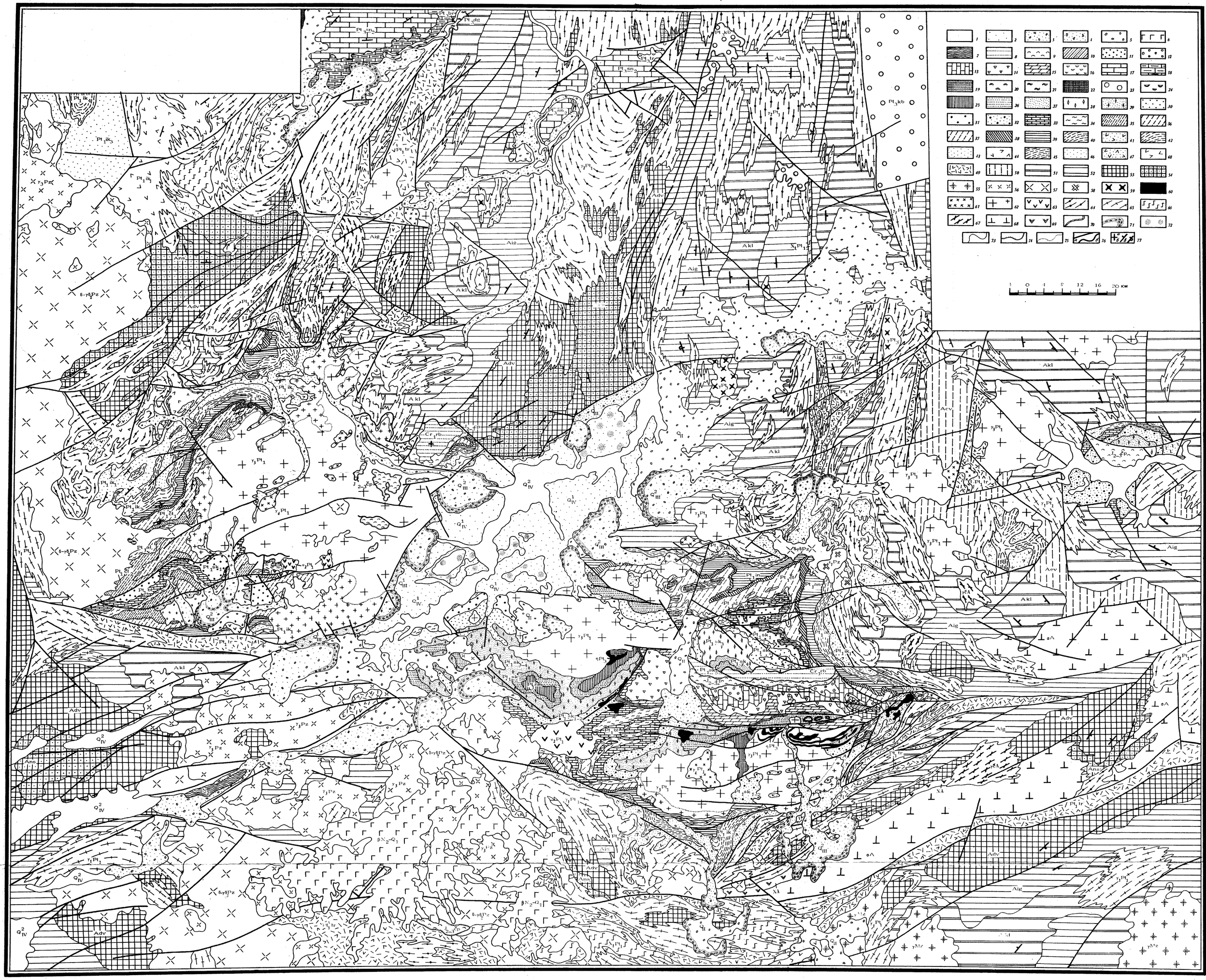
Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

1-я типография издательства "Наука",
Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

1 р. 84 к.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»



Фиг. 3. Геологическая карта центральной части Олекмо-Витимской горной страны (составили В.С. Федоровский и М.З. Глуховский по материалам Всесоюзного аэрогеологического треста, Читинского, Иркутского, Якутского геологических управлений, ВСЕГЕИ и личным наблюдениям)

Кайнозой. 1–5 – четвертичные отложения: 1 – современные отложения, верхняя часть: аллювиальные, озерные, озерно–аллювиальные валунники, галечники, пески, супеси, суглинки, эоловые пески, ледниковые щебнисто–глыбовые образования, лед (Q^2_{IV}); 2 – то же, нижняя часть: аллювиальные и пролювиально–аллювиальные галечники, пески, супеси, торфяники (Q^1_{IV}); 3 – верхнечетвертичные отложения, верхняя часть; ледниковые валунные супеси и суглинки, водноледниковые валунники, галечники, гравий, пески – морена и флювиогляциал второго оледенения (Q^2_{III}); 4 – то же, нижняя часть: пролювиально–делювиальные и обвально–гравитационные щебнисто–глыбовые образования предгорного шлейфа хр. Кодар (Q^1_{III}); 5 – среднечетвертичные ледниковые суглинки и супеси, водноледниковые валунники, галечники, пески, гравий – морена и флювиогляциал первого оледенения (Q_{II}); 6 – плиоцен–четвертичные базальты, андезито–базальты, андезиты, туфы, туфобрекчии, лавобрекчии, лавоагломераты (βN_2-Q_1); 7 – плиоценовые аллювиальные и аллювиально–пролювиальные галечники, валунники, гравий, пески, супеси (N_2).

Мезозой. 8 – меловая система, нижний отдел, рыбачья свита: конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, углисто–глинистые сланцы, каменный уголь (Cr_1rb); 9 – юрская система, средний–верхний отделы, чепинская свита: конгломераты, гравелиты, песчаники, углисто–глинистые сланцы, каменный уголь. В Конкисинском грабене кварцевые и дацитовые порфиры, андезиты, туфы кварцевых порфиров, туфолавы, туфобрекчии ($J_{2-3}čp$).

Палеозой. 10–11 – ордовикская система, нижний отдел; 10 – чуньский ярус: песчаники, пестроцветные алевролиты, песчанистые известняки, пестроокрашенные известняки и известковистые сланцы ($O_1č$); 11 – усть–кутский ярус: известняки глинистые и песчанистые, песчаники известковистые, битуминозные известняки, глауконитовые песчаники, конгломераты, алевролиты, аргиллиты (O_1u); 12–14 – кембрийская система; 12 – средний–верхний отделы, верхоленская свита: пестроцветные битуминозные известняки, мергелистые сланцы, мергели, песчаники, алевролиты, карбонатные брекчии ($Cm_{2-3}vl$); 13–14 – нижний отдел; 13 – агланская свита: доломиты известковистые, известняки, глинисто–известковистые сланцы, алевролиты, брекчии (Cm_1ag); 14 – пестроцветная свита: пестроцветные известняки, доломиты, алевролиты, песчаники, глинистые сланцы (Cm_1ps).

Вендский комплекс. 15 – юдомская свита: доломиты, известковистые доломиты, карбонатные брекчии, кварцевые, грубозернистые песчаники (Vjd).

Верхний протерозой, патомская серия. 16–22 – средняя подсерия; 16 – торгинская свита: известняки, иногда пестроцветные, кремнистые известняки, доломиты (Pt_3tr); 17–19 – сеньская свита: 17 – верхняя подсвита: доломиты оолитовые, доломитовые известняки и брекчии, известняки, кремни, конгломерато–брекчии (Pt_3sn_2): 18 – нижняя подсвита: доломиты песчанистые, доломитовые известняки и брекчии, кремни, алевролиты, гравелиты, конгломераты (Pt_3sn_1); 19 – сеньская свита нерасчлененная (Pt_3sn); 20 – боракунская свита: сланцы известковистые и глинистые, алевролиты, песчаники, известняки (Pt_3br); 21 – джемкуканская свита: конгломераты, гравелиты, песчаники, доломиты, глинистые сланцы, алевролиты, гравелиты, конгломераты (Pt_3dg); 22 – мариинская свита: доломиты (Pt_3mr); 23 – кебектинская свита: красноцветные песчаники, алевролиты, конгломераты (Pt_3kb); 24 – нижняя подсерия нерасчлененная – песчаники, гравелиты, глинистые сланцы, алевролиты, конгломераты (Pt_3pt_1).

Нижний протерозой. 25–48 – удоканская серия; 25–32 – кеменская подсерия; 25 – намингская свита: алевролиты, глинистые сланцы, филлиты, песчаники (Pt_1nm). 26–32 – сакуканская свита: 26 – пятая подсвита: метаморфизованные песчаники, известковистые и кварцитовидные, медистые песчаники, алевролиты, конгломерато–брекчии (Pt_1sk_5) 27 – четвертая подсвита: метаморфизованные песчаники, известковистые и кварцитовидные, железистые песчаники (Pt_3sk_4) 28 – третья подсвита: метаморфизованные песчаники, известковистые и кварцитовидные, железистые и медистые песчаники, алевролиты, песчаники с редкой галькой (пуддинги), редкогалечниковые конгломераты (Pt_1sk_3); 29 – третья и четвертая подсвита, объединенные (Pt_1sk_{3-4}); 30 – вторая подсвита: метаморфизованные песчаники, иногда известковистые, редко железистые песчаники (Pt_1sk_2); 31 – первая подсвита – метаморфизованные песчаники, гравелиты, мелкогалечниковые конгломераты, конгломерато–брекчии (Pt_1sk_1); 32 – первая и вторая подсвиты, объединенные (Pt_1sk_{1-2}); 33–38 – чиндяйская подсерия; 33 – бутунская свита: метаморфизованные известковистые алевролиты и песчаники, доломиты, доломитизированные известняки, кварциты, карбонатные конгломерато–брекчии, альбитизированные породы, мраморы (Pt_1bt); 34 – александровская свита: метаморфизованные песчаники, алевролиты, филлиты, доломитовые известняки, кварциты, медистые песчаники и алевролиты, альбитизированные породы, мраморы (Pt_1al); 35–37 – читкандинская свита; 35 – верхняя подсвита: кварцитовидные песчаники, метаморфизованные известковистые песчаники, алевролиты, медистые песчаники, слюдистые сланцы ($Pt_1čt_2$); 36 – нижняя подсвита: метаморфизованные песчаники и алевролиты, часто известковистые, песчанистые известняки, кварц–биотитовые сланцы, кварциты ($Pt_1čt_1$); 37 – читкандинская свита, нерасчлененная (в Удоканской подзоне): кварцитовидные песчаники, метаморфизованные известковистые песчаники (возраст браннерита из песчаников 1950 млн. лет, свинцовый метод), медистые песчаники и алевролиты, кварциты, кварц–биотитовые сланцы, альбитизированные породы ($Pt_1čt$); 38 – инырская свита: метаморфизованные песчаники и алевролиты, кварц–биотитовые сланцы, кварциты (Pt_1in); 39–48 – кодарская подсерия: 39 – аянская свита: метаморфизованные алевролиты, песчаники, углисто–глинистые сланцы, линзы кварц–актинолит–карбонатных пород, слюдистые сланцы с гранатом, кордиеритом, силлиманитом, андалузитом (возраст биотита 1669 млн. лет, калий–аргоновый метод), редко кварциты (Pt_1an); 40–41 – икабийская свита в Удоканской подзоне: 40 – верхняя подсвита: слюдистые сланцы, метаморфизованные алевролиты и песчаники, слюдистые сланцы с гранатом, силлиманитом, кордиеритом, кварц–актинолит–карбонатные породы (Pt_1ik_2); 41 – нижняя подсвита: метаморфизованные алевролиты, слюдистые сланцы (возраст биотита 1845–1950 млн. лет, калий–аргоновый метод, 5 анализов), слюдисто–графитовые сланцы, филлиты, кварцевые песчаники, гравелиты и конгломераты, мраморы, карбонатно–силикатные породы (Pt_1ik_1); 42–44 – икабийская свита в Кодарской подзоне: 42 – верхняя подсвита: метаморфизованные углистые алевролиты, углисто–слюдистые пиритоносные сланцы, слюдистые сланцы с кордиеритом, силлиманитом, андалузитом, редко с гранатом, кварциты (Pt_1ik_3); 43 – средняя подсвита: кварциты, кварцитовидные песчаники, метаморфизованные кварцевые гравелиты, слюдистые сланцы, пиритоносные углистые метаалевролиты (Pt_1ik_2); 44 – нижняя подсвита: слюдистые, слюдисто–графитовые сланцы иногда с гранатом, кордиеритом, силлиманитом, микрогнейсы, редко кварциты и мраморы (Pt_1ik_1); 45–48 – икабийская свита в Амалыкской подзоне; 45 – четвертая подсвита: биотитовые сланцы и гнейсы, часто с графитом, кварциты, биотит–амфиболовые гнейсы (Pt_1ik_4); 46 – третья подсвита: кварциты, биотитовые гнейсы с фибролитом, биотит–гранатовые гнейсы и сланцы, мраморы (Pt_1ik_3); 47 – вторая подсвита: слюдистые сланцы с кордиеритом, ставролитом, гранатом, кварциты с куммингтонитом, гнейсо–кварциты, мраморы (Pt_1ik_2); 48 – первая подсвита: биотитовые, графит–биотитовые, биотит–амфиболовые сланцы и гнейсы, амфиболиты, слюдистые сланцы с андалузитом, силлиманитом, ставролитом (Pt_1ik_1); 49 – троговый комплекс: слюдистые сланцы часто с гранатом, кордиеритом, силлиманитом, графитом (возраст биотита 1800–1950 млн. лет, калий–аргоновый метод, 5 анализов), актинолитовые, хлорит–актинолитовые и актинолит–гранатовые сланцы, куммингтонитовые, тальк–хлоритовые, жедритовые и амфиболовые (роговообманковые) сланцы, амфиболиты, гранатовые амфиболиты, гранатиты, амфиболовые и биотитовые гнейсы, метаморфизованные диабазы, порфириты, фельзиты, песчаники, кварциты, часто с гранатом, куммингтонитом, андалузитом, силлиманитом, железистые кварциты, мраморы (Pt_1tr).

Архей, чарская серия. 50 – эвонокитская свита: биотитовые, амфибол–биотитовые гнейсы, магнетит–амфиболовые и амфиболовые кристаллические сланцы, амфиболиты, гранат–биотитовые, гранат–кордиерит–биотитовые, иногда гиперстенсодержащие гнейсы, гранатовые гранулиты (Aev); 51 – калаканская свита: биотитовые, амфиболовые, биотит–амфиболовые, иногда с гиперстеном гнейсы (возраст ортита из гнейсов 3000–3010 млн. лет, свинцовый метод, 2 анализа), амфиболиты, линзы и прослои мраморов (Akl); 52 – имангрская свита: амфиболовые и биотит–амфиболовые с пироксеном кристаллические сланцы и гнейсы, двупироксеновые кристаллические сланцы, амфиболиты, линзы и прослои мраморов (Aig); 53 – давачанская свита: гранат–биотитовые, гранат–силлиманит–биотитовые, гранат–кордиерит–биотитовые гиперстенсодержащие гнейсы, гиперстен–амфибол–биотитовые, гиперстеновые, амфибол–двупироксеновые и амфиболовые кристаллические сланцы, горизонты и прослои кварцитов и железистых кварцитов, магнетит–амфиболовых кристаллических сланцев и диопсидовых амфиболитов с магнетитом (Adv); 54 – несмуринская свита: гиперстеновые, биотит–гиперстеновые, амфибол–гиперстеновые, амфиболовые гнейсы, амфибол–двупироксеновые и амфиболовые кристаллические сланцы (Ans).

Интрузивные и палингенно–метасоматические образования. 55 – мезозойские граниты, гранодиориты крупнозернистые порфировидные, граниты мелкозернистые лейкократовые (возраст по валовой пробе 150 млн. лет, калий–аргоновый метод, γMz); 56 – 58 – палеозойские интрузии: 56 – граниты лейкократовые и аляскитовые (γ_3Pz), 57 – диориты, гранодиориты, граносиениты (возраст по валовым пробам 232–359 млн.лет, калий–аргоновый метод, 36 анализов), сиенито–диориты, сиениты, монцониты ($\delta-\gamma\delta_2Pz$), 58 – нефелиновые сиениты, щелочные сиениты (ϵ_1Pz); 59 – 60 – позднепротерозойские интрузии: 59 – граниты (возраст по валовым пробам 865–1007 млн.лет, калий–аргоновый метод, 5 анализов, γPt_3); 60 – габбро–диабазы, габбро, диабазовые порфириты, ультраосновные породы (ηPt_3); 61–66 – раннепротерозойские интрузии и палингенно–метасоматические образования: 61 – граниты мелкозернистые (возраст мусковита 1930 млн.лет, биотита – 1832–1900 млн. лет, микроклина – 2000 млн. лет, калий–аргоновый метод, 4 анализа, γ_4Pt_1) 62 – граниты крупнозернистые порфировидные, гранодиориты, кварцевые диориты, гранит–порфиры (возраст биотита 1676–1960 млн.лет, калий–аргоновый метод, 29 анализов γ_3Pt_1), 63 – габбро, габбро–диориты, габбро–нориты, магнетитовые габбро, диориты, лейкократовые габбро, пироксениты (ν_2Pt_1), 64 – метасоматические очковые гнейсовидные и массивные граниты и граносиениты, лейкократовые разнозернистые, часто гнейсовидные граниты, пегматоидные граниты альбитизированные, альбититы, микроклиниты (возраст биотита 1700–1860 млн.лет, по валовой пробе – 1770 млн.лет, калий–аргоновый метод, 6 анализов, возраст ортита 1950 млн.лет, монацита – 1950–2130 млн.лет, свинцовый метод, 3 анализа, γ_2Pt_1), 65 – плагиогранито–гнейсы, анатектоидные гнейсовидные граниты (возраст биотита 1683–1945 млн.лет, калий–аргоновый метод, 5 анализов, возраст мусковита 2370–2420 млн.лет, калий–аргоновый метод, 2 анализа, возраст циркона 1890–2330 млн. лет, свинцовый метод, 2 анализа, γ_1Pt_1), 66 – метагаббро, габбро–амфиболиты, метагипербазиты, ортоамфиболиты (возраст биотита из амфиболитов 2070 млн.лет, калий–аргоновый метод, N_1Pt_1); 67–69 – архейские интрузии и палингенно–метасоматические породы: 67 – граниты гиперстеновые (чарнокиты), гранодиориты, плагиограниты (возраст мусковита из пегматитов 2935–3100 млн.лет, калий–аргоновый метод, 2 анализа, возраст ортита из пегматитов 2640 млн.лет, свинцовый метод, γČA), 68 – анортозиты (габбро–анортозиты, лабрадориты, андезиниты, олигоклазиты, σA), 69 – амфиболиты, габбро–амфиболиты, метадиабазы, метагипербазиты (NA); 70 – маркирующий горизонт карбонатных пород в основании удоканской серии; 71 – гряды конечных морен; 72 – эоловые четвертичные отложения; 73 – граница нормального стратиграфического и интрузивного контактов; 74 – граница несогласного залегания отложений; 75 – граница фациальных и литологических (петрографических) подразделений одного возраста; 76 – разломы (а) и надвиги (б); 77 – залегание пород горизонтальное (а), наклонное (б), опрокинутое (в)

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ КОЛОНКИ

КОДАРСКАЯ ПОДЗОНА

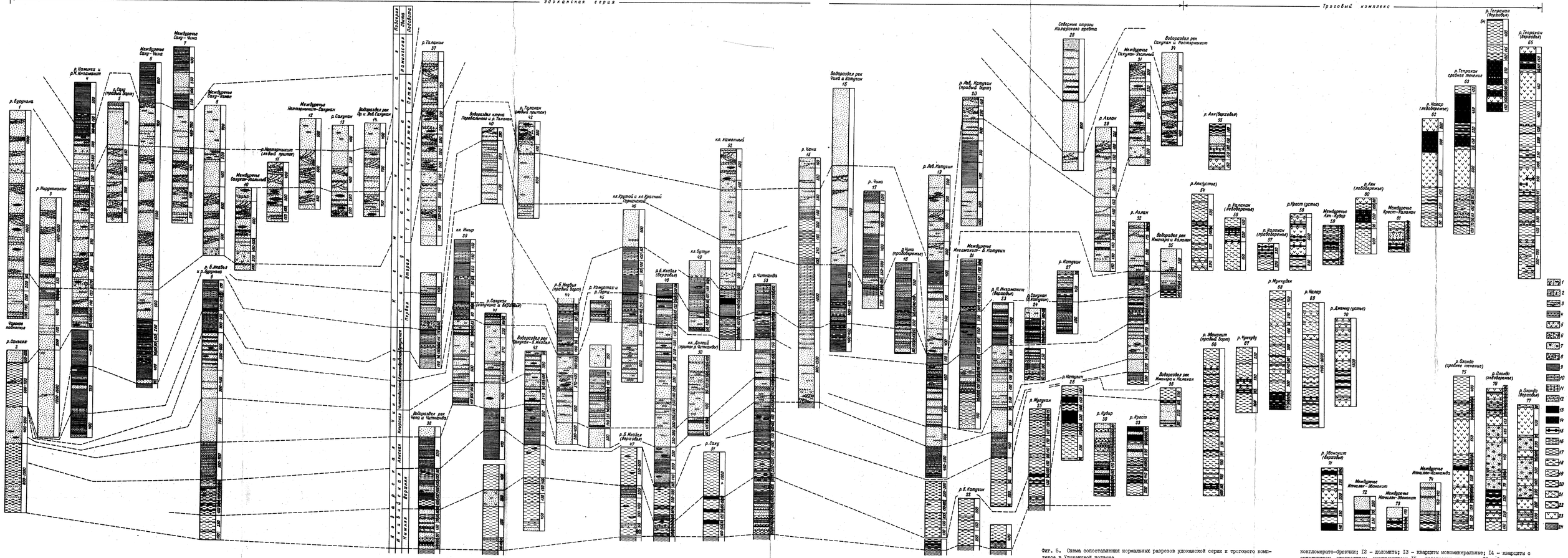
ГРУППА	СИСТЕМА	ОТДЕЛ	ИНДЕКС	МОЩНОСТЬ, м	ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД
Мезозойская	Меловая	Нижний	Cr_1rb		Рыбачья свита. Песчаники, алевролиты, углисто-глинистые сланцы, каменный уголь; в основании пачка гравелитов и конгломератов с галькой эффузивов. Ископаемая флора: *Cladophlebis ketovae* Vachr., *Podozamites angustifolius* Heer., *Ginkgo huttnii* (Sterub) Heer.
	Юрская	Средний верхний	$J_{2-3}^{v}cp$	600–850	Чепинская свита. Песчаники, углисто-глинистые сланцы, каменный уголь, линзы гравелитов; в основании – горизонт кварцевых конгломератов, гравелитов и грубозернистых песчаников. Ископаемая флора: *Rafaelia diamensis* Sew., *R.* cf. *strikta* Vachr., *Cladophlebis serrulata* Samil., *C. argulata* (Heer) Font., *Ginkgo* cf. *sibirica* Heer., *Coniopteris* sp.
Верхний протерозой			Pt_3tr	160	Торгинская свита. Известняки, иногда пестроцветные, кремнистые известняки, доломиты
			Pt_3sn_2	120–250	Патомская серия. Средняя подсерия. Сеньская свита. Верхняя подсвита. Доломиты, доломитовые известняки с прослоями и линзами кремней, конгломерато-брекчий и оолитовых доломитов с *Vesicularites flexuosus* Reitl., *Osagia aculeata* Z.Zhur., *Radiosus aculeatus* Z.Zhur.
			Pt_3sn	50–160	
			Pt_3bj	50	
			Pt_3dg	90	
			Pt_3pt_1	150	Нижняя подсвита. Доломитовые известняки, песчаники, доломиты с *Osagia tenuilamellata* Reitl., *O. columnata* Reitl., *O. torta* Milsht., *Vesicularites flexuosus* Reitl., алевролиты, конгломераты. В основании – кварцевые песчаники
			Pt_1sk_1	700–1000	Баракунская свита. Известняки с прослоями песчаников
					Джемкуканская свита. Песчаники и алевролиты. В основании – горизонт крупно-глыбовых конгломератов с прослоями гравелитов
					Нижняя подсерия нерасчлененная. Конгломераты, полимиктовые и кварцевые песчаники, гравелиты и алевролиты
			Pt_1bt	700–2000	Верхняя подсерия. Сакуканская свита. Первая подсвита. Метаморфизованные песчаники олигомиктовые, косо- и параллельнослоистые железистые песчаники, прослои конгломерато-брекчий
					Средняя подсерия Читканд. свита. Бутунская свита. Мраморы, метаморфизованные известковистые песчаники, карбонатные конгломерато-брекчии, альбитизированные породы
			Pt_1al	500	Александровская свита. Метаморфизованные известковистые песчаники, кварциты, алевролиты, горизонты и прослои мраморов
			$Pt_1^{v}ct_2$	700–750	Верхняя подсвита. Кварцитовидные песчаники, метаморфизованные известковистые песчаники, алевролиты, редкие горизонты и прослои мелистых песчаников, слюдистые сланцы
			$Pt_1^{v}ct_1$	700–2000	Нижняя подсвита. Ритмично переслаивающиеся метаморфизованные песчаники и алевролиты, часто известковистые, линзы и прослои песчанистых известняков. В зонах повышенного метаморфизма – кварциты и кварц-биотитовые сланцы
			Pt_1in	120–450	Инырская свита. Метаморфизованные песчаники, иногда известковистые, алевролиты. В зонах повышенного метаморфизма – кварц-биотитовые сланцы, кварциты
			Pt_1an	155–1100	Аянская свита. Тонкопереслаивающиеся метаморфизованные алевролиты и песчаники, иногда углистые. В зонах повышенного метаморфизма – кварц-биотитовые сланцы иногда с гранатом, кордиеритом, силлиманитом, андалузитом, редко кварциты
			Pt_1ik_3	200–1400	Удинская серия. Никабийская свита. Верхняя подсвита. Метаморфизованные углистые алевролиты, углисто-слюдистые пиритоносные сланцы, прослои метаморфизованных песчаников. В зонах повышенного метаморфизма – слюдистые сланцы с кордиеритом, силлиманитом, андалузитом, гранатом. Кварциты
			Pt_1ik_2	130–1000	Средняя подсвита. Кварцитовидные песчаники, метаморфизованные кварцевые гравелиты, пиритоносные углистые алевролиты. В зонах повышенного метаморфизма – кварциты, слюдистые сланцы, иногда с силлиманитом, кордиеритом, андалузитом, гранатом. Характерны кварциты с округлыми выделениями кварц-фибролитового состава
			Pt_1ik_1	300–1200	Нижняя подсвита. Слюдистые, слюдисто-графитовые сланцы, иногда с гранатом, кордиеритом, силлиманитом, прослои кварцитов, микрогнейсы. В нижней части – линзующийся горизонт мраморов и асбестизированных мраморов со строматолитами
			Pt_1tr	~3000	Троговый комплекс. Слюдистые сланцы, часто с гранатом, кордиеритом, силлиманитом, графитом, актинолитовые, хлорит-актинолитовые и актинолит-гранатовые сланцы, куммингтонитовые, тальк-хлоритовые, жедритовые и роговообманковые сланцы, амфиболиты, гранатовые амфиболиты, гранатиты, амфиболовые и биотитовые гнейсы, метаморфизованные диабазы, порфириты, фельзиты, песчаники, кварциты, часто с гранатом, куммингтонитом, андалузитом, силлиманитом, железистые кварциты, мраморы
Архей			Ak_1	~3000	Калаканская свита. Биотитовые, амфиболовые, биотит-амфиболовые (иногда с гиперстеном) гнейсы, амфиболиты
			Aig	~3000	Имангрская свита. Амфиболовые, биотит-амфиболовые с пироксеном кристаллические сланцы и гнейсы, двупироксеновые кристаллические сланцы, амфиболиты
			Adv	3800	Давачанская свита. Гранат-биотитовые, гранат-силлиманит-биотитовые, гранат-кордиерит-биотитовые, гиперстенсодержащие гнейсы, гиперстен-амфибол-биотитовые, гиперстеновые, амфибол-двупироксеновые и амфиболовые кристаллические сланцы. Горизонты и прослои кварцитов и железистых кварцитов, магнетит-амфиболовых кристаллических сланцев и диопсидовых амфиболитов с магнетитом
			Ans	3000	Несмуринская свита. Гиперстеновые, биотит-гиперстеновые, амфибол-гиперстеновые гнейсы, амфиболовые, амфибол-двупироксеновые кристаллические сланцы

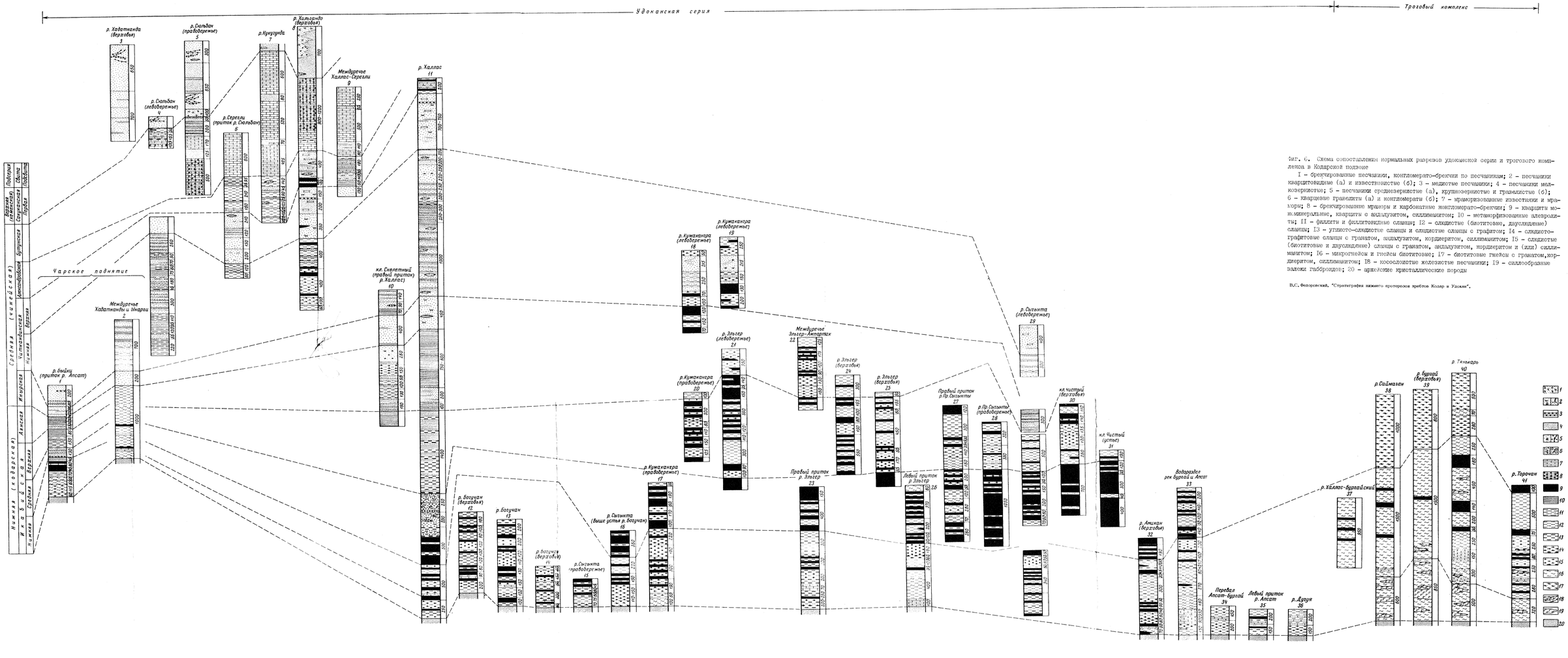
УДОКАНСКАЯ ПОДЗОНА

ГРУППА	СИСТЕМА	ОТДЕЛ	ЯРУС	ИНДЕКС	МОЩНОСТЬ, м	ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД
Мезозойская	Меловая	Нижний		Cr_1rb	150–200	Рыбачья свита. Песчаники, алевролиты, углисто-глинистые сланцы, каменный уголь. В основании – пачка конгломератов с галькой эффузивов, гравелитов, песчаников. Ископаемая флора: *Cladophlebis Raciborskii* Theiller, *C.* sp., *Czekanowskia Setaceae* Heer.
	Юрская	Средний верхний		$J_{2-3}^{v}cp$	360–580	Чепинская свита. Песчаники, углисто-глинистые сланцы, каменный уголь. В основании – кварцевые гравелиты и конгломераты. Ископаемая фауна: *Ferganoconcha sibirica* Tsch., *F. erdemica* Ch. Kol. Флора: *Equisetites* sp. В отдельных блоках – кварцевые порфиры, андезиты, туфы, туфолавы, туфобрекчии
Палеозойская	Ордовикская	Нижний	Усть-Чунский	$O_1^{v}č$	180	Чуньский ярус нерасчлененный. Песчаники, пестроцветные алевролиты, песчанистые известняки, пестроокрашенные известняки и известковистые сланцы с фауной *Angarella* sp., *Intejoceras angarensis* Bal.
				O_1u	200	
	Кембрийская	Нижний		$Cm_{2-3}vl$	250	Усть-кутский ярус нерасчлененный. Известняки глинистые и песчанистые, песчаники известковистые, битуминозные известняки, глауконитовые песчаники, конгломераты, алевролиты, аргиллиты с фауной *Finkelnburgia* sp., *Linguella* sp., строматолиты
				Cm_1ag	250	
				Cm_1ps	350	
				Cm_1jd	250–300	Верхоленская свита. Пестроцветные битуминозные известняки; мергелистые сланцы, мергели, песчаники, алевролиты, карбонатные брекчии
Верхний протерозой				Pt_3sn	60–100	Агланская свита. Доломиты известковистые, известняки, глинисто-известковистые сланцы, алевролиты, брекчии. В доломитах – строматолиты из группы *Stratifera*
				Pt_1nm	650–1000	Пестроцветная свита. Пестроокрашенные известняки, доломиты, алевролиты, песчаники, глинистые сланцы. Обычны знаки волновой ряби, глиптоморфозы по каменной соли, следы илоедов. В доломитах – строматолиты *Columnaefacta* f. nov., *Colleniella* f. nov., *Schancharia* f. nov.
				Pt_1sk_5	500–800	Юдомская свита. Доломиты, известковистые доломиты, карбонатные брекчии. В основании – горизонт грубозернистых кварцевых песчаников
				Pt_1sk_4	700	Патомская серия. Средняя подсерия. Сеньская свита нерасчлененная. Доломиты, песчанистые доломиты с линзами кремней, алевролиты. В основании – кварцевые песчаники, гравелиты, конгломераты. Доломиты с *Vesicularites flexuosus* Reitl.
						Средняя подсерия Читканд. свита. Намингская свита. Алевролиты, глинистые сланцы, филлиты, песчаники
				Pt_1sk_3	1000–1600	Пятая подсвита. Метаморфизованные песчаники известковистые и кварцитовидные, мелистые песчаники, алевролиты, конгломерато-брекчии
						Четвертая подсвита. Метаморфизованные песчаники известковистые и кварцитовидные, железистые песчаники
				Pt_1sk_2	700–1200	Третья подсвита. Метаморфизованные песчаники известковистые и кварцитовидные, железистые песчаники, линзы и прослои алевролитов метаморфизованных. В основании – горизонт мелистых песчаников и песчаников с редкой галькой яшм, кварцевых порфиров, кварца
						Вторая подсвита. Метаморфизованные песчаники, иногда известковистые, песчаники с нитевидными прослоями магнетита. В средней части – прослои алевролитов
				Pt_1sk_1	500–1600	Сакуканская свита. Первая подсвита. Метаморфизованные песчаники, многочисленные прослои алевролитов. В низах – мелистые песчаники, гравелиты, мелкогалечниковые конгломераты, конгломерато-брекчии
				Pt_1bt	400–1150	Бутунская свита. Метаморфизованные алевролиты известковистые, известковистые песчаники, два мощных или несколько мелких горизонтов доломитов и доломитизированных известняков со строматолитами, кварциты, конгломерато-брекчии карбонатные, альбитизированные породы
				Pt_1al	250–670	Александровская свита. Часто переслаивающиеся метаморфизованные песчаники, алевролиты, филлиты, доломитовые известняки, пласты мелистых песчаников и алевролитов, альбитизированные породы. Обычны знаки волновой ряби, трещины усыхания. Редкие слои кварцитов
				$Pt_1^{v}ct$	550–1600	Читкандинская свита. Кварцитовидные песчаники, метаморфизованные известковистые песчаники, алевролиты часто ритмично чередующиеся, пласты мелистых песчаников и алевролитов, прослои железистых песчаников, кварциты, кварц-биотитовые сланцы. Обычны знаки волновой ряби, оползневые деформации
				Pt_1in	300–400	Инырская свита. Метаморфизованные песчаники, прослои метаморфизованных массивов алевролитов
				Pt_1an	400–650	Аянская свита. Тонко переслаивающиеся метаморфизованные алевролиты и песчаники, углисто-глинистые сланцы, линзы актинолит-карбонатных пород. Сланцы с гранатом, редкие прослои мелистых песчаников
				Pt_1ik_2	500–1000	Удинская серия. Никабийская свита. Верхняя подсвита. Слюдистые сланцы, метаморфизованные алевролиты и песчаники, слюдистые сланцы с гранатом, силлиманитом, кордиеритом, прослои метаморфизованных мелистых песчаников, линзы кварц-актинолит-карбонатных пород. В верхах – линзы и прослои кварцевых конгломератов и гравелитов
				Pt_1ik_1	400–1200	Нижняя подсвита. Метаморфизованные алевролиты, слюдистые сланцы, слюдисто-графитовые сланцы, филлиты, кварцевые песчаники, гравелиты и конгломераты метаморфизованные. В основании – горизонт или линзы мраморов, кварцитов, карбонатно-силикатных пород
				Pt_1tr	2000–2500	Троговый комплекс. Слюдистые сланцы часто с гранатом, кордиеритом, силлиманитом, графитом; актинолитовые, хлорит-актинолитовые и актинолит-гранатовые сланцы, куммингтонитовые, тальк-хлоритовые, жедритовые и роговообманковые сланцы, амфиболиты, гранатовые амфиболиты, гранатиты, амфиболовые и биотитовые гнейсы, метаморфизованные диабазы, порфириты, фельзиты, песчаники, кварциты часто с гранатом, куммингтонитом, андалузитом, силлиманитом; железистые кварциты, мраморы
Архей				Aev	2500	Эвонокитская свита. Биотитовые, амфибол-биотитовые гнейсы, магнетит-амфиболовые и амфиболовые кристаллические сланцы, амфиболиты; гранат-биотитовые, гранат-кордиерит-биотитовые (иногда гиперстенсодержащие) гнейсы, гранатовые гранулиты – в основании
				Ak_1	3000–5000	Калаканская свита. Биотитовые, амфиболовые, биотит-амфиболовые (иногда с гиперстеном) гнейсы, амфиболиты. В западной части подзоны – линзы и прослои мраморов
				Aig	2000–4000	Имангрская свита. Амфиболовые и биотит-амфиболовые с пироксеном кристаллические сланцы и гнейсы, двупироксеновые кристаллические сланцы, амфиболиты. В западной части подзоны – линзы и прослои мраморов
				Adv	1300–1600	Давачанская свита. Гранат-биотитовые, гранат-силлиманит-биотитовые, гранат-кордиерит-биотитовые гиперстенсодержащие гнейсы, гиперстен-амфибол-биотитовые, гиперстеновые, амфибол-двупироксеновые и амфиболовые кристаллические сланцы. Горизонты и прослои кварцитов и железистых кварцитов магнетит-амфиболовых кристаллических сланцев и диопсидовых амфиболитов с магнетитом
				Ans	> 1500	Несмуринская свита. Гиперстеновые, биотит-гиперстеновые, амфибол-гиперстеновые, амфиболовые гнейсы, амфибол-двупироксеновые и амфиболовые кристаллические сланцы

Фиг. 4. Стратиграфические колонки к геологической карте центральной части Олекмо-Витимской горной страны

В.С. Федоровский. "Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан".

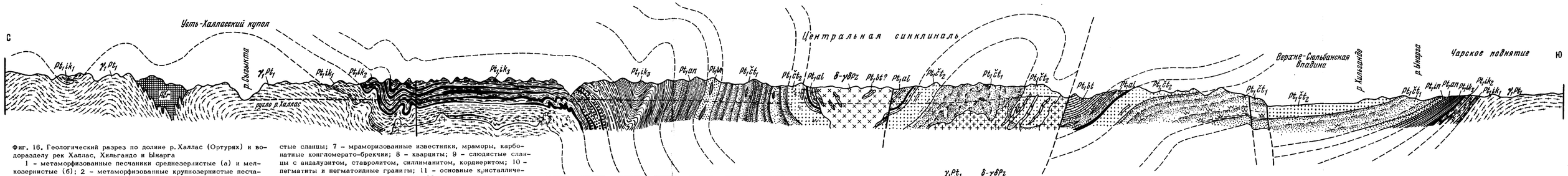

Удоканская серия
Троговый комплекс
Удоканская
Чинейская
Талданская
Верхняя
Нижняя
Верхняя
Нижняя
Верхняя
Нижняя



Фиг. 6. Схема сопоставления нормальных разрезов удоканской серии и трогового комплекса в Кодарской подзоне

1 – брекчированные песчаники, конгломерато-брекчии по песчаникам; 2 – песчаники кварцитовидные (а) и известковистые (б); 3 – мелкие песчаники; 4 – песчаники мелкозернистые; 5 – песчаники среднезернистые (а), крупнозернистые и гравелистые (б); 6 – кварцевые гравелиты (а) и конгломераты (б); 7 – мраморизованные известняки и мраморы; 8 – брекчированные мраморы и карбонатные конгломерато-брекчии; 9 – кварциты мономинеральные, кварциты с андалузитом, силлиманитом; 10 – метаморфизованные аллевролиты; 11 – филлиты и филлитовидные сланцы; 12 – слюдистые (биотитовые, двуслюдяные) сланцы; 13 – углисто-слюдистые сланцы и слюдистые сланцы с графитом; 14 – слюдисто-графитовые сланцы с гранатом, андалузитом, кордиеритом, силлиманитом; 15 – слюдистые (биотитовые и двуслюдяные) сланцы с гранатом, андалузитом, кордиеритом и (или) силлиманитом; 16 – микрогнейсы и гнейсы биотитовые; 17 – биотитовые гнейсы с гранатом, кордиеритом, силлиманитом; 18 – косослоистые железистые песчаники; 19 – силлообразные залежи габброидов; 20 – архейские кристаллические породы

В.С. Федоровский. "Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан".



Фиг. 16. Геологический разрез по долине р. Халлас (Ортурях) и водоразделу рек Халлас, Хильгандо и Ынарга

1 – метаморфизованные песчаники среднезернистые (а) и мелкозернистые (б); 2 – метаморфизованные крупнозернистые песчаники (а) и кварцевые гравелиты (б); 3 – известковистые (а) и кварцитовидные (б) разновидности песчаников; 4 – метаморфизованные алевролиты; 5 – слюдистые сланцы; 6 – углисто-слюдистые сланцы; 7 – мраморизованные известняки, мраморы, карбонатные конгломерато-брекчии; 8 – кварциты; 9 – слюдистые сланцы с андалузитом, ставролитом, силлиманитом, корнеритом; 10 – пегматиты и пегматоидные граниты; 11 – основные кристаллические сланцы архейской чарской серии; 12 – раннепротерозойские гранито-гнейсы, очковые граниты, пегматоидные граниты; 13 – палеозойские диориты и гранодиориты; 14 – разломы.