

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

Т Р У Д Ы

ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ВЫП. 89. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СЕРИЯ (№ 31). 1948

Е. В. ПАВЛОВСКИЙ

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ и ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА
БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

Е. В. ПАВЛОВСКИЙ

**ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА
БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ****ВВЕДЕНИЕ**

В отечественной и зарубежной литературе до последнего времени существовали самые разнообразные точки зрения на геологическую сущность Байкальской горной области, названной Э. Зюссом «древним темением Азии». Основные черты строения этой области начали выясняться во второй половине прошлого столетия, эпохе первых крупных экспедиционных исследований П. Н. Кропоткина, А. Л. Чекановского и И. Д. Черского. Особенно важное значение имели работы И. Д. Черского, посвятившего ряд лет систематическому исследованию геологического строения прибрежной полосы оз. Байкал. Итогом его работ явилась известная концепция, принятая и развитая Э. Зюссом и В. А. Обручевым, утверждающая глубокое своеобразие геологического строения Байкальской области — древнейшей материковой глыбы Евразии, области, существование которой определило весь дальнейший ход развития Азиатского континента.

Конец прошлого и начало текущего столетия составили вторую эпоху в истории исследования Байкальской области, названную В. А. Обручевым (1935—1937₂) эпохой систематических государственных исследований. С этим периодом связаны многолетние исследования золотоносных областей Ленского района, Прибайкалья и других частей Байкальского нагорья.

В 1911 г. была опубликована сводная работа Л. де Лонэ (De Launay, 1911), посвященная минеральным богатствам и тектонике Азии. В этой работе, сыгравшей крупную роль в развитии взглядов на тектонику Байкальской области, впервые была сформулирована идея о том, что эта область, входящая в состав каледонской складчатости, принципиально ничем не отличается от других участков складчатых сооружений каледонид. Точка зрения де Лонэ была развита и обоснована М. М. Тетяевым — наиболее ярким представителем следующей, более молодой генерации исследователей, пришедших в Прибайкалье в период первой мировой войны.

Последующие годы были ознаменованы длительной и порой ожесточенной дискуссией представителей двух непримиримых концепций. Вместе с тем накапливался новый материал, особенно значительно возросший за последнее десятилетие и продолжающий быстро пополняться и сейчас в связи с производством целого ряда исследовательских и прикладных работ. Большой размах приобрели в последнее время исследования,

имеющие целью составление общегосударственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000. Этот обширный новый материал создал уже сейчас достаточно прочную основу для критической оценки существующих теоретических взглядов, основанных на гораздо более скромных по масштабу и порой менее точных предыдущих наблюдениях.

Влияние свежего фактического материала проявилось в известной степени в ряде сводок последних лет (В. А. Обручев, М. М. Тетяев, Н. С. Шатский, А. Д. Архангельский, А. Н. Мазарович и др.).

Один из наиболее деликатных и трудных вопросов геологии Байкальской горной области — это вопрос о границе кембрия и докембрия. Трудности его решения связаны отчасти с привходящими моментами: с неравноценностью и разной степенью точности полевых наблюдений и с неизбежной субъективностью их трактовки у различных геологов. Главное же затруднение заключается здесь в том, что в Прибайкалье развита весьма полная серия отложений и нижнего палеозоя и докембрия, несравнимая в ряде отношений со «стандартными колонками» гораздо более хорошо изученных отложений того же возраста в Западной Европе и других странах. Е. В. Лермонтовой и А. Г. Бологдиным в настоящее время подведены итоги длительной работы по изучению фауны трилобитов, брахиопод и археоциат, доказано руководящее значение ряда форм для отдельных горизонтов кембрия. Однако наиболее низкие горизонты последнего или немы в палеонтологическом отношении, или содержат только остатки водорослей, встречающихся к тому же и в более древних, докембрийских отложениях. Делались попытки придать этим водорослям значение руководящих форм. Однако сколько-нибудь серьезных результатов эти попытки сейчас не имеют из-за отсутствия соответствующей палеонтологической базы.

В этих условиях решающее значение приобретает комплекс других методов, разработанных в геологии: стратиграфический метод, позволяющий выделить целостные серии отложений единого седиментационного цикла, изучение характера и закономерностей изменения фаций; выделение базальных конгломератов формаций и тщательное изучение их состава; установление региональных перерывов в осадкообразовании, связанных со складчатостью, эпейрогенезом и размывом фундамента, состоящего из более древних комплексов; тектонический анализ как общих структурных планов отдельных формаций, так и деталей взаимоотношений частных разновозрастных структур; выяснение связи формирования складчатых форм с процессом осадкообразования; выделение циклов магматогенеза, на основе геологической документации взаимоотношений интрузивов и эффузивов с отдельными основными членами стратиграфического разреза; определение возраста и характера метаморфизма разновозрастных отложений.

В этом направлении мною и сделана попытка подойти к выяснению геологической истории и геологической структуры Байкальской горной области. Неравномерная и неравнозначная изученность ее с неизбежностью определила известный субъективизм при решении некоторых вопросов.

Необходимо подчеркнуть, что под нейтральным термином «Байкальская горная область» я разумею ту часть «древнего темени», в которой относительно наиболее ясно сохранилась складчатая структура каледонид и докембрийского фундамента, не затупеванная более молодыми складкообразовательными процессами герцинид и мезозойд, столь ярко проявившихся в более южных районах — в Забайкалье.

Следует пояснить, что Байкальской горной областью мною условно называется та часть обширной горной страны, которая на юге ограничена линией Иркутск — вершина р. Олекмы, на востоке — меридиональной долиной этой реки, на севере — 61-й параллелью, а на западе — верх-

ним течением р. Лены. Другими словами: из рассмотрения изъяты Восточный Саян, Западное, Центральное и Восточное Забайкалье — области, довольно давно и прочно вышедшие из состава «древнего темени Азии».

При чтении настоящей работы автор просит пользоваться соответствующими листами геологической карты СССР 1 : 2 500 000 масштаба 1940 г.

Следует также отметить, что основной текст настоящей работы был закончен в начале 1941 г. Наиболее важные новые данные последних лет удалось включить в работу благодаря любезному разрешению редакции.

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

В пределах Байкальской горной области наиболее широко развиты разнообразные докембрийские образования, расчленяемые на архейскую и протерозойскую группы. Нижнепалеозойские отложения развиты преимущественно на периферии горной страны, внутри нее они сохранились лишь на очень незначительных площадях. Еще меньше распространены пресноводные юрские и третичные отложения. Весьма разнообразны по составу и генезису отложения четвертичного периода, развитые достаточно широко как внутри горной области, так и на ее периферии.

1. АРХЕЙ

Комплекс пород, относимых к архею, на территории Байкальского нагорья развит довольно широко.

Эти породы занимают крупную площадь на востоке области, слагая почти целиком все Олекмо-Витимское междуречье. Во внутренней части нагорной области между Витимом и Байкалом архейские породы развиты значительно меньше; они выступают здесь на поверхность лишь в виде небольших островков. По западной окраине нагорной области архейские образования вновь появляются в виде почти сплошной полосы, тянущейся от западного побережья оз. Байкал на северо-восток, через верховья рр. Чая и Чуи и нижнее течение р. Витима, в так называемый Ленский золотосный район.

Степень изученности архейского комплекса в различных участках области весьма неоднородна. Наиболее исследовано западное побережье Байкала, где имеется ряд планшетов детальных съемок. В остальных местах архейские породы исследованы еще недостаточно. Особенно слабо изучен архей Олекмо-Витимского междуречья, пересеченного немногочисленными и сравнительно редкими маршрутами. Гораздо лучше известны архейские образования левобережной части верхнего течения Витима, охваченной работами А. К. Мейстера, В. К. Котульского и др.

Недостаточная и неравномерная изученность байкальского архея определяет в ряде случаев значительную условность в определении возраста кристаллических сланцев и связанных с ними древних гранитов. Возможно, что частью в эту группу пород включаются глубоко метаморфизованные отложения более молодого возраста, например протерозойские, и, наоборот, часть ретроградно-метаморфизованных архейских образований, возможно, отнесена к протерозою. Однако в ряде случаев, как это мы увидим ниже, имеется вполне достаточное количество материала для доказательства возраста пород, относимых к архею.

Вслед за И. Д. Черским, В. А. Обручевым и др., архейскую группу пород следует выделять в области Байкальского нагорья потому, что эти породы повсеместно являются фундаментом для всех вышележащих докембрийских и нижнепалеозойских отложений.

Для пород фундамента характерен глубинный тип метаморфизма, приведший к образованию очень однородно метаморфизованных на ог-

ромных пространствах пород кристаллически-сланцевого типа. Можно установить определенные черты единообразия разреза толщи кристаллических сланцев архея во всей Байкальской области и сопоставить достаточно уверенно этот разрез с разрезом архея Алданского массива, специально изучавшимся в последнее время Д. С. Коржинским, Н. В. Фроловой (Фролова, 1944; Фролова и Клековкин, 1945) и др. С толщиной кристаллических сланцев связаны крупные интрузии гранитной магмы. Это характерные аляскиты, встречающиеся и в Западном Прибайкалье, и в северной части области, и хорошо известные в Алданском районе. Изучение Прибайкальских аляскитов показывает, что они являются представителями абиссальной интрузивной фации, очень однообразными на обширных пространствах. Аляскиты образуют инъекционные контакты глубинного типа с кристаллическими парасланцами архея.

Кристаллические сланцы фундамента следует относить к древнейшим образованиям (архею) еще потому, что на них, а местами на аляскитах, трансгрессивно и резко несогласно залегают сравнительно более слабо метаморфизованные осадочные породы, располагающиеся в стратиграфическом разрезе под отложениями нижнего кембрия и относящиеся к протерозою. Как мы увидим ниже, состав кристаллических сланцев Байкальской области, последовательность их чередования, структуры — весьма близки, почти тождественны аналогичным породам архея Алданской плиты.

Однако, при этих сопоставлениях следует иметь в виду, что геологическая история Алданского массива и Байкальской горной области в послеархейское время была весьма различной. В пределах Алданского массива архейские образования, метаморфизованные в условиях глубинной зоны метаморфизма, как правило, остались неизменными благодаря тому, что Алданский массив по всем признакам уже в нижнем протерозое играл роль платформы. Складкообразовательные движения протерозоя и более поздних этапов здесь не имели места. Совершенно иной была геологическая история Байкальской горной области, явившейся в различных своих частях ареной проявления интенсивных складкообразовательных процессов в протерозое и частью в нижнем палеозое. Все эти позднейшие, послеархейские, мощные складкообразовательные движения сопровождалось соответственно интенсивной магматической деятельностью. В связи с этим архейский комплекс Байкальской горной области в той или иной степени видоизменен под влиянием повторного метаморфизма. Это обстоятельство, на которое уже сравнительно давно указывал Д. С. Коржинский (1939), учитывалось далеко не всеми исследователями, что и создает ряд затруднений при любой попытке корреляции разрезов архея различных районов Байкальской горной области.

Перейдем к краткой характеристике разреза архейских кристаллических сланцев. Эту характеристику удобнее всего начать с наиболее известной части области — западного побережья оз. Байкал (Приольхонье).

Самыми древними архейскими породами, известными в Западном Прибайкалье (Павловский и Цветков, 1939), являются разнообразные кварцитовые сланцы, белые и розоватые. В верхней части разреза появляются пачки слюдяно-гранатовых сланцев. Общая мощность кварцитово-сланцевой толщи значительна, она может быть оценена во много сотен метров.

Средняя часть разреза представлена частым чередованием роговиковых, амфиболовых, хлорит-эпидотовых, биотито-роговообманковых, роговообманково-эпидотовых, роговообманково-мусковитовых и других сланцев с кристаллическими известняками. Мощность отдельных полос обыкновенно выражается десятками метров при общей приближенной мощ-

ности всей этой средней части разреза архея в несколько сотен метров.

Верхняя часть разреза сложена кристаллическими известняками с форстеритом, тремолитом, диопсидом. Доминирующим кристаллическим известнякам подчинены горизонты светлых кварцитов сланцев. Общая мощность известняково-кварцевитовой толщи значительна — 1—2 тыс. метров. Мощность всего метаморфического комплекса вероятно равна нескольким километрам.

Никаких указаний на существование перерывов и угловых несогласий внутри данной толщи нет.

Для кварцитов сланцев, играющих главную роль в составе нижней свиты, характерна сланцеватая, изредка массивная текстура. Структуры исключительно бластические, иногда с субпараллельным расположением кварца и пластинчатых минералов, главным образом слюды и хлорита.

Кварцевитовые сланцы являются породами нацело перекристаллизованными, но в отдельных случаях наблюдаются реликты первоначальной кластической структуры, особенно отчетливо в тех разностях, где есть хорошо окатанные обломки мелких кристаллов турмалина. Минералогический состав кварцевитовых сланцев: кварц, чешуйки бесцветной слюды, изредка хлорит. Для некоторых образцов характерно присутствие рудной пыли и графита; полевых шпатов нет совершенно.

Подчиненные кварцитах прослои слюдяно-гранатовых сланцев представляют тонкосланцеватые породы с характерным блеском на плоскостях спайности. Некоторые разновидности, богатые крупными кристаллами граната, имеют характер узловатых сланцев. Минералогический состав сланцев следующий: мусковит, кварц, биотит, гранат, иногда — голубовато-зеленая роговая обманка (глаукофан).

Средняя, известняково-сланцеватая свита имеет ограниченное распространение и отвечает, по видимому, фации низов верхней свиты. Представлена она частым чередованием кристаллических известняков с разнообразными кристаллическими сланцами и рассланцованными роговиковыми породами.

Крупнозернистые кристаллические известняки здесь почти свободны от примесей.

Сланцы, играющие значительную роль в составе средней свиты, весьма разнообразны как по минералогическому составу, так и по структурным особенностям. Некоторые из них относятся к породам гнейсового ряда, но типичных гнейсов, отвечающих по составу гранитам, не обнаружено. Значительная часть пород относится к гранатовым сланцам, довольно много представителей разнообразных роговиков; встречаются амфиболовые сланцы, биотит-роговообманковые, альбит-хлорит-эпидотовые, пироксен-роговообманково-слюдяные и др. Эти сланцы, часто чередующиеся с кристаллическими известняками, несомненно осадочного происхождения. В первоначальном виде они представляли, вероятно, породы типа мергелей и глинистых песчаников.

Развитие сравнительно низкотемпературных минералов (эпидот, альбит, хлорит) дает возможность допускать значительную роль процессов обратного метаморфизма гнейсов и кристаллических сланцев.

В верхней свите, сложенной однообразными кристаллическими известняками, с подчиненными им кварцитами, карбонатные породы имеют обычно снежно-белую, иногда голубоватую, реже грязно-серую окраску. Не исключено, что серые разности, богатые графитом и ясно сланцеватые, в будущем могут послужить до известной степени опорными горизонтами для расчленения этой толщи.

Минералогический состав кристаллических известняков ограничивается часто одним карбонатом, иногда с примесью мелкочешуйчатого

графита. Обычные новообразования: бледнозеленая слюда, форстерит, тремолит, иногда диопсид. Во многих случаях отмечается рудная пыль, иногда определяемая как гематит.

Некоторым разновидностям известняков свойственно частичное вторичное окварцевание. В ряде случаев присутствует несомненно первичный кластический кварц, иногда настолько обильный, что порода приобретает промежуточный характер от известняков к кварцитам. Кластический кварц вследствие значительной перекристаллизации обладает бластической формой и в сочетании с кальцитом дает породы типа кварц-кальцитовых сланцев.

Горизонты светлых кварцитов, подчиненные толще мощных известняков верхней свиты архея, сосредоточены в ее нижней части. Породы эти почти совершенно чисты от примесей, лишь изредка в них наблюдаются (микроскопически) редкие мелкие пластинки бесцветной слюды. Кварциты несут явные черты интенсивной перекристаллизации, часто давая структуры торцового типа.

В породах всех свит архея ярко выражены следы интенсивного механического воздействия, проявляющиеся в сланцеватости пород (в том числе многих разновидностей кристаллических известняков), волнистом угасании зерен, в изгибах зерен, сопровождаемых нередко микроразрывами, и, наконец, в частичном раздроблении пород.

В итоге изучения архея Западного Прибайкалья мы можем отметить, что, несмотря на некоторую условность границ между отдельными свитами, специфический облик каждой из них выявляется все же достаточно отчетливо. Для нижней свиты характерно преобладание кварцитовых пород, чередующихся со слюдяно-гранатовыми сланцами. Типичны породы среднего отдела — частое чередование кристаллических известняков с темными кристаллическими сланцами, преимущественно гранатовыми и роговиковыми. Не менее ярок облик верхней свиты с ее мощными кристаллическими известняками, с диопсидом, форстеритом, тремолитом, бесцветными слюдами и др. и подчиненными этим известнякам горизонтами светлых чистых кварцитов и кварцево-кальцитовых сланцев.

«Предлагаемая стратиграфическая схема, конечно, еще условна, страдает известными пробелами, в силу того, что отдельные части архейских пород иногда изолированы друг от друга крупными телами массивных кристаллических пород. В предлагаемом виде она является развитием взглядов на стратиграфию архея И. Д. Черского, В. А. Обручева, поддержанных в основном всеми последующими исследователями» (Павловский и Цветков, 1939).

«Обращаясь к типу метаморфизма архейской толщи, можно с уверенностью говорить о том, что в данном случае мы имеем дело с комплексом явлений, среди которых весьма существенное значение имеет контактовый метаморфизм. Об этом определенно говорят изменения состава пород в направлениях к контактам и на контактах с изверженными породами, рвущими эту толщу. Однако здесь необходимо иметь в виду, что сложный комплекс массивных и жильных пород, прорывающих древнюю толщу, в возрастном отношении распадается отчетливо, по крайней мере, на две фазы — допротерозойскую и протерозойскую. Относительно более молодой протерозойский интрузивный комплекс наложил на прорванные им породы, в том числе и на архейские, яркую печать контактового метаморфизма. Однако нет оснований сводить весь метаморфизм древней толщи только к контактовому влиянию молодых интрузий. У нас безусловно есть основание считать, что этот молодой контактовый метаморфизм есть явление, наложенное на древнюю толщу, метаморфизованную до внедрения молодых интрузий. Об этом с несомненностью говорит факт наличия древней гранитной интрузии, занимающей крупные площади среди

архея. Древний метаморфизм имел характер широко распространенного явления потому, что архейская толща, сравнительно однообразная по составу и по типу метаморфизма, слагает, как мы видели выше, крупные участки в Байкальской нагорной области» (Павловский и Цветков, 1939.).

На побережье Байкала архейские породы известны в ряде пунктов.

Кристаллические сланцы и известняки описаны В. П. Масловым и М. М. Лавровым (1933) по левобережью р. Ангара от ее истока до пади Сосновой. Кристаллические известняки залегают здесь стратиграфически выше гнейсов, среди которых главную роль играют биотитовые разности, переходящие в гранито-гнейсы и граниты. Отмечается присутствие гранатовых гнейсов.

Береговая полоса Байкала от истоков р. Ангара по пади Малые Коты по данным Б. А. Гаврусевича (1935), подтвержденным впоследствии Д. С. Коржинским (1937), сложена осадочными породами различного состава, измененными древней докембрийской кислой интрузией, превратившей их в инъекционно-магматические и метаморфические сланцы. Инъекционно-магматические породы представлены биотитовыми очковыми гнейсами, роговообманково-пироксеновыми гнейсами, гнейсами лептитового типа, гранат-биотитовыми, пироксен-плагиоклазовыми и пироксен-роговообманковыми мигматитами. В редких случаях отмечается наличие хлоритовых и кордиеритовых сланцев. Присутствуют кристаллические известняки с форстеритом, змеевиком, хондритом, слюдами, пироксеном.

В Приольхонском крае, по данным ряда исследователей, широко развита древняя толща архея, протягивающаяся в виде полосы вдоль берега Байкала до улуса Зама и занимающая вместе с пронизывающими ее интрузиями разного возраста весь Ольхон. Здесь представлены разнообразные породы архейского комплекса: разнообразные кристаллические сланцы, кристаллические известняки, массивные и разгнейсованные граниты. Архейский комплекс отчетливо разделяется здесь на две свиты: нижнюю, представленную чередованием разнообразных кварцитов сланцев и гнейсов, и верхнюю, в которой главенствующую роль играют кристаллические известняки, а подчиненную — разнообразные кристаллические сланцы.

Породы обеих свит глубоко метаморфизованы. Все они сланцеваты, крупнозернисты и содержат ряд минералов, свидетельствующих о весьма интенсивном перерождении первоначального субстрата. Характерно повсеместное присутствие графита; кристаллические известняки содержат ряд минеральных новообразований: пироксен (диопсид), оливин, роговая обманка, слюды, иногда магнетит, марганцовые минералы.

Двигаясь далее на север вдоль побережья Байкала, мы встречаем архейские образования лишь на крайнем севере в районе с. Горемыки. Здесь, а также в бассейне р. Тыи, по данным Тетяева, развит следующий комплекс кристаллических пород (сверху):

1. Свита кристаллических сланцев, подразделяющаяся на горизонты: а) оттрелитовые сланцы, б) известняки и известковистые сланцы, в) роговообманковые сланцы.

2. Свита разнообразных гнейсов (Тетяев, 1915, 1916₁).

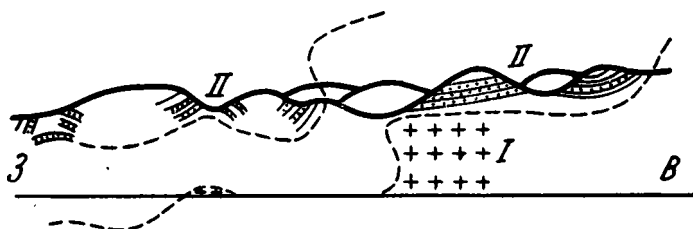
По данным А. А. Арсеньева (1938₁), подтверждающим в общем схему М. М. Тетяева, в бассейне р. Тыи архейский комплекс представлен ортогнейсами и мощной серией седиментогенных зеленых сланцев с подчиненными им кварцитами и кристаллическими известняками. Верхнюю сланцевую свиту с кварцитами и кристаллическими известняками Арсеньев сопоставляет с верхней свитой архея районов рр. Сармы и Бугульдейки.

Итак мы видим, что почти по всему западному берегу Байкала развит комплекс глубоко метаморфизованных архейских пород, повсеместно

расчленяющийся на две свиты: нижнюю — гнейсово-сланцевую, и верхнюю — гнейсово-известковую, в полном соответствии со схемой Черского, целиком подтвержденной новейшими наблюдениями.

Взаимоотношения архейского комплекса с протерозойским представляются в настоящее время достаточно ясными.

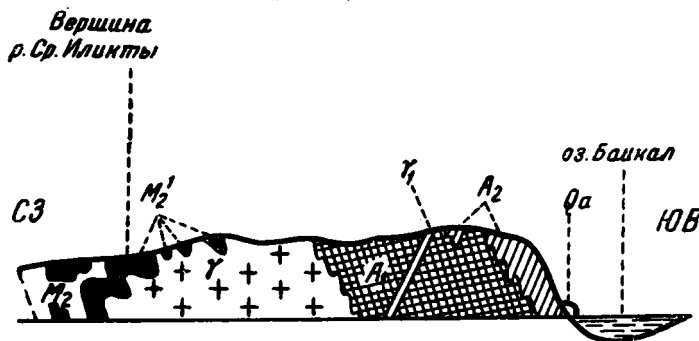
Впервые трансгрессивное налегание протерозоя на архейские породы наблюдал М. М. Тетяев в области с. Горемыки (1916₁) и в районе р. Голоустной¹ (1916₂) (фиг. 1).



Фиг. 1. Трансгрессивное налегание протерозоя на архейские породы в Северо-западном Прибайкалье.
(По М. М. Тетяеву).

I — архей II — протерозой.

Позже аналогичное явление наблюдалось мной в районе рр. Бугульдейки, Сармы и Иликты (Павловский и Цветков, 1938₁, 1938₂). По новым наблюдениям базальная свита верхнего протерозоя — голоустенская свита залегает трансгрессивно на различных свитах архея и на архейских гранитах аляскитового типа (фиг. 2).



Фиг. 2. Взаимоотношения базальной (голоустенской) свиты верхнего протерозоя с архейскими аляскитами в Западном Прибайкалье.

(По Е. В. Павловскому и А. И. Цветкову).

A₁ — кристаллические сланцы нижнего отдела архея;
A₂ — мраморы верхнего отдела архея; γ — архейские аляскиты;
M₂ — голоустенская свита верхнего протерозоя; γ₁ — каледонские (?) гранитоиды.

Таким образом, ряд данных по Западному Прибайкалью говорит об обоснованности отделения древнейшей серии отложений докембрия, относимой почти всеми исследователями к архею, от более молодых отложений протерозоя.

¹ Необходимо только иметь в виду, что М. М. Тетяев ошибочно относил протерозойские отложения к нижнему кембрию, о чем см. ниже.

Перейдем теперь к архею западной и северо-западной окраины Байкальского нагорья. В этой части Байкальской области, как уже было сказано, архей вдоль края нагорья слагает широкую полосу северо-восточного простираения, непосредственно сливающуюся на юго-западе с областью развития архея в Северо-западном Прибайкалье. На северо-востоке окраинная полоса архейских пород прослеживается до так называемого Ленского золотоносного района.

По данным В. В. Домбровского (1940), изучавшего данный район в течение ряда последних лет, в западной части Байкальского нагорья можно выделить целый комплекс относящихся к архею пород. В составе архея, по Домбровскому, принимают участие гнейсы и кристаллические сланцы весьма глубокой степени метаморфизма. Реже встречаются подчиненные первым кристаллические известняки и кальцифиры. Чисто кварцевые породы встречаются редко. Вероятно большинство кристаллических сланцев произошло за счет метаморфизма глин, иногда песчаных и мергелистых, и песчаников с прослоями известняков и доломитов. Часть кварцево-полевошпатовых сланцев, возможно, образовалась за счет развальцевания и метаморфизма пластовых интрузий гранитной магмы.

Состав кристаллических сланцев однообразен. Преобладают полевошпатовые, роговообманковые, биотитовые и двуслюдяные сланцы. Кроме того, встречаются кварцево-силлиманитовые сланцы с гранатом, микроклином и биотитом, диопсид-флогопитовые гнейсы, состоящие из микроклина, плагиоклаза, флогопита, диопсида, титанита, карбонатов, кальция и магния, графита и пирротина. Найдены также кварц-диопсидовые породы и пироксен-роговообманковые плагиогнейсы (Домбровский, 1940).

Судя по данным В. В. Домбровского, в рассматриваемом полосовидном поле развития архейских пород преобладают парасланцы нижнего отдела архея.

Верхний отдел представлен отчетливо лишь в нижнем течении р. Мамы, в пределах так называемой слюдоносной полосы. Эта последняя, по данным Д. Т. Мишарева (1932), сложена разнообразными кристаллическими сланцами — полевошпатово-слюдяными (мусковитовыми, биотитовыми, двуслюдяными), гранатово-дистеновыми, гранатово-роговообманковыми, далее кварцитами и кристаллическими известняками. В последних присутствуют слюды, кварц, гранат, графит, плагиоклаз и рудные минералы.

Архейские породы слюдоносной полосы переходят к северо-востоку на правобережье р. Витима вверх от устья р. Мамы. Они же встречены и у устья р. Мамакан. Дальнейшее развитие архея на северо-восток в глубь Ленского золотоносного района не прослежено. Можно предполагать, что кристаллические сланцы архея частично принимают участие в строении кристаллически-сланцевой зоны внутренней части Ленского золотоносного района. Однако, повидимому, большая часть кристаллических сланцев золотоносного района относится к протерозою, именно к нижнему протерозою (бодайбинская свита В. А. Обручева), интенсивно метаморфизованного сравнительно молодыми кислыми интрузиями верхнепротерозойского возраста.

В. А. Обручев (1935—1937₁, 1939₂) и некоторые другие геологи (например В. В. Домбровский) относят породы мамской слюдоносной полосы к протерозою, а не к архею. Повидимому, основанием для такого возрастного определения мамских кристаллических сланцев прежде всего является указание Д. Т. Мишарева на присутствие черных нераскристаллизованных известняков и глинисто-известковистых сланцев в составе этой толщи, наблюдавшихся на р. Витиме (1932). Это обстоятельство интересно и безусловно заслуживает внимания. С моей точки зрения этот факт лишний

раз подчеркивает, насколько мало мы знаем структуры данной области, в строении которой, весьма вероятно, принимают участие помимо архея и более молодые протерозойские отложения. В целом, однако, состав и строение кристаллических сланцев мамской полосы, равно как и тип их метаморфизма и последовательность чередования, настолько напоминают архейскую верхнюю свиту Западного Прибайкалья, что относить целиком мамский комплекс к протерозою, с моей точки зрения, было бы неправомерно.

Другим поводом для отнесения мамских кристаллических сланцев к протерозою, повидимому, являются наблюдения В. Г. Дитмара над составом и строением так называемой чуйской свиты. В составе этой свиты, по Дитмару, принимают участие кристаллические известняки, разнообразие кварцево-сланцевые сланцы, гнейсы, кварц-полевошпатовые сланцы. По мнению В. А. Обручева, чуйская свита протягивается от р. Чуи через низовья Мамы в Ленский золотоносный район. Однако В. В. Домбровский, повторивший некоторые из маршрутов Дитмара, пришел к выводу (1940), что чуйская свита Дитмара механически объединяет осадочные породы архея и протерозоя. Учитывая это обстоятельство, приходится признать протерозойский возраст мамского кристаллически-сланцевого комплекса мало вероятным.

В свете имеющегося материала развитие архея по западной окраине Байкальского нагорья представляется скорее всего в виде непрерывной полосы, вытянутой в северо-восточном направлении. На юго-западе эта полоса сливается с областью развития архея Западного Прибайкалья. На северо-востоке полосовидная область распространения архея заканчивается на правом берегу р. Витима в районе устья р. Мамы. Здесь архейские породы, повидимому, перекрыты метаморфическими породами более молодого возраста (нижний протерозой), отличающимися и по степени метаморфизма, и по составу от древнейших кристаллических сланцев и мраморов архея. Взаимоотношения архея и протерозоя Ленского золотоносного района весьма еще неясны, прежде всего в силу недостаточной изученности геологии этой области. Осложняющим моментом при решении этого вопроса является интенсивный метаморфизм, связанный с воздействием разновременных гранитных интрузий, наложивший свою печать как на архейские, так и на протерозойские породы.

Архейский возраст чае-чье-мамской полосы кристаллических сланцев определяется гораздо менее отчетливо, чем в Прибайкалье. Основанием для отнесения к архею интересующего нас кристаллически-сланцевого комплекса является близость, почти тождество его разреза с разрезом архея Западного Прибайкалья. Также одинаковы в обоих случаях степень метаморфизма и глубинный тип его. Как мы увидим далее, с архейскими кристаллическими сланцами чае-мамской полосы связаны интрузии аляскитовых гранитов, подобно тому, как это имеет место для архейского комплекса Западного Прибайкалья и Алданского массива.

По западной окраине Байкальского нагорья, как и в Прибайкалье, на архейские породы налегают гораздо менее метаморфизованные породы протерозоя. Судя по данным В. В. Домбровского, в этой части нагорья, подобно тому, что мы наблюдаем в Западном Прибайкалье, между протерозоем и археем имел место длительный перерыв, в связи с чем архейский комплекс денудирован весьма глубоко.

Переходим к характеристике архея внутренней части Байкальского нагорья. В Средне-Витимской горной стране А. К. Мейстер выделяет (1910₁, 1932) следующие докембрийские породы (снизу): гнейсы и гнейсоподобные сланцы, гранатово-мусковитовые и слюдяные сланцы, кварциты и кристаллические известняки с подчиненными слюдяными сланцами. Не входя здесь в детали состава и структур всех этих пород, следует

отметить, что они почти до полного тождества подобны аналогичным породам обеих свит архея Западного Прибайкалья. Одинаков и порядок их чередования в нормальном разрезе. Так же как и в Прибайкалье, в Северно-Муйском хребте на архейские породы отчетливо несогласно налагается сложная серия осадочных пород, в различной степени метаморфизованных и отнесенных Мейстером к нижнему кембрию. Ниже, однако, мы увидим, что большая часть нижнего кембрия Мейстера должна быть отнесена к протерозою.

В свете новых данных в районе работ Мейстера развит архей, представленный обеими свитами, столь распространенными в Прибайкалье. На архее с отчетливым несогласием залегает сложный комплекс нижне- и верхнепротерозойских отложений. Таким образом, в Северно-Муйском хребте наблюдаются совершенно те же взаимоотношения внутри докембрийского комплекса, которые столь характерны для Западного Прибайкалья. Нижний, самый древний из докембрийских комплексов и по составу и стратиграфически подобен архею западного побережья оз. Байкал.

Двигаясь далее к югу от района работ А. К. Мейстера, мы встречаем архей в ряде пунктов восточного побережья Байкала и в горной области между оз. Байкал и р. Витимом.

На восточном побережье оз. Байкал архейские породы изучались И. Д. Черским, П. Эскола и В. К. Котульским.

В пределах полуострова Святой Нос Эскола (Eskola, 1921), подробно изучивший этот участок побережья Байкала, выделяет ряд магматических и седиментогенных, глубоко метаморфизованных пород, весьма близких по составу и строению к архейским породам западного побережья озера. Оставляя пока в стороне магматогенные породы, отметим, что среди пород осадочного происхождения на Святом Носе развиты кристаллические известняки, некоторые амфиболиты, роговообманковые и другие гнейсы, кварцито-гнейсы. Большая часть площади полуострова занята породами, тождественными породам верхнего отдела архея, т. е. преимущественно кристаллическими известняками.

Из работ В. К. Котульского (1910—1915) явствует, что на побережье Байкала к северу от полуострова Святой Нос в верховьях р. Баргузина по р. Светлой среди гранитов появляются довольно крупные участки, сложенные разнообразными кристаллическими сланцами. Сюда относятся: гранатово-роговообманковые, роговообманковые, пироксеновые, хлоритовые, слюдяно-кварцевые, скаполитовые, известково-полевошпатовые и другие сланцы. Значительную роль играют кристаллические известняки графитовые, пироксено-амфиболовые. Некоторые из этих пород близки по составу архейским породам других участков Прибайкалья.

В верховьях р. Баргузина, по данным Эскола, наибольшим распространением пользуется толща кристаллических известняков верхнего отдела архея. От архейской кристаллически-сланцевой толщи Эскола отделяет мощную серию сравнительно слабо метаморфизованных осадочных пород, относящихся к протерозою (Eskola, 1930).

Таким образом, и по восточному берегу Байкала довольно ясно выделяются древнейшие архейские осадочные породы, глубоко метаморфизованные и расчленяющиеся на две свиты: нижнюю — гнейсовую и верхнюю — известняковую, совершенно подобно тому, что имело место в Западном Прибайкалье и в других местах Байкальского нагорья.

По левобережью р. Витима, в бассейне р. Ципы, в верховьях Витима по данным Ю. И. Половинкиной, А. К. Мейстера, В. К. Котульского, А. А. Демина (Мейстер и Половинкина, 1932; Свитальский, 1915^{1,2,3}; Свитальский и Половинкина, 1931; Демин, 1910₂, 1912; Котульский, 1932) представлены две свиты кристаллических сланцев. Нижняя свита отложена разнообразными слюдяными сланцами с андалузитом, силлиманитом,

ставролитом, кордиеритом, гранатом, слюдами (биотит, мусковит), затем роговообманковыми сланцами с плагиоклазом, биотитом, диопсидом, гранатом, дистеном и гиперстеном. Верхняя свита архея почти исключительно состоит из кристаллических известняков, то чистых, то обогащенных диопсидом, слюдами, роговой обманкой, полевыми шпатами. Местами кристаллические известняки переходят в известково-амфиболовые, известково-пироксеновые и т. п. сланцы. Верхней свите подчинены амфиболиты и амфиболитовые сланцы. Возможно, что часть этих пород относится к архею, тогда как другие, судя по характеру породообразующих минералов, скорее тяготеют к протерозою.

По данным ряда исследователей на различных представителях кристаллически-сланцевой серии архея несогласно залегает мощная метаморфическая свита, относимая А. К. Мейстером и др. к нижнему кембрию на основании наблюдений М. М. Тетяева в Западном Прибайкалье. Но, как мы увидим ниже, в стратиграфические представления М. М. Тетяева внесены значительные коррективы более детальными позднейшими работами. На основе этих новых работ нижний кембрий М. М. Тетяева расчленен на два комплекса, из которых верхний, более молодой, действительно относится к нижнему кембрию, нижний же на основании ряда наблюдений следует относить к верхнему докембрию согласно взглядам акад. В. А. Обручева, высказанным им уже давно, во время первых его работ в Прибайкалье.

В Баргузинской тайге, повидимому, наблюдается совершенно тот же разрез докембрия, что и в Прибайкалье, где в основании разреза покоятся кристаллические парасланцы и известняки архея, несогласно перекрытые мощной толщей протерозойских осадочных пород.

Перейдем теперь в область междуречья рр. Витима и Олекмы. Здесь, по данным А. К. Мейстера, Д. В. Никитина, Е. В. Павловского, Е. С. Бобина, И. К. Ефремова, А. А. Арсеньева, Л. Г. Котельникова (Арсеньев, 1939_{1,2}, 1940; Бобин, 1933; Котульский, 1935; Мейстер, 1932; Никитин, 1918; Павловский, 1933_{1,2}), преимущественную роль в составе архея играют разнообразные ортогнейсы. Лишь местами, как, например, в окрестностях оз. Ничатки (Павловский, 1933₁), среди преобладающих ортогнейсов появляются пачки слюдяных, роговообманковых, кварцитовых сланцев, близких по типу аналогичным породам нижней свиты архея Прибайкалья. Непосредственным, повидимому, продолжением ничатской кристаллически-сланцевой свиты является обширное пятно кристаллических сланцев, описанное А. К. Мейстером (1910) в области верхнего течения рр. Жуи и Нечоры. Здесь помимо кристаллических сланцев разнообразного состава (кварцитовые, слюдяные) появляются кристаллические известняки. Другими словами, здесь, на крайнем севере области развития архейских пород, появляются как будто породы обоих отделов архея.

В верхнем течении р. Чары (Павловский, 1933₂) на архейские гнейсы с угловым несогласием налегает метаморфическая толща протерозоя. Аналогичные соотношения намечаются (Павловский и Цветков, 1935; Ефремов, 1935 и др.) и на р. Олекме у устья р. Нюкжи. Следовательно, и по западной окраине нашей области наблюдаются те же соотношения между отдельными толщами докембрийского комплекса, что и в Западном Прибайкалье и других пунктах нагорья.

Необходимо отметить, что вдоль восточной границы области Байкальского нагорья, именно на р. Олекме, вновь появляется характерная серия кристаллических парасланцев, перекрытых кристаллическими известняками, подобно тому, что мы наблюдали по западной окраине нагорья.

По новым данным А. А. Арсеньева (1939₁), значительно изменяющим и дополняющим беглые наблюдения Е. С. Бобина (1933), архейский комплекс р. Олекмы весьма сложен. Он представлен следующими породами.

В основании разреза лежат двуслюдяные и биотитовые гнейсо-граниты. Выше идут ленточные гнейсы енюкинской свиты, биотит-роговообманковые чекчейской свиты и биотитовые и биотит-роговообманковые плагиогнейсы олдонсинской свиты. Верхним членом архейского разреза является ханинско-тингурчинская свита, представленная мраморами, тремолит-диопсидовыми, кварцевослюдястыми, биотитовыми, ставролитовыми, силлиманитовыми и кварцитовыми кристаллическими сланцами и амфиболитами. Интересно, что верхняя ханинско-тингурчинская свита по наблюдениям А. А. Арсеньева лежит несогласно на различных более древних свитах архейского комплекса. Это первый и единственный пока случай констатации несогласия внутри архейских образований Байкальского нагорья. Н. В. Фролова, давшая в последнее время новую, более детальную, чем у Д. С. Коржинского, стратиграфию архейского комплекса Алданского массива, рассматривает ханинско-тингурчинскую свиту Арсеньева как нижнюю часть верхне-алданской серии — наиболее древней серии алданского комплекса (Фролова и Клековский, 1945). Породы ханинско-тингурчинской свиты по минералогическому составу близки к породам обеих свит архея Западного Прибайкалья.

Изучение архейских образований, точнее говоря — той части их, осадочное происхождение которой вряд ли вызывает у кого-либо сомнения, приводит к выводу о громадном распространении осадочных пород архея на территории современного Байкальского нагорья. Мы видим, что разрез архейских парапород, несмотря на некоторые различия в деталях, в общем удивительно однообразен на громадном протяжении от Байкала до Олекмы. В основании видимой части разреза лежат разнообразнейшие гнейсы и кварциты, продукты метаморфизма песчаников и сланцев различного состава. Верхняя часть разреза повсеместно представлена карбонатными породами. Характерно обилие органического вещества в кварцитах и известняках, превращенного под действием агентов метаморфизма в графит. Мощность обеих свит архея весьма значительна и выражается в несколько километров во всяком случае. Известная нам часть разреза архейских парапород представляет мощную серию осадков того типа, который для последующих эпох считают характерным для геосинклинального режима. Обилие амфиболитов, часть которых, вероятно, представляла собой продукты вулканических извержений, вполне соответствует высказанным выше представлениям. Нам неизвестны самые нижние, в том числе базальные горизонты осадочной серии архея. Некоторым указанием на наличие каких-то седиментогенных пород в самых низах архейского разреза могут служить ленточные гнейсы, отмеченные А. А. Арсеньевым на р. Олекме и в Олекмо-Каларском районе. Но первичная природа этих пород затуманена последующими явлениями инъекции кислой магмы.

Повидимому, нижняя часть осадочной толщи архея нацело переработана непосредственным влиянием магматического очага.

Весьма широкое распространение однообразных и мощных отложений, формирование которых происходило, вероятно, в условиях геосинклинальной области, свидетельствует о грандиозном развитии геосинклиналей в архее. Если это так, то масштаб этого явления количественно совершенно несравним с тем, что известно для более поздних моментов истории Земли.

II. ПРОТЕРОЗОЙ

Для области Байкальского нагорья характерно присутствие мощных толщ осадочных пород, в той или иной степени метаморфизованных, располагающихся в нормальном разрезе выше архейских пород и подстилаю-

щих отложения кембрия. Относительно возраста этого промежуточного комплекса существуют значительные разногласия. Так, акад. В. А. Обручев и др. относят этот комплекс пород к протерозою, тогда как другая группа геологов во главе с М. М. Тетяевым считает его нижнекембрийским. Эти разногласия возникли на определенном этапе в истории изучения геологии области — в период первых, по большей части довольно беглых исследований Байкальской горной области (исследования Геологического комитета). Во время этих исследований наиболее интересная область с точки зрения выяснения возраста промежуточных осадочных свит была затронута маршрутами В. А. Обручева в Западном Прибайкалье и в низовьях р. Витима (1932₂, 1935—1937₁, 1939₃), М. М. Тетяева в Северо-западном и Западном Прибайкалье (1915, 1916_{1,2}), П. И. Преображенского по северо-западной и северной границе горной области (1910_{1,2}, 1912, 1913) и А. П. Герасимова — по юго-восточной окраине нагорья (1905). Наибольшее количество материала было собрано, повидимому, П. И. Преображенским, многолетние исследования которого охватили огромную область. Но, к сожалению, им даны по всем наблюдениям только краткие предварительные отчеты, излагающие сырой материал полевых наблюдений, не подвергшихся никакой сколько-нибудь серьезной и глубокой проработке.

Общее впечатление — а мы можем говорить, исходя из имеющегося материала, именно только о впечатлениях, — П. И. Преображенского о характере взаимоотношений нормально-осадочных пород кембро-силура с метаморфической толщей внутренней части нагорья сводилось к тому, что обе толщи «переходят» друг в друга, являясь, повидимому, образованиями одновременными. Даже и этот общий вывод был не совсем уверенным, ибо у части геологов Ленской партии довольно долго создавалось представление о более молодом возрасте «метаморфической» свиты по сравнению с неизменным кембро-силуром р. Лены. Так или иначе, но общий вывод о «переходе» метаморфической свиты в нормально-осадочный комплекс пород кембро-силура представлялся в то время наиболее соответствующим объективному положению вещей. Вывод этот базировался на очень беглых, исключительно маршрутных наблюдениях над разрозненными обнажениями; весьма мало внимания уделялось изучению состава гальки конгломератов, опоясывающих с севера горную область. Стратиграфия и тектоника кембро-силура были известны слабо и приближенно. Точный характер взаимоотношений кембро-силура с «метаморфической» свитой по сути оставался неизвестным.

К мнению П. И. Преображенского присоединился и А. П. Герасимов, проводивший маршрутные наблюдения по рр. Жуге и Чаре (1905). По мнению А. П. Герасимова нормальные осадочные породы кембро-силура р. Чары постепенно и плавно переходят в «метаморфическую» свиту Ленского золотоносного района, где они метаморфизованы и сильнее дислоцированы под влиянием внедрения мощных интрузий гранитной магмы.

К существенно иным выводам пришел В. А. Обручев, выделивший «метаморфическую» свиту в качестве более древней, чем отложения кембро-силура, и относивший эту свиту к верхнему докембрию. Впервые особенно отчетливо это сформулировано было В. А. Обручевым в одной из его ранних работ по Прибайкалью (1897), где в полном соответствии с новейшими наблюдениями правильно намечена стратиграфия кембрия и указан крупный перерыв между кембрием и более древней протерозойской свитой «метаморфических» пород.

К точке зрения П. И. Преображенского целиком примкнул М. М. Тетяев, начавший в 1913 г. работы в Северо-западном Прибайкалье. М. М. Тетяев, изучавший бассейн р. Тыи и район с. Горемыки (1915, 1916₁) — область почти исключительного развития древних докембрийских пород, не связал непосредственными наблюдениями докембрий с нормально-оса-

дочными породами кембро-силура, распространенными в области верховьев рр. Лены и Киренги. В тесной и прямой связи с этим обстоятельством и стоит неверная оценка Тетяевым возраста метаморфизованных осадочных пород верхнего докембрия, отнесенных им к низам кембрия. Аналогичную ошибку он повторил после работ в бассейне р. Голоустной. И у П. И. Преображенского, и у М. М. Тетяева вообще нет ни одного фактического доказательства в пользу их взглядов на стратиграфию нижнего палеозоя Ленско-Байкальской области.

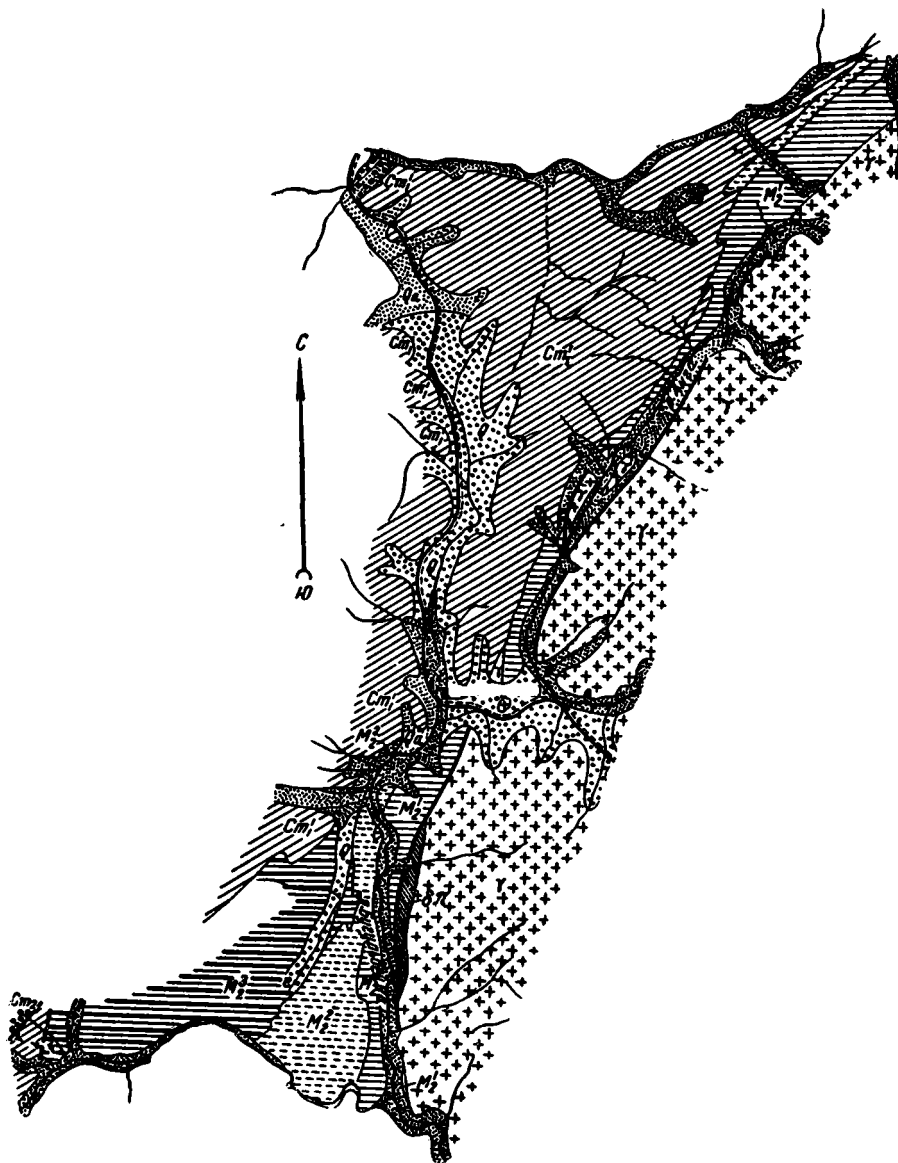
Вопросы стратиграфии кембрия и докембрия Байкальской области имеют первостепенное значение в свете материалов длительной дискуссии о природе и развитии того крупнейшего участка Сибири, который Эдуард Зюсс именовал «древним теменем» Азии. Кроме того, самостоятельное значение и интерес эти вопросы стратиграфии низов палеозоя и докембрия приобретают в связи с рядом общих проблем развития Земли в докембрии. Байкальская область является одной из немногих областей земного шара, где так полно и так отчетливо представлены разнообразные и разновозрастные докембрийские образования. Затуманивать значение этих вопросов совершенно нельзя, если стоять на позициях необходимости точного и объективного изучения сложной цепи событий в истории данного участка земной коры как в докембрии, так и в нижнем палеозое. Между тем, даже в современной литературе, и притом руководящего характера, можно встретиться с весьма неконкретной, огульной трактовкой докембрийских образований, часть которых совершенно произвольно отсекается и помещается в нижний кембрий только потому, что это необходимо для сомнительного подтверждения самых общих теоретических представлений. Говоря это, я имею в виду ряд работ М. М. Тетяева, особенно его «Геотектонику СССР» (1938).

Нужно сказать, что внешняя простота и логичность стратиграфических представлений М. М. Тетяева, связавшего в один непрерывный разрез и кембрийские и протерозойские породы, не имея для подобного построения ни одного факта, а пользовавшегося лишь косвенными соображениями, — простота эта соблазнила многих геологов. В частности стратиграфические представления М. М. Тетяева вошли в обиход у большинства геологов, работавших во внутренней части Байкальского нагорья (Н. И. Свистальский, В. К. Котульский, А. К. Мейстер). Любая серия пород осадочного происхождения во внутренней части нагорья немедленно относилась к нижнему кембрию со ссылкой на работы М. М. Тетяева в Северо-западном Прибайкалье.

Совершенно очевидно, что характеристику верхних частей разреза докембрия мы должны начать именно с Прибайкалья, где за последнее время было проведено много наблюдений, значительная часть которых протекала не в обстановке маршрутной беглой съемки, а в условиях довольно детального площадного картирования. Предварительно подчеркнем, что подробный разбор стратиграфии верхнего докембрия имеет не только чисто теоретический интерес. С отложениями преимущественно верхнего докембрия в Байкальском нагорье связаны крупные месторождения золота, главным образом сконцентрированного в Ленском золотодобном районе, менее в южной части нагорья, в районе Баргузина, верхнего и среднего течения р. Витима, и отчасти, в Западном Прибайкалье. Та или иная возрастная оценка интересующего нас комплекса пород оказывает определенное и весьма значительное влияние на наши представления об общей истории развития области и, следовательно, на наши представления о закономерности распределения и типе богатейших минеральных ресурсов области.

Перейдем к обзору имеющегося материала наблюдений, проведенных главным образом за советское время и давших точный материал для суждения по ряду интересующих нас вопросов.

Стратиграфия протерозоя, выясненная недавними исследованиями в Прибайкалье (Павловский и Цветков, 1939₁), представляется в следующем виде (фиг. 3). В основании разреза залегает свита, сложенная однооб-



Фиг. 3. Геологическая карта района р. Б. Бугульдейки.
(По Е. В. Павловскому и А. И. Цветкову).

γ — архейские аляскиты; δп — диабазовые порфириды (нижний (?) протерозой); М₁ — байкальский комплекс верхнего протерозоя; М₂¹ — голоустенская свита; М₂² — улунгутская свита; М₂³ — начергатская свита; Ст₁¹ — ушаковская свита нижнего кембрия; Ст₂ — средний кембрий; жирные черные линии — надвиги.

разными кварцитовыми сланцами с варьирующим содержанием минералов эпизоны Грубенмана. На нижней свите совершенно согласно, судя по наблюдениям в районе Елохина мыса (Павловский и Цветков, 1936), зале-

гает средняя, так называемая зелено-лиловая свита протерозоя, представленная преимущественно филлитами и кварцитами.

Стратиграфически выше с угловым несогласием залегает трехчленный комплекс верхнего протерозоя, представленный голоустенской, улунтуйской и качергатской свитами. Последние в нормальном разрезе Прибайкалья перекрываются трансгрессивно и несогласно отложениями нижнего кембрия, как это было установлено нашими наблюдениями (Павловский, 1937^{2,3}; Павловский и Фролова, 1941).

Кварцитовые сланцы нижней свиты представлены альбит-серицитовыми, кварц-альбит-серицит-хлоритовыми, кварц-альбит-серицит-эпидотовыми, кварц-кальцит-серицитовыми и реже кварц-хлорит-роговообманковыми сланцами серо-зеленого цвета. Пластинки слюдистых минералов параллельны сланцеватости; часты случаи микроплоччатости, в которой принимает участие даже кварц, обнаруживающий в некоторых случаях как бы явления истечения. Кроме плоскостей сланцеватости в породах наблюдается сложная сеть трещин кливажа, залеченных кварцем и кальцитом. Отдельные пачки сланцев интенсивно развальцованы. Преобладает лепидобластическая структура. Иногда наблюдаются реликты с типично кластической структурой. Это обстоятельство дает основание связывать происхождение сланцев с осадочными породами. Региональный характер метаморфизма нижней сланцевой свиты подчеркивается тем обстоятельством, что вся толща пород метаморфизована совершенно одинаково как по простиранию, так и по стратиграфической вертикали, независимо от степени близости к протерозойским гранитным массивам. Мощность свиты выражается цифрой не менее 1—1.5 км. Нижняя граница свиты никем еще не наблюдалась. Большинство разновидностей сланцев нижнего отдела метаморфической толщи и в структурном и в минералогическом отношении сходны с так называемыми нюкжинскими сланцами протерозоя, развитыми по южной окраине Олекмо-Витимской горной страны (Павловский и Цветков, 1935).

Средняя часть метаморфического комплекса протерозоя не отделена никакой резкой границей от подстилающих пород. Представлена эта свита чередованием слюдистых кварцитов, зеленых и лиловых филлитоподобных сланцев и пятнистых коричневатых филлитов с редкими крупными валунами кварца.

На пятнистых филлитах располагается слой грубого конгломерата мощностью 6—8 м. Состав гальки конгломерата указывает на размытые главным образом местных пород протерозоя, подстилающих конгломерат.

Стратиграфически выше конгломерата и также согласно залегают светлые лиловатые, иногда зеленоватые кварцитовидные песчаники с перекристаллизованным и рассланцованным цементом, часто изобилующим бесцветной слюдой; они чередуются с кварцево-кальцит-серицитовыми песчанистыми сланцами. Этими породами и заканчивается разрез средней свиты протерозоя. Мощность ее во всяком случае не менее 300—400 м. В породах средней свиты отчетливо видна кластическая структура; зерновой состав почти не изменен или изменен очень слабо (вторичные каймы на кварцевых зернах), цемент нацело перекристаллизован. Бластические структуры нижней свиты здесь уступают место кластическим.

Нижняя свита протерозоя залегает, вероятно, трансгрессивно на архейских кристаллических породах, выступающих к северу от района Елохина мыса.

К югу от района Елохина мыса две описанные свиты протерозоя имеют, повидимому, весьма незначительное распространение. Их присутствие можно лишь предполагать на участке западного побережья Байкала от ключа Кедрового до рч. Замы. Здесь, по наблюдениям Черского (1878—1881, 1886—1889), развиты преимущественно хлоритовые сланцы, перехо-

дящие в такие же гнейсы, в соответственные массивные породы, слюдяные сланцы, кварциты, местами роговообманковые сланцы и др. Весь комплекс этих пород Черский относит к лаврентьевской формации. В. А. Обручев, однако, полагает, что свиту хлоритовых сланцев побережья Байкала (Кедровый, рч. Зама) правильней относить не к архею, а к протерозою. Нижние свиты протерозоя сохранились только в сравнительно узких глубоко размытых синклиналиях, зажатых среди архейских пород. Глубокая денудация, последовавшая за интенсивной складчатостью нижнего протерозоя, почти нацело уничтожила его отложения по западному побережью оз. Байкал. На размытый нижнепротерозойский складчатый фундамент трансгрессивно легли отложения верхнего протерозоя, развитые в Прибайкалье достаточно широко. Верхний протерозой Прибайкалья представлен тремя свитами — голоуспенской, улунтуйской и качергатской, сравнительно уже давно выделенными М. М. Тетяевым, во время работ его в бассейне р. Голоустной (1916₂).

Голоуспенская, улунтуйская и качергатская свиты относились Тетяевым к нижнему кембрию, так же как и вышележащая ушаковская свита граувакковых песчаников и конгломератов (1916₂, 1937, 1938). В. А. Обручев всегда считал, что эти три свиты, за исключением быть может части качергатской, относятся к докембрию, точнее к протерозою. Новые данные (Павловский, 1937₂; Павловский и Фролова, 1941) показывают, что нижний кембрий Прибайкалья представлен для южной части области ушаковской граувакковой и мотской красноцветной свитами.

Ушаковская граувакковая свита лежит трансгрессивно с резким угловым несогласием то на качергатской, то на улунтуйской и, вероятно, на голоуспенской свитах, то местами непосредственно даже на архее. Это обстоятельство, а также факт отсутствия несогласия между ушаковской свитой и вышележащими мотской свитой и карбонатным комплексом среднего кембрия, дают достаточные основания для того, чтобы начинать разрез нижнего кембрия Прибайкалья именно с ушаковской свиты, в полном соответствии со взглядами В. А. Обручева. Голоуспенскую же, улунтуйскую и качергатские свиты в свете новых данных правильнее всего относить к верхнему протерозою.

Наиболее полный разрез верхнего протерозоя мы имеем в настоящее время для Бугульдейско-Ангинского района (Павловский, 1938₁). Приведем его характеристику, отметив, что почти тождественный разрез верхнего протерозоя, характерный для района рр. Сармы и Иликты, давно описан В. А. Обручевым (1890, 1897) и подтвержден нашими работами 1936 г. (Павловский и Цветков, 1938₂).

В основании разреза голоуспенской свиты залегают филлиты с валунами и галькой микроклин-пертитовых гранитов архея. Мощность филлитов выражается несколькими десятками метров. Стратиграфически выше располагаются светлые кварциты, чередующиеся с аркозами, мощностью около 150 м. Далее следуют белые кварциты, переслаивающиеся с белыми же, иногда кремово-желтыми, местами брекчиевидными окремнелыми доломитами. Мощность доломитово-кварцитового горизонта выражается цифрой не менее 100 м. В разрезе по р. Куртуну, впервые довольно подробно описанном Черским (1878—1881), кварцитово-доломитовый горизонт перекрывается толщей светлых и розовых кварцитов, иногда известковистых, чередующихся с известняками серого цвета, иногда окремненными. Среди известняков встречаются разности оолитовые и с водорослью cf. *Katangasia* sp.¹. Чередование кварцитов и известняков частое, мощность пачек чередующихся пород сравнительно невелика — от нескольких метров до нескольких десятков метров.

¹ Определения водорослей произведены В. П. Масловым.

Для нижней части толщи характерно преобладание кварцитов над известняками, для верхней части типично обратное соотношение. Прослои темных известняков, прослеживаемые по стратиграфической вертикали вверх, заметно увеличиваются в мощности и являются, вероятно, уже горизонтами, переходными от голоустенской свиты к улунтуйской.

Общая мощность голоустенской свиты может быть определена цифрой не менее 1000 м.

В верхней части р. Успан среди подавляющего развития разнообразных пород голоустенской свиты встречены кератофиры, слагающие мощное пластообразное тело, залегающее согласно с вмещающими породами. Общим для всех пород голоустенской свиты являются довольно сильная метаморфизация и явления, связанные с механическими воздействиями, как-то: некоторый катаклиз, сланцеватость, частичные раздробления, кливаж.

Для района р. Голоустной М. М. Тетяев (1916₂) дает такой разрез голоустенской свиты. На кристаллических породах докембрия непосредственно налегает толща желтых и кремового цвета доломитовых известняков и светлосерых сильно кремнистых известняков. Выше следуют пестроцветные сланцы и филлиты, быстро переходящие в серые и белые кварциты с аркозовыми прослоями. Мощность голоустенской свиты «вряд ли превышает 500 м» (Тетяев, 1937). Сравнение разрезов Приольхонья и р. Голоустной показывает, что на р. Голоустной нет базальных слоев свиты Приольхонья — филлитов с валунами и галькой архейских пород; отсутствует также нижняя пачка кварцитов, перекрываемая в Приольхонье известняками и кремово-желтыми доломитами. В Голоустенском районе разрез начинается именно с этого горизонта кремовых доломитов. Здесь также отсутствуют кислые эффузивные породы и нет прослоев известняков в верхней кварцитовой части разреза свиты. Тем не менее общая близость состава свиты несомненна. Различие же в деталях говорит о невыдержанности многих горизонтов голоустенской свиты, в частности о непостоянстве самых нижних слоев ее по простиранию, что вполне естественно для базальной свиты отложений трансгрессировавшего верхнепротерозойского бассейна.

Резкая разница как в отношении состава, так и в мощности наблюдается между разрезами голоустенской свиты Западного Прибайкалья (Голоустная, Бугульдейка и Анга) и той же свиты, развитой в Северо-западном Прибайкалье (Елохин мыс). В этом последнем районе голоустенские породы имеют очень незначительную мощность и представлены только аркозами и кварцитами. Район Елохина мыса находится значительно западнее линии простиранья мощных голоустенских отложений Западного Прибайкалья. Маломощная голоустенская свита Елохина мыса указывает на близость западной границы области прогиба, существовавшего в верхнем протерозое. Здесь развиты исключительно грубые кластические отложения, указывающие на близость береговой линии голоустенского бассейна.

Улунтуйская свита в Западном Прибайкалье представлена главным образом темными карбонатными породами с подчиненными им прослоями серых известковистых филлитов и песчанистых известняков.

В бассейне рр. Бугульдейки и Анги в улунтуйских известняках были найдены (Павловский и Цветков, 1938₁) водоросли: *Collenia baicalica* M a s l. и cf. *Osagia sibirica* M a s l. (по определению В. П. Маслова).

Сравнивая описанную нами толщу пород улунтуйской свиты с породами той же свиты р. Голоустной (Тетяев, 1916₂), можно отметить, что общий габитус обеих свит и там и здесь одинаков. На р. Бугульдейке нет «компактных» известняков с змеевиковыми «прослоями» и с черными кремневыми конкрециями. Не было также замечено углистых прослоев в верхней части разреза известняков — стратиграфического аналога известняков пади

Кадильной. Характерные для улунтуйской свиты водоросли были найдены и описаны Масловым (Обручев, 1935—1937₁) в районе Голоустной.

Мощность улунтуйской свиты в районе Голоустной определяется приблизительно в 600 м. Тот же порядок цифр, видимо, характерен для мощности улунтуйской свиты рр. Бугульдейки, Анги и Сармы.

В северо-западном Прибайкалье (Елохин мыс) водорослевые известняки, являясь маркирующими горизонтами, играют подчиненную по мощности роль в общем разрезе свиты. Главное значение здесь приобретают глинистые и песчанистые сланцы. Мощность улунтуйской свиты в районе Елохина мыса выражается приблизительной цифрой около 300 м. Таким образом, и для улунтуйской свиты, так же как и для голоустенской, отчетливо выражена тенденция уменьшения мощности разреза при переходе от Западного к Северо-западному Прибайкалью. Выясняется, кроме того, уменьшение роли известняков с их водорослевыми фациями при прослеживании вдоль берега Байкала с юга на север — выклинивание мощных отложений карбонатов Голоустенского и Бугульдейского районов в указанном направлении.

Интенсивность и тип метаморфизма пород улунтуйской свиты те же, что и для голоустенской свиты. Наиболее слабо метаморфизм проявлен в северо-западной части Прибайкалья в окрестностях Елохина мыса.

Качергатская свита представлена сланцами различного состава — кварцитовыми, аркозовыми, филлитами и песчанистыми филлитами, окрашенными в темносерые цвета с более или менее зеленоватым, иногда лиловатым оттенком. Для нижней части разреза характерно преобладание кварцитовых и аркозовых сланцеватых пород. В верхней части разреза заметную роль играют также филлиты. Всем сланцеватым породам свиты присуща бластопсаммитовая структура.

Мощность качергатской свиты в бассейне р. Бугульдейки выражается многими сотнями метров. В. А. Обручев приблизительно оценивает мощность ее в 2000 м. М. М. Тетяев для района р. Голоустной приблизительно определяет мощность качергатской свиты в 1000 м (1937).

Сравнивая качергатскую свиту Бугульдейско-ангинского района с одновозрастными отложениями бассейна р. Голоустной (Тетяев, 1937), мы можем отметить известную близость их. На р. Бугульдейке нет мелких конгломератов, залегающих в низах качергатской свиты, по данным Тетяева, на Голоустной. Также близки друг другу по составу и общему габитусу качергатские породы Бугульдейки и района Елохина мыса (Павловский и Цветков, 1936), где мощность этих последних оценена нами приблизительно в 500—600 м. Судя по наблюдениям в долине р. Куртун (Павловский и Цветков, 1938₁), качергатская свита залегает, повидимому, согласно на улунтуйской. Аналогичные соотношения отмечаются М. М. Тетяевым для района р. Голоустной.

В отличие от двух нижних свит, в качергатской свите в пределах всего Прибайкалья никаких заметных фациальных изменений не обнаруживается. Повидимому, для качергатской свиты Прибайкалья характерно большое постоянство ее литологического облика.

Подводя итоги, мы можем дать следующую общую характеристику протерозоя Прибайкалья.

На глубоко денудированный складчатый архейский фундамент¹ не-согласно, повидимому, налегают отложения нижнего протерозоя, представ-

¹ Здесь, как и во всей главе, посвященной стратиграфии, сознательно, но весьма условно опущены все явления вулканизма, играющие огромную роль в строении области. История вулканизма изложена в особой главе.

ленного в основном разнообразными кварцевыми сланцами и филлитами. Предполагать крупные перерывы и несогласия внутри нижнепротерозойского комплекса оснований пока нет. Нижнепротерозойский комплекс осадочных пород в неизмеримо большей степени сохранил черты своего, несомненно, осадочного происхождения, нежели архейские парапороды.

Как мы видели, для архейских парапород Прибайкалья характерен глубинный метаморфизм типа катазоны Грубенмана, тогда как для нижнепротерозойских пород в общем типичен метаморфизм гораздо менее интенсивный — типа эпизоны. На интенсивно денудированном нижнепротерозойском фундаменте, срезанном в Прибайкалье почти всюду вплоть до архейского основания, с резким угловым несогласием и трансгрессивно залегает трехчленный байкальский комплекс верхнего протерозоя — голоустенская, улунтуйская и качергатская свиты. Характер отложений базальной голоустенской свиты, так же как и ее мощность, подвержен сильным колебаниям. Эта свита состоит преимущественно из довольно грубого обломочного материала, составленного за счет разрушения более древних отложений. Известняки, иногда содержащие водоросли, и филлиты играют в ней подчиненную роль. Мощность свиты варьирует в значительных пределах — от многих сотен метров на юге Прибайкалья до немногих десятков метров на севере (Елохин мыс).

Вышележащая улунтуйская свита представлена характерными водорослевыми известняками, переслаивающимися с филлитами. При прослеживании разреза улунтуйской свиты с юга на север вдоль побережья озера можно видеть заметное уменьшение роли известняков на север, резкое снижение мощностей известняковых горизонтов. На севере Прибайкалья в составе улунтуйской свиты главенствуют глинистые сланцы.

Терригенная качергатская свита в противовес двум предыдущим во всем Прибайкалье очень однообразна, как по мощности, так и по составу.

Общий облик пород протерозоя свидетельствует о преобладании терригенных фаций над органогенными. Последние играют заметную роль только в составе голоустенской и улунтуйской свит в южной части Западного Прибайкалья. Значительные мощности свит протерозоя, участие в их составе эффузивных пород, слагающих крупные пластообразные тела (об этом подробнее см. ниже в главе об истории вулканизма), — все это говорит о большой мобильности дна протерозойских бассейнов как нижне-, так и верхнепротерозойского времени. Другими словами, есть все основания предполагать, что с начала протерозоя существовали условия, подобные режиму геосинклинальных областей более поздних моментов истории Земли. Определились геосинклинальные области с мощными накоплениями осадков, преимущественно терригенного типа, определились области сноса. Береговая линия верхнепротерозойского бассейна, существовавшего в Прибайкалье, может быть намечена в области Лено-Киренгского междуречья. Об этом свидетельствует закономерность изменения фаций верхнего протерозоя Прибайкалья, подтверждающаяся, как мы увидим ниже, материалами по протерозою северо-западной окраины горной области.

Естественно, что мы вправе ожидать встретить во внутренней части Байкальского нагорья широкое и наиболее полное развитие разнообразных отложений протерозойской эры. Этот вывод подтверждается довольно обильным фактическим материалом, как мы в этом убедимся непосредственно ниже.

Весьма интересен тот факт, что условия образования осадков в протерозое вполне сравнимы с условиями седиментации в позднейшее время, например, в палеозое. В этом специфическое различие между протерозоем и археем, для которого есть некоторые основания предполагать совершенно своеобразный режим как накопления осадков, так и последующей истории их преобразования.

С протерозойской эры, повидимому, создались условия осадкообразования, вполне сравнимые с условиями осадконакопления позднейшего времени. В верхнем протерозое в Прибайкалье впервые появляются определимые органические остатки, представленные пока несколькими родами водорослей. Это наиболее древние органические остатки из известных в Восточной Сибири. Стратиграфия протерозойских отложений Западного Прибайкалья и их флора весьма близки к отложениям и флоре синийской формации Китая, как это недавно показали акад. В. А. Обручев и Ю. М. Шейнман (Обручев, 1939; Шейнман, 1937).

Необходимо подчеркнуть здесь еще раз (к этому вопросу мы вернемся впоследствии), что по всему Западному Прибайкалью нижнекембрийские отложения, характеризующиеся своей фациальной изменчивостью, залегают трансгрессивно и несогласно на самых разнообразных свитах докембрия от архея до качергатской свиты верхнего протерозоя. Это обстоятельство свидетельствует о крупнейшем перерыве на границе между кембрием и докембрием. Доказательства существования этого перерыва получены были лишь в самое последнее время. Раньше этот перерыв лишь предполагался акад. В. А. Обручевым, всегда настаивавшим на широком развитии протерозоя и большом значении протерозойских отложений в строении Байкальского нагорья, в противовес мнению М. М. Тетяева и многих других, относящих и верхний и нижний протерозой к кембрию. Новые данные совершенно не оправдывают слишком схематические представления М. М. Тетяева и др. и вскрывают сложный разрез докембрийских отложений, отделенных от нижнего кембрия региональным перерывом и резким несогласием.

В свете новых данных мы не имеем никаких оснований относить к нижнему кембрию сложную и мощную толщу протерозойских отложений, явственно распадающихся на две части — нижнюю и верхнюю, разделенные в свою очередь крупным перерывом и несогласием и резко обособленные от архея.

Новые данные, полученные при детальных многолетних исследованиях в Прибайкалье, уточнившие представления о стратиграфии кембрия и докембрия в опорном районе Байкальской области — в Прибайкалье, обязывают к пересмотру и переоценке всего фактического материала по геологии внутренних частей Байкальского нагорья. К этому мы и перейдем, подчеркнув, что в процессе анализа мы, как и наши предшественники, будем опираться на окраинную зону нагорья — Западное Прибайкалье, оценивая прибайкальский разрез протерозоя как опорный разрез всей области Байкальского нагорья.

Обратимся прежде всего к области, лежащей непосредственно к востоку от оз. Байкал, т. е. к той части горной страны, где можно предполагать мощное развитие геосинклинальных отложений протерозоя.

В Северно-Муйском хребте, по данным А. К. Мейстера (1932), на гнейсах, кристаллических сланцах и известняках, отнесенных нами по ряду оснований к архею,¹ несогласно залегает (фиг. 4) сложная серия «метаморфических сланцев» (снизу):

«II группа — метаморфические сланцы

4. Темносерые углистые известняки и филлиты (усть-урихинская свита).

5. Кварциты, эпидозиты, роговообманковые и другие сланцы (королонская, нижнеджалагунская, витимская свиты).

6. Слюдистые сланцы и филлиты с подчиненными кварцитовыми сланцами (верхнеджалагунская свита).

7. Филлиты, темносерые известняки с подчиненными кварцитами и роговообманковыми сланцами (делюн-уранская свита).

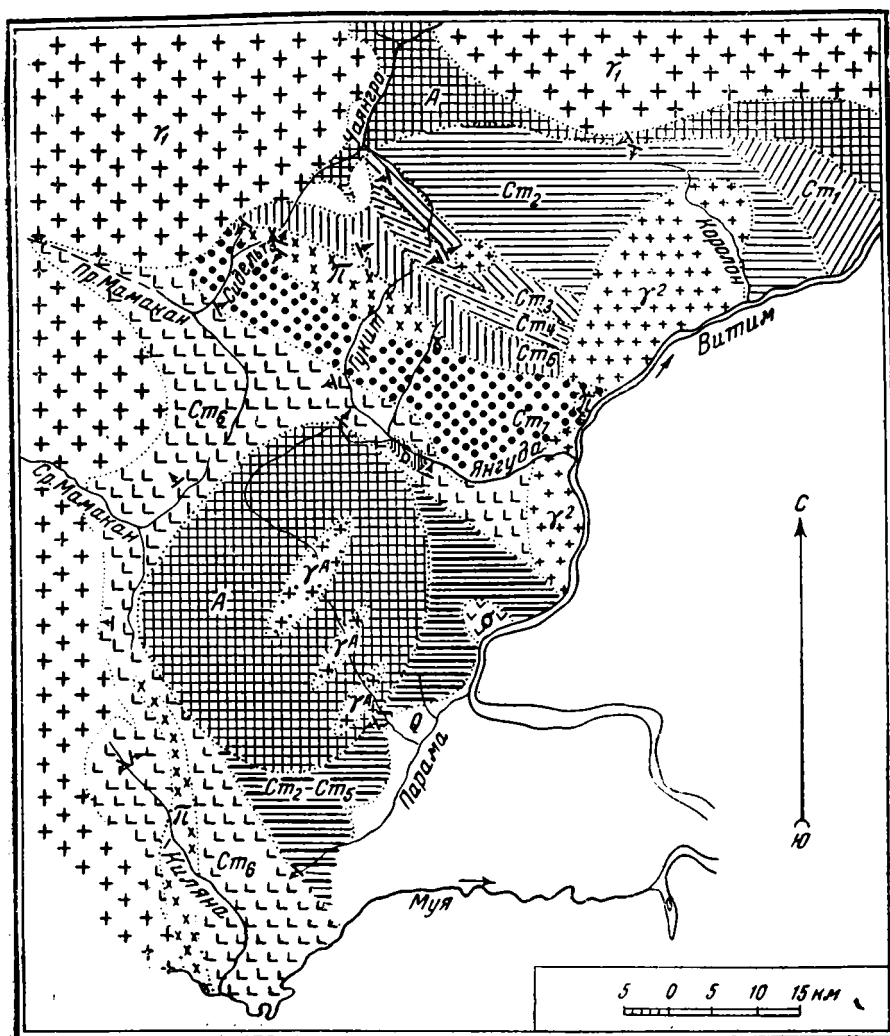
¹ А. К. Мейстер считает эти породы докембрийскими, вероятно альгонкскими.

8. Глинистые сланцы и филлиты с подчиненными кварцитовыми сланцами, роговообманковыми, эпидозитами, с метаморфическими зеленовато-серыми песчаниками и зеленоватым конгломератом в верхних горизонтах и порфирами в нижних.

9. Темносерые известняки с подчиненными, местами метаморфическими песчаниками, филлитами, кварцитами, роговообманковыми сланцами и змеевиками.

III группа — нормально-осадочные породы

10. Красноцветная свита — конгломераты и песчаники с подстилающими их «кварцитами».



Фиг. 4. Геологическая карта части Северно-Муйского хребта.
(По А. К. Мейстеру).

А — кристаллические докембрийские сланцы; γ_A — докембрийские граниты; St_1 — филлиты и известняки (усть-уряхинская свита); St_2 — разнообразные сланцы и кварциты (королевская свита); St_3 — слоистые сланцы и филлиты; St_4 — известняки и филлиты (делюн-уранская свита); St_5 — филлиты и глинистые сланцы с зеленым конгломератом; γ_1 — порфиры; St_6 — темносерые известняки; St_7 — красноцветная толща; γ_2 — посткембрийские граниты; γ_3 — то же витимского типа; δ — габбро; σ — перидотиты и змеевики; Q — современные и послетретичные отложения.

А. К. Мейстер останавливается далее на петрографической характеристике всех выделенных им свит. Не всегда ясно, являются ли эти свиты действительно самостоятельными стратиграфическими единицами, или они

в известной части представляют лишь фациальные изменения одной и той же свиты. В частности это может относиться к усть-уряхинской и делюн-уранской свитам. В петрографическом очерке, к сожалению, очень мало внимания уделено составу гальки конгломератов как верхних (свита 10), так и находящихся внутри серии метаморфических сланцев (свита 8). Совершенно не указана мощность свит даже в первом приближении. Тем не менее сводный разрез А. К. Мейстера, несмотря на значительную схематичность, весьма интересен и дает возможность некоторых стратиграфических сопоставлений и сравнений.

А. К. Мейстер, определяя возраст метаморфических сланцев, привлекает для сравнения разрез нижнекембрийских отложений по рр. Чае и Чуе, данный П. И. Преображенским (1910, 1912), и приходит к выводу, что свиты 4—10 Северно-Муйского хребта относятся к нижнему отделу кембрия. К тому же выводу его приводит сравнение с разрезом нижнего кембрия района р. Голоустной по М. М. Тетяеву. Совершенно справедливо А. К. Мейстер параллелизует свою свиту 9 известняков, часто оолитовых, с улунтуйской свитой голоуспенского разреза.

В свете нового материала по геологии Прибайкалья последнее сопоставление вполне справедливо и законно. Вполне вероятно, что «оолитовые» известняки свиты 9 А. К. Мейстера в той или иной мере окажутся при дальнейшем изучении водорослевыми известняками, как это выяснилось при ближайшем изучении «гороховых камней», входящих в состав улунтуйской свиты Западного Прибайкалья (Павловский и Цветков, 1936).

Мне представляется, однако, возможным подойти несколько иначе к оценке всего разреза метаморфических сланцев Северно-Муйского хребта, чем это делает А. К. Мейстер. В самом деле, Мейстер проходит мимо весьма важного и интересного факта — конгломератов, входящих в состав его свиты 8. Об этих конгломератах писал еще П. Н. Кропоткин, пересекший однажды (Кропоткин и Поляков, 1873) Северно-Муйский хребет. Те же конгломераты в мощном развитии встречены южнее района работ Мейстера и описаны Н. И. Свитальским в бассейне р. Ципы (1915_{2,3}; 1931). А. К. Мейстер весьма кратко пишет про состав гальки конгломерата, сложенной по его данным метаморфическими породами и порфиром. По данным Мейстера конгломерат связан с глинистыми сланцами (той же свиты 8) и залегает с ними совершенно согласно. Повидимому, конгломераты залегают в верхней части свиты 8 и подстилают свиту 9 (аналог улунтуйской свиты).

Мне кажется, есть все основания рассматривать свиту 8 Мейстера, так же как и соответствующие отложения в бассейне р. Ципы, как базальную свиту верхнего отдела метаморфической серии, залегающую трансгрессивно на более древних метаморфических породах. При этом вполне законном предположении свита 8 Мейстера в той или иной части явится естественным аналогом голоуспенской свиты Западного Прибайкалья. Это предположение тем более вероятно, что и по составу своему свита 8 почти тождественна низам голоуспенской свиты Прибайкалья (Бугульдейский район; Павловский и Цветков, 1938₁); в обоих случаях к ней приурочены пластобразные залежи кислых изверженных пород. С моей точки зрения свиты 8 и 9 Мейстера являются аналогами голоуспенской и улунтуйской свит верхнего протерозоя Прибайкалья. Нижележащие свиты метаморфических сланцев (4—7 схемы Мейстера) должны быть сопоставлены с нижним протерозоем Прибайкалья. Ниже, при рассмотрении тектоники области, мы найдем новое подтверждение нашим сопоставлениям.

Свиту 10 красноцветных конгломератов А. К. Мейстер приравнивает к качергатской свите Прибайкалья, основываясь на данных М. М. Тетяева. Однако сейчас это представляется мало вероятным, поскольку новыми исследованиями в качергатской свите конгломератов не обнаружено. Гораздо больше оснований сопоставлять красноцветные конгломераты Мейстера

с базальными горизонтами нижнего кембрия и рассматривать их как стратиграфический аналог базальных свит нижнего кембрия Западного Прибайкалья. Это тем более вероятно, что в красноцветном конгломерате свиты 10 Мейстера имеется, по данным этого геолога, галька не только метаморфических пород, подстилающих конгломераты, но и более древних кристаллических пород архея.¹

Весь разрез Северно-Муйского хребта, как мы видим, имеет много сходного с разрезом докембрия и низов палеозоя Прибайкалья. И в Северно-Муйском хребте и в Прибайкалье представлены отчетливо и архейские паропороды (свиты 1—3), и нижнепротерозойские метаморфизованные породы осадочного происхождения (свиты 4—7), и типичный байкальский комплекс, которому отвечают свиты 8 и 9 схемы Мейстера. Отсутствует лишь качергатская свита верхнего протерозоя. Верхнепротерозойский комплекс, лежит, повидимому, трансгрессивно на более древних породах, так же как и в Прибайкалье, о чем говорит состав гальки конгломерата свиты 8.

На всех свитах докембрия трансгрессивно залегает толща красноцветных конгломератов, подобно тому как в Прибайкалье нижнекембрийские породы залегают на различных горизонтах и свитах протерозоя и архея.

А. К. Мейстер не считает возможным отнести свои верхние свиты (в частности 9) к докембрию только потому, что метаморфизм их для докембрия выражен слишком слабо. Подобное обоснование весьма странно, так как степень метаморфизма, конечно, не может служить надежным и единственным критерием возрастной оценки. Кроме того, приведенное соображение Мейстера не имеет никакого значения в свете новых данных по стратиграфии опорного разреза докембрия в Прибайкалье, на которой в его старой интерпретации Мейстер опирается во всех своих сопоставлениях.

К югу от района работ А. К. Мейстера располагается обширная область левобережья р. Витима, охватывающая бассейн рр. Ципы, Уссы, Амалата и др., в пределах которой производились исследования Н. И. Свитальским и А. А. Деминим. Здесь мы встречаемся с теми же свитами докембрия, что и в Северно-Муйском хребте, с той лишь разницей, что у Свитальского и его сотрудников нет столь отчетливых стратиграфических представлений, как у А. К. Мейстера. Здесь развиты те же две свиты, кристаллическая и метаморфическая, которые выделялись всеми геологами, работавшими в области Байкальского нагорья. Кристаллическая свита, по данным Свитальского, развитая в ряде пунктов на левобережье р. Витима и в других местах, представляет, повидимому, весьма сложное образование. В ее состав входят, вероятно, и архейские, и нижнепротерозойские метаморфизованные осадочные породы. Об этом свидетельствует ряд обстоятельств. Прежде всего, Ю. И. Половинкина, обработавшая полевые наблюдения А. А. Демина, отмечает (Свитальский и Половинкина, 1931), что выделенные ею кристаллическая и метаморфическая свиты могут не соответствовать принятому для всего Прибайкалья разделению пород, ибо в поле это сделано не было. Далее она отмечает, что ею не могло быть учтено влияние контактового метаморфизма на породы более молодой метаморфической свиты. Это замечание весьма существенно. Очевидно, что в районе работ Демина архейские, нижнепротерозойские, а частью и верхнепротерозойские отложения могут быть выделены лишь с большим трудом и весьма условно.

Аналогичное положение наблюдается, повидимому, и в районе работ Свитальского. Об этом убедительно говорят позднейшие наблюдения А. А. Арсеньева (1940) по р. Витиму, выделившего близ устья р. Муи

¹ По новейшим данным Н. П. Михно это предположение полностью подтверждено находкой обильной кембрийской фауны археоциат в карбонатных породах, перекрывающих согласно красноцветные конгломераты свиты 10 А. К. Мейстера.

в известной части представляют лишь фациальные изменения одной и той же свиты. В частности это может относиться к усть-уряхинской и делюн-уранской свитам. В петрографическом очерке, к сожалению, очень мало внимания уделено составу гальки конгломератов как верхних (свита 10), так и находящихся внутри серии метаморфических сланцев (свита 8). Совершенно не указана мощность свит даже в первом приближении. Тем не менее сводный разрез А. К. Мейстера, несмотря на значительную схематичность, весьма интересен и дает возможность некоторых стратиграфических сопоставлений и сравнений.

А. К. Мейстер, определяя возраст метаморфических сланцев, привлекает для сравнения разрез нижнекембрийских отложений по рр. Чае и Чуе, данный П. И. Преображенским (1910, 1912), и приходит к выводу, что свиты 4—10 Северно-Муйского хребта относятся к нижнему отделу кембрия. К тому же выводу его приводит сравнение с разрезом нижнего кембрия района р. Голоустной по М. М. Тетяеву. Совершенно справедливо А. К. Мейстер параллелизует свою свиту 9 известняков, часто оолитовых, с улунтуйской свитой голоуспенского разреза.

В свете нового материала по геологии Прибайкалья последнее сопоставление вполне справедливо и законно. Вполне вероятно, что «оолитовые» известняки свиты 9 А. К. Мейстера в той или иной мере окажутся при дальнейшем изучении водорослевыми известняками, как это выяснилось при ближайшем изучении «гороховых камней», входящих в состав улунтуйской свиты Западного Прибайкалья (Павловский и Цветков, 1936).

Мне представляется, однако, возможным подойти несколько иначе к оценке всего разреза метаморфических сланцев Северно-Муйского хребта, чем это делает А. К. Мейстер. В самом деле, Мейстер проходит мимо весьма важного и интересного факта — конгломератов, входящих в состав его свиты 8. Об этих конгломератах писал еще П. Н. Кропоткин, пересекший однажды (Кропоткин и Поляков, 1873) Северно-Муйский хребет. Те же конгломераты в мощном развитии встречены южнее района работ Мейстера и описаны Н. И. Свистальским в бассейне р. Ципы (1915_{2,3}; 1931). А. К. Мейстер весьма кратко пишет про состав гальки конгломерата, сложенной по его данным метаморфическими породами и порфиром. По данным Мейстера конгломерат связан с глинистыми сланцами (той же свиты 8) и залегает с ними совершенно согласно. Повидимому, конгломераты залегают в верхней части свиты 8 и подстилают свиту 9 (аналог улунтуйской свиты).

Мне кажется, есть все основания рассматривать свиту 8 Мейстера, так же как и соответствующие отложения в бассейне р. Ципы, как базальную свиту верхнего отдела метаморфической серии, залегающую трансгрессивно на более древних метаморфических породах. При этом вполне законном предположении свита 8 Мейстера в той или иной части явится естественным аналогом голоуспенской свиты Западного Прибайкалья. Это предположение тем более вероятно, что и по составу своему свита 8 почти тождественна низам голоуспенской свиты Прибайкалья (Бугульдейский район; Павловский и Цветков, 1938₁); в обоих случаях к ней приурочены пластообразные залежи кислых изверженных пород. С моей точки зрения свиты 8 и 9 Мейстера являются аналогами голоуспенской и улунтуйской свит верхнего протерозоя Прибайкалья. Нижележащие свиты метаморфических сланцев (4—7 схемы Мейстера) должны быть сопоставлены с нижним протерозоем Прибайкалья. Ниже, при рассмотрении тектоники области, мы найдем новое подтверждение нашим сопоставлениям.

Свиту 10 красноцветных конгломератов А. К. Мейстер приравнивает к качергатской свите Прибайкалья, основываясь на данных М. М. Тетяева. Однако сейчас это представляется мало вероятным, поскольку новыми исследованиями в качергатской свите конгломератов не обнаружено. Гораздо больше оснований сопоставлять красноцветные конгломераты Мейстера

с базальными горизонтами нижнего кембрия и рассматривать их как стратиграфический аналог базальных свит нижнего кембрия Западного Прибайкалья. Это тем более вероятно, что в красноцветном конгломерате свиты 10 Мейстера имеется, по данным этого геолога, галька не только метаморфических пород, подстилающих конгломераты, но и более древних кристаллических пород архея.¹

Весь разрез Северно-Муйского хребта, как мы видим, имеет много сходного с разрезом докембрия и низов палеозоя Прибайкалья. И в Северно-Муйском хребте и в Прибайкалье представлены отчетливо и архейские паропороды (свиты 1—3), и нижнепротерозойские метаморфизованные породы осадочного происхождения (свиты 4—7), и типичный байкальский комплекс, которому отвечают свиты 8 и 9 схемы Мейстера. Отсутствует лишь качергатская свита верхнего протерозоя. Верхнепротерозойский комплекс, лежит, повидимому, трансгрессивно на более древних породах, так же как и в Прибайкалье, о чем говорит состав гальки конгломерата свиты 8.

На всех свитах докембрия трансгрессивно залегает толща красноцветных конгломератов, подобно тому как в Прибайкалье нижнекембрийские породы залегают на различных горизонтах и свитах протерозоя и архея.

А. К. Мейстер не считает возможным отнести свои верхние свиты (в частности 9) к докембрию только потому, что метаморфизм их для докембрия выражен слишком слабо. Подобное обоснование весьма странно, так как степень метаморфизма, конечно, не может служить надежным и единственным критерием возрастной оценки. Кроме того, приведенное соображение Мейстера не имеет никакого значения в свете новых данных по стратиграфии опорного разреза докембрия в Прибайкалье, на которой в его старой интерпретации Мейстер опирается во всех своих сопоставлениях.

К югу от района работ А. К. Мейстера располагается обширная область левобережья р. Витима, охватывающая бассейн рр. Ципы, Уссы, Амалата и др., в пределах которой производились исследования Н. И. Свительского и А. А. Деминим. Здесь мы встречаемся с теми же свитами докембрия, что и в Северно-Муйском хребте, с той лишь разницей, что у Свительского и его сотрудников нет столь отчетливых стратиграфических представлений, как у А. К. Мейстера. Здесь развиты те же две свиты, кристаллическая и метаморфическая, которые выделялись всеми геологами, работавшими в области Байкальского нагорья. Кристаллическая свита, по данным Свительского, развитая в ряде пунктов на левобережье р. Витима и в других местах, представляет, повидимому, весьма сложное образование. В ее состав входят, вероятно, и архейские, и нижнепротерозойские метаморфизованные осадочные породы. Об этом свидетельствует ряд обстоятельств. Прежде всего, Ю. И. Половинкина, обработавшая полевые наблюдения А. А. Демина, отмечает (Свительский и Половинкина, 1931), что выделенные ею кристаллическая и метаморфическая свиты могут не соответствовать принятому для всего Прибайкалья разделению пород, ибо в поле это сделано не было. Далее она отмечает, что ею не могло быть учтено влияние контактового метаморфизма на породы более молодой метаморфической свиты. Это замечание весьма существенно. Очевидно, что в районе работ Демина архейские, нижнепротерозойские, а частью и верхнепротерозойские отложения могут быть выделены лишь с большим трудом и весьма условно.

Аналогичное положение наблюдается, повидимому, и в районе работ Свительского. Об этом убедительно говорят позднейшие наблюдения А. А. Арсеньева (1940) по р. Витиму, выделившего близ устья р. Муи

¹ По новейшим данным Н. П. Михно это предположение полностью подтверждено находкой обильной кембрийской фауны археоциат в карбонатных породах, перекрывающих согласно красноцветные конгломераты свиты 10 А. К. Мейстера.

нижнепротерозойские отложения, залегающие с резким угловым несогласием на архейских парапородах.

Учитывая все эти обстоятельства, архейские, ниже- и верхнепротерозойские породы выделены на геологической карте только там, где это представлялось возможным. Именно на р. Витиме от устья р. Ципы до устья р. Тулдуни и на левобережье нижнего течения р. Ципы можно, по данным Свитальского и Арсеньева, расчленить кристаллические сланцы на две свиты — более древнюю, вероятно архейскую, и более молодую — нижепротерозойскую. Последняя сложена преимущественно кварцево-полевошпатово-слюдяными сланцами, филлитами, возможно кристаллическими известняками. Более древняя (архейская?) свита состоит из слюдяных и гранатово-слюдяных плагиоклаз-амфиболовых и плагиоклаз-амфиболово-диопсидовых сланцев, кристаллических известняков и разнообразных blastsammitовых гнейсов. Остальные участки развития кристаллических сланцев, по видимому, следует связывать с нижним протерозоем.

В области левобережья р. Витима огромные площади заняты интрузиями главным образом кислых пород, внедрившихся в осадочную толщу в конце нижнего протерозоя. Их влияние сказалось в интенсивной, почти равномерной для данной площади перекристаллизации пород нижнего протерозоя, в сильнейшем метаморфизме, приведшем к преобразованию их в кристаллические сланцы. Ввиду этого следует еще раз обратить внимание на значительную условность выделения здесь нижнего протерозоя и архея на основе данных старых наблюдений Н. И. Свитальского и др., лишь в некоторой части дополненных и измененных новейшими исследованиями А. А. Арсеньева.

На кристаллически-сланцевой группе пород, принадлежащих, вероятно, к архею и нижнему протерозою, залегает трансгрессивно и несогласно так называемая метаморфическая свита.¹ В ее основании залегают порфиры и их туфы (развитые лишь местами на р. Ципы, у зимовья Ую и по р. Ципинскому Горбылку); выше следуют песчаники, глинистые сланцы и известняки. В контактах с интрузиями, рвущими метаморфическую свиту, наблюдаются контактные ореолы, составленные из разнообразных роговиков и кристаллических известняков. Таков облик метаморфической свиты по Свитальскому. Однако, знакомясь с описанием отдельных маршрутов этого исследователя, мы можем отметить, что его собственный материал сведен им далеко не полно. Эта неполнота выражается между прочим в исчезновении конгломератов из описания в заключительной части его работы. Между тем конгломераты, аналогичные зеленому конгломерату, которые были встречены Кропоткиным и Мастером в Северно-Муйском хребте, упоминаются Свитальским при описании маршрутов в различных участках области его исследования. Так, например, в долине Тулуйского Киндикана была обнаружена осыпь огромных глыб зеленого конгломерата с галькой и валунами кварцевого порфира. Можно думать, что эти конгломераты залегают в основании метаморфической свиты. На севере района работ Свитальского по правобережью р. Муи метаморфическая свита непосредственно соприкасается с областью развития свит 8 и 9 Мастера. Здесь ясно видна непосредственная связь метаморфической свиты Свитальского, относимой нами к верхнему протерозою, с разновозрастными породами Северно-Муйского хребта. Состав метаморфической свиты Свитальского вполне аналогичен составу верхнего протерозоя Северно-Муйского хребта, в чем легко убедиться даже при беглом сравнении — порфиры в основании раз-

¹ Совершенно отчетливо о трансгрессивном и несогласном залегании метаморфической свиты на кристаллической Н. И. Свитальский говорит только в английском резюме (Свитальский и Половинкина, 1931).

реза, далее зеленые конгломераты, песчанистые сланцы, филлиты (или глинистые сланцы) и, наконец, доломиты и известняки.

Наблюдения Свитальского по левобережью р. Муи и сравнение его данных с результатами работ Мейстера показывают еще, что в кристаллическую свиту Свитальским были зачислены разновозрастные отложения, именно — низы группы метаморфических сланцев и кристаллические сланцы Мейстера (вероятный архей и нижний протерозой, с моей точки зрения). Таким образом, вряд ли приходится сомневаться в том, что в районах исследований обоих геологов развиты совершенно одинаковые серии пород, в которых без особого труда можно выделить архейские паропороды и отложения нижнего и верхнего протерозоя, отделенные друг от друга перерывами и угловыми несогласиями. Каждая серия представлена в обоих районах одинаковыми, весьма характерными породами, в одной и той же последовательности. Сходство в геологическом строении Северно- и Южно-Муйских хребтов подчеркивается еще присутствием красноцветных конгломератов, лежащих несогласно и трансгрессивно на породах метаморфической свиты (верхнепротерозойской). А. К. Мейстер выделил эти конгломераты в особую свиту (10-ю); выше мы сопоставили эту свиту с низами кембрия Западного Прибайкалья. Эта же свита представлена и у Свитальского, пропустившего ее при сведении своего материала так же, как были им пропущены киндиканские зеленые конгломераты.

В описании обнажений по правобережью р. Ципы в окрестностях зимовья Кудуунду Свитальским отмечены пестрый конгломерат и розоватый песчаник, залегающий на хлорит-серицит-доломитовом песчанике. В гальке конгломерата имеются порфиры, метаморфические сланцы, кварц и полевые шпаты. Очевидно, что конгломерат образован за счет размыва верхней метаморфической свиты, т. е. верхнего протерозоя. Это обстоятельство позволяет рассматривать пестрые конгломераты и розовые песчаники как аналог красноцветных нижнекембрийских конгломератов Северно-Муйского хребта. Таким образом, сходство разрезов докембрия в пределах Северно- и Южно-Муйского хребтов оказывается поразительным. В обоих участках внутренней зоны Байкальского нагорья развит вероятный архей, играющий здесь сравнительно с другими участками нагорья незначительную роль. Далее очень полно представлен нижний протерозой, местами сильно метаморфизованный. Также полно развиты отложения байкальского верхнепротерозойского комплекса, перекрытого красноцветными и пестроцветными конгломератами — аналогом базальных горизонтов нижнего кембрия Западного Прибайкалья.

Н. И. Свитальский относит всю свою метаморфическую свиту к нижнему кембрию, основываясь на наблюдениях М. М. Тетяева и П. И. Преображенского по западной и северо-западной окраинам Байкальского нагорья, совершенно так же, как это было сделано А. К. Мейстером для Северно-Муйского хребта. Все возражения, сделанные по поводу работы А. К. Мейстера, полностью приложимы к аргументации Н. И. Свитальского в пользу нижнекембрийского возраста метаморфической свиты. В свете новых данных по геологии Прибайкалья стратиграфические построения М. М. Тетяева и П. И. Преображенского должны быть пересмотрены самым основательным образом. Сейчас доводы Н. И. Свитальского о нижнекембрийском возрасте метаморфической свиты представляются совершенно не убедительными. Характерно, что Свитальский в заключительной части своей работы не упоминает про красные и зеленые конгломераты, гриуроченные к различным частям стратиграфического разреза. Эти конгломераты, так же как и аналогичные породы Северно-Муйского хребта, не укладываются в рамки стратиграфической схемы Тетяева, свидетельствуя о крупных перерывах внутри той толщи, которая огульно относилась Тетяевым, Мейстером и Свитальским к нижнему кембрию.

Между тем новые наблюдения по Прибайкалью позволяют при сопоставлении их со старыми данными с достаточной точностью проследить сложный разрез докембрия и низов кембрия в пределах крупной части Байкальского нагорья.

Совершенно аналогичный, только менее полный разрез докембрия устанавливается в еще более южной части нагорной области — в бассейне р. Витимкана, известном по работе В. К. Котульского (1932), и на Центральном плато Витимского плоскогорья, описанного А. К. Мейстером (Мейстер и Половинкина, 1932).

На Витимкане развита очень сложная серия кристаллических и метаморфических сланцев. Эту серию В. К. Котульский рассматривает как единую формацию, в различной степени метаморфизованную в разных частях района под влиянием интрузий главным образом кислой магмы. Он выделил среди кристаллически-сланцевой свиты следующие породы: производные известковых пород (скаполитовые, пироксеновые, гранатовые сланцы), амфиболиты, мраморы и ципполины, производные глинистых сланцев и песчаников (биотитовые, кордиеритовые, андалузитовые сланцы). К группе метаморфических сланцев относятся: известковые сланцы, песчаники, кварциты, глинистые сланцы, туфы (фельзитовые).

Вполне возможно, что на р. Витимкане отложения метаморфической свиты, тождественной верхнему протерозою Южно- и Северно-Муйского хребтов, подверглись сильному метаморфизму. Частично это имело место, как мы видели, в районе работ Н. И. Свитальского, где верхнепротерозойские породы местами в контактных зонах превращены в кристаллические сланцы. Однако на Витимкане, где нет сомнений в широком развитии верхнепротерозойского (байкальского) комплекса, представленного метаморфической свитой, можно предполагать присутствие и более древних пород, в частности нижнепротерозойских. Не будем здесь останавливаться на структурных данных, очень интересных и говорящих в пользу последнего предположения. Об этом будет сказано ниже, в тектоническом очерке. Отметим лишь то обстоятельство, что изучение карты Котульского дает возможность предполагать существование двух свит, из которых одна, относительно более молодая верхнепротерозойская «метаморфическая», лежит трансгрессивно на более древней кристаллической. В частности, на подобный вывод наводит на карте Котульского пятно песчаников и кварцитов (метаморфическая свита), лежащих непосредственно на нижних горизонтах кристаллически-сланцевой серии в верховьях рч. Харавкит. Кажется законным предположение о том, что значительная часть кристаллических сланцев Котульского представляет нижнепротерозойские породы, перекрытые трансгрессивно верхнепротерозойским комплексом, именуемым Котульским метаморфическими сланцами.

Такая трактовка витимского разреза вполне гармонирует с разрезом Н. И. Свитальского, данным для соседнего к северу района. То же имеет место для другого соседнего участка — Центрального плато Витимского плоскогорья, изученного А. К. Мейстером (Мейстер и Половинкина, 1932).

По данным А. К. Мейстера на Центральном плато Витимского плоскогорья развиты две разновозрастные свиты. Верхняя представлена двумя типами пород. С одной стороны, это серые и красноватые песчаники и кварцитовидные породы, развитые в верховьях р. Аталанги. С другой стороны, на р. Жилинде встречены светлосерые кварцево-известковистые песчаники, которым подчинены серицито-известковистые сланцы и конгломераты (по И. Лопатину) с галькой кристаллических известняков, кристаллических сланцев и гранитов. С этими же породами Мейстер связывает не-

которые контактные роговики. Обе группы пород А. К. Мейстер относит к вероятному кембрию.

Более древняя докембрийская серия представлена метаморфическими и кристаллическими сланцами. Эта серия более разнообразна по составу, чем предыдущая. К группе кристаллических сланцев и гнейсов относятся: двуслюдяной гнейс, андалузитовый слюдяной сланец, андалузитовый сланец, андалузито-кордиерито-биотитовый гнейс, плагиоклазо-диопсидовый слюдяной сланец, кристаллические известняки, то чистые, то с новообразованиями тремолита, биотит-эпидото-актинолитовые сланцы. В составе кристаллически-сланцевой свиты местами наблюдаются менее метаморфизованные породы — биотито-кальцитовый сланец, серицито-кальцитовый сланец. С другой стороны, отмечены породы мигматитового типа на контакте докембрийской толщи с гранитом. Контактнометаморфические породы, кроме того, представлены авгитогранатовым скарном и пироксенитом, образованными за счет известняков.

Данные Мейстера говорят о том, что и на Центральном плато, как и в соседних участках Байкальской области, развиты метаморфические породы, тождественные и по составу и по условиям залегания протерозойским. Нижняя кристаллически-сланцевая и метаморфическая свита весьма напоминает нижний протерозой соседних участков нагорья. Вопрос о присутствии верхнего протерозоя на Центральном плато остается открытым. Может быть к нему относятся известковистые песчаники, серицито-известковистые сланцы и конгломераты р. Жилинды, тогда как нижний кембрий представлен только красноватыми песчаниками. Решающего вывода здесь сделать нельзя, поскольку неизвестны взаимоотношения этих двух групп пород, целиком относимых А. К. Мейстером к вероятному кембрию.

Подводя краткие итоги данным по составу и распространению протерозоя по левобережью р. Витима от области Северно-Муйского хребта на севере до верховьев Витима на юге, мы можем отметить на этом участке широкое развитие двух комплексов протерозоя — нижнего, представленного сравнительно интенсивно метаморфизованными породами осадочного происхождения, и верхнего, обычно метаморфизованного слабее. Состав верхнего протерозоя в данной области весьма близок, как мы видели, к составу верхнего протерозоя Западного Прибайкалья. Вертикальная смена фаций в верхнем протерозое на левобережье р. Витима совершенно та же, что и в Западном Прибайкалье. Очевидно, что мы имеем дело с отложениями очень крупного бассейна, покрывавшего значительные площади в южной части Байкальской области. Естественно ожидать встретить протерозойские отложения между верхним течением р. Витима и оз. Байкалом в бассейнах рр. Баргузина и Верхней Ангары.

По данным В. К. Котульского (1910—1915) и П. Эскола (Eskola, 1930) в области Баргузино-Верхне-Ангарского междуречья развит комплекс метаморфических пород, вполне сопоставимых с протерозоем соседних областей — Западного Прибайкалья и области верхнего течения р. Витима.

Выше мы уже отмечали вероятное развитие в этом районе архейских пород, близких по типу парасланцам архея Западного Прибайкалья. По данным В. К. Котульского, кристаллически-сланцевая толща перекрыта мощными отложениями сравнительно слабо метаморфизованных пород, отнесенных им к метаморфической свите. Разрозненные маршрутные наблюдения не дают возможности построить разрез метаморфической свиты. Тем не менее состав ее настолько характерен, что вряд ли могут быть сомнения в принадлежности здешней метаморфической свиты к байкальскому комплексу верхнего протерозоя. В самом деле, метаморфическая свита сложена туфами, песчаниками, кварцевыми и слюдистыми сланцами (долины рек Уколкитов); местами в этой толще наблюдаются

углистые сланцы и известняки (р. Нандони), буро-шпатовые песчаники (рр. Янчуй, Котеря). Особенно интересным является факт наличия углистых известняков со структурой горохового камня. Эти очень характерные для улунтуйской свиты верхнего протерозоя породы встречаются, как мы видели, не только в Прибайкалье, но и в Северно-Муйском хребте. Из краткого описания маршрутов В. К. Котульского создается впечатление, что в области междуречья Баргузин — Верхняя Ангара значительные площади заняты отложениями верхнего протерозоя с характерной свитой известняков («гороховые камни»), давно известной в Прибайкалье. Значительную роль в составе свиты играют, повидимому, туфы, что больше сближает состав верхне-ангарского байкальского комплекса с верхним протерозоем Северно-Муйского хребта и районом р. Ципы, чем с байкальским комплексом Западного Прибайкалья.

П. Эскола (Eskola, 1930), изучавший район рр. Намамы и Светлой, приходит к выводу о наличии здесь разновозрастных свит докембрия. Нижняя свита (архей) сложена разнообразными кристаллическими сланцами и известняками. Верхняя свита, относимая Эскола к альгонку, представлена известняками, иногда доломитовыми, серицито-альбитовыми сланцами с кварцем, кальцитом, пиритом, а также зелеными хлорит-эпидотовыми сланцами (метаморфизованные андезиты), кварцитами, вулканическими туфами и лавами. Б. А. Аверьянов и Л. И. Салоп выделяют на восточном побережье Байкала (1939) толщу метаморфических пород протерозоя, состоящую из трех свит (снизу): свиты диопсид-скаполитовых и кварцевых сланцев (200 м), свиты кристаллических известняков с оолитами и водорослями *Osagia sibirica* (1.5—2 км), свиты актинолитовых сланцев (несколько сотен метров). Все три свиты залегают согласно друг с другом. Нижняя сланцевая свита налегает трансгрессивно и несогласно на архейские гнейсы и граниты. Из всех приведенных наблюдений, кажется, с достаточной ясностью вырисовывается широкое развитие на восточном побережье Байкала толщи отложений, являющихся аналогом верхне-протерозойского комплекса Западного Прибайкалья.

Обратимся теперь к восточной части нашей области, к строению Олекмо-Витимской горной страны, с тем чтобы и здесь наметить тип и характер распространения протерозойских отложений. В области Олекмо-Витимского междуречья преимущественно развиты кристаллические пара- и ортопороды архея. Лишь местами на архейских породах трансгрессивно и несогласно, как это удастся установить в некоторых пунктах, залегают значительно более слабо метаморфизованные породы осадочного происхождения, в свою очередь перекрытые трансгрессивной серией отложений нижнего кембрия. Таким образом, и в Олекмо-Витимской части нагорной области отчетливо выделяется комплекс осадочных пород моложе архея, но древнее нижнего кембрия. Это обстоятельство дает достаточно уверенности в том, что в Олекмо-Витимской горной стране, так же как и в Прибайкалье, Баргузинском и Верхне-Витимском районах, присутствуют отложения протерозойской эры.

Наиболее крупное пятно протерозойских пород известно в хр. Удокан, расположенном между верховьями рр. Калар и Чары. Впервые эти породы были обнаружены и описаны Д. В. Никитиным (1918). Позже их изучали Е. С. Бобин, Е. В. Павловский, И. А. Ефремов, А. А. Арсеньев.

Е. С. Бобин выделил (1933) в верхнем течении р. Калар и по р. Четканде свиту филлитов и аспидных, углистых, слюдисто-глинистых и тальково-хлоритовых сланцев. В верхней части разреза среди сланцев отмечен ряд прослоев кварцитов. Общая мощность свиты выражается во много сотен метров. Эта метаморфическая свита перекрыта отложениями нижнего кембрия, представленными внизу конгломератами, а выше — раз-

ноцветными известняками. Бобин предполагал согласное залегание кембрийских пород на метаморфической свите, что, однако, не подтвердилось позднейшими наблюдениями.

В долине р. Чары близ устья р. Абсат и в долине р. Кемень Д. В. Никитин (1918), а позже мною (Павловский, 1932₂) описаны разнообразные метаморфизованные породы — глинисто-песчаные, песчанистые и слюдяно-песчаные сланцы с редкими прослоями кристаллических известняков и кварцитов. Нижняя часть серии интенсивно метаморфизована и превращена в гранатовые, слюдяные и ставролитовые сланцы под влиянием гранитной интрузии. Эта свита залегает с резким угловым несогласием на архейских гнейсах.

И. А. Ефремов и А. А. Арсеньев (Ефремов и Арсеньев, 1935) подтвердили мой вывод о трансгрессивном налегании метаморфической свиты протерозоя на различных свитах архея. Эти исследователи говорят о значительной роли кристаллических известняков в составе метаморфической свиты в дополнение к данным Е. С. Бобина и моим.

В Каларском и Верхне-Чарском районах между археем и нижним кембрием в нормальном разрезе заключена мощная серия метаморфизованных пород, близкая по типу нижнему протерозою Прибайкалья и Баргузинской тайги. Так же как и в Прибайкалье и в других местах изучаемой нами области, нижнепротерозойские отложения отделены и от архея и от нижнего кембрия крупным перерывом и несогласием залегания. Отложения нижнего протерозоя занимают значительную площадь в пределах хр. Удокан; значительно меньше они распространены в области хр. Кодар.

Небольшие участки развития тех же пород, зажатых в узких синклиналях, втиснутых в архейское основание, известны еще на р. Олекме, близ устья р. Нюкжи. Здесь наблюдается (Ефремов, 1935; Павловский и Цветков, 1935) серия кварцево-серицитовых, кварцево-эпидотовых, хлоритовых и гранатовых сланцев, залегающая с резким угловым несогласием на архейских гнейсах. Эти сланцы весьма близки к аналогичным породам нижнего протерозоя Западного Прибайкалья. Условно я включаю нюкжинские сланцы в состав нижнего протерозоя, хотя точного определения их верхней возрастной границы еще нет.

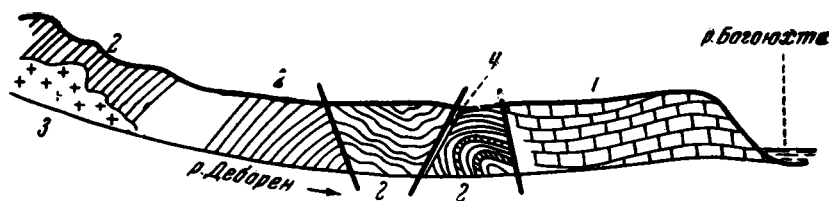
К этой же группе пород (т. е. к условному нижнему протерозою) следует отнести обнаруженные мною (Павловский, 1933₁) роговиковые сланцы, слагающие узкую полосу на водоразделе рр. Бурхай — Абсат, в области массива Кодар.

Двигаясь из области верховьев р. Чары на север, мы встречаем протерозойские отложения в бассейне оз. Ничатки. Здесь мною еще в 1928 г. (Павловский, 1933₁) была обнаружена мощная толща слабо метаморфизованных пород, на которых трансгрессивно и несогласно залегают нижние горизонты кембрия (фиг. 5). Метаморфическая докембрийская свита представлена здесь серо-зелеными и серо-лиловыми глинистыми сланцами, темными известково-глинистыми сланцами, темными известняками. На контакте с кислой интрузией сланцы этой свиты, названной мною дебorenской, превращены в роговики.

Характерные породы дебorenской свиты вполне сохранили свой облик в глыбах, валунах и гальке базальных конгломератов нижнего кембрия. Вся геологическая обстановка с полной ясностью свидетельствует о крупном перерыве и несогласии между дебorenской свитой и нижним кембрием. Другими словами, в бассейне оз. Ничатки и р. Чары наблюдается совершенно та же закономерность в нормальном разрезе, которая, как мы видели, строго выдерживается на огромной площади Байкальского нагорья от Западного Прибайкалья до р. Витима, а именно: между архейскими образованиями и нижним кембрием заключена промежуточ-

ная толща осадочных пород, отделенная крупным перерывом и несогласием как от подстилающих, так и от покрывающих ее пород. Эту промежуточную серию осадочных образований с полным правом мы относим всюду к верхнему докембрию — протерозою.

Породы деборенской свиты напоминают породы верхней части разреза нижнего протерозоя (свита зеленых и лиловых филлитов) Елохина мыса в Северо-западном Прибайкалье. Не придавая этим сопоставлениям



Фиг. 5. Взаимоотношения кембрия и протерозоя в бассейне оз. Ничатки (рч. Деборен).

1—известняки нижнего кембрия; 2—лиловые, зеленые и серые сланцы с прослоями известняков (нижний протерозой); 3—гранодиорит; 4—лампрофир.

никакого решающего и принципиального значения, считаю небесполезным отметить подобное сходство и в литологическом облике, и в положении в нормальном разрезе этих свит в столь удаленных друг от друга участках Байкальского нагорья. Возраст деборенской свиты, повидимому, правильнее всего оценивать как нижнепротерозойский.

В низовье р. Жуи по наблюдениям В. А. Федорцева (Обручев, 1935—1937₁), протерозойские отложения представлены весьма полно. Здесь на метаморфическую свиту (метаморфическая свита Ленского золотоносного района) несогласно налегает серия пород, начинающаяся мелким конгломератом, перекрытым серо-зелеными и серо-лиловыми тонкослоистыми известняками и сланцами. Верхние части разреза представлены темными известняками и черными глинистыми сланцами. А. П. Герасимов, который в 1901 г. провел здесь маршрутные наблюдения (1905), видел эту зелено-лиловую свиту и выделил ее в качестве переходной от метаморфической свиты к карбонатной толще р. Чары, безусловно относящейся к кембрию. По мнению Герасимова, кембрийские известняки залегают согласно на «переходной» свите. Однако, позднейшие детальные наблюдения Федорцева вскрыли здесь иные соотношения. Федорцев показал, что кембрийский карбонатный комплекс имеет в основании пласт мелкого конгломерата и кварцевого песчаника (мощность последнего 70 м). Карбонатный комплекс вместе с подстилающими песчаниками и конгломератами лежит, повидимому, трансгрессивно и несогласно на зелено-лиловой свите, аналоге деборенской свиты Ничатского района.

Позднейшие наблюдения М. М. Гапеевой как будто подтверждают наличие этого несогласия (1946). На основе изложенного выше иная трактовка Жуинского разреза, предлагаемая, например, Ф. Г. Гурари (1945), отпадает.

Для нас это имеет весьма существенное значение в связи с тем, что и здесь по восточной окраине Байкальской горной области, так же как и в Западном Прибайкалье, Баргузинской и Олекмо-Витимской областях, под кембрием располагается мощная серия метаморфизованных осадочных пород, отделенная перерывами и от архея и от нижнего кембрия и потому с достаточным основанием относимая к протерозою. Как мы видели выше, зелено-лиловую свиту Ничатки и Жуи правильнее относить к нижнему протерозою. К этой же эпохе, повидимому, относится

значительная часть «метаморфической» свиты Ленского золотоносного района.

Характерно, что в тех участках Байкальской области, где были в последнее время проведены детальные геологические наблюдения, где накапливается более или менее точный материал по стратиграфии протерозоя, там устанавливается перерыв на границе между протерозоем и нижним кембрием. Это обстоятельство необходимо учесть для дальнейшего, при разборе возраста тех отложений, которые развиты в Патомском нагорье и по северо-западной окраине Байкальского нагорья. Отметим еще тот интересный факт, что новые детальные съемки в ряде мест (Елохин мыс на Байкале, р. Жуя) дают указания на возможность в будущем регионального расчленения нижнего протерозоя по крайней мере на две свиты: верхнюю — деборенскую (зелено-лиловую) и нижнюю — кварцито-известняково-сланцевую, имеющую много местных названий и, повидимому, весьма изменчивую по составу (свита кварцитовых сланцев Елохина мыса, удоканская свита верховьев р. Чары и др.).

Перейдем теперь к обзору протерозойских отложений северо-западной окраины Байкальского нагорья и Патомского нагорья, слагающих северный участок Байкальской области. Предварительно необходимо вспомнить, что на этом участке наименее освещены детальными геологическими исследованиями взаимоотношения кембрия и докембрия. Детально изучались лишь отдельные площади внутри Ленского золотоносного и Мамского слюдяного районов. Взаимоотношения между нормально-осадочными породами нижнего палеозоя р. Лены и сложным комплексом метаморфических пород внутри горной области остались до сих пор неясными и спорными. Новейшие геологические исследования по окраине Байкальского нагорья имели здесь только маршрутный характер. Здесь еще полностью сохранилась та обстановка в смысле геологической изученности области, которая имела место в Прибайкалье во время работ М. М. Тетяева. Это обстановка, для которой весьма характерно привлечение некоторых аксиоматических положений взамен точного фактического материала, причем выбор исходных позиций весьма субъективен. Чтобы избежать по возможности такого субъективизма, будем исходить из того материала, который позволил выявить докембрийские, в частности протерозойские отложения на громадной площади от Байкала до р. Олекмы.

В итоге постепенного анализа конкретного материала мы пришли к совершенно определенному выводу о том, что старинная позиция акад. В. А. Обручева, его мнение о широком развитии протерозоя в пределах Байкальского нагорья находит блестящее подтверждение в конкретном материале наблюдений многочисленных геологов различных школ. При обзоре конкретного материала по Прибайкалью, Баргузинской тайге, Олекмо-Витимской области всюду мы видели вполне четко и закономерно построенный разрез докембрийских и кембрийских отложений. Мы видели, что перерыв между кембрием и докембрием не является местным, что он представляет собой явление крупного регионального значения. Далее мы пришли к совершенно определенному выводу, основанному на большом фактическом материале, о том, что представление о докембрии как о целостном комплексе (М. М. Тетяев) является совершенно отжившим, сдвигающим рамки исследования сложной докембрийской истории области. Точный фактический материал позволил вскрыть закономерности в строении докембрия и показать, что докембрий в настоящее время расчленяется по крайней мере на три части — архейскую, нижне- и верхнепротерозойскую. Все крупные стратиграфические единицы докембрийского разреза отделены друг от друга перерывами и несогласием залегания. Можно с достаточной уверенностью говорить про региональное зна-

чение этих перерывов и рассматривать их как весьма удобный и надежный признак для дальнейшего расчленения осадочных комплексов докембрия. Мы видели далее, что выделенные нами основные элементы стратиграфического разреза докембрия характеризуются в общем значительной фациальной выдержанностью на огромных пространствах.

Все это необходимо иметь в виду при анализе состава и строения северной части Байкальской нагорной области, весьма сложной и во многом еще не ясной.

В самом начале главы о стратиграфии протерозоя была дана характеристика его разреза для Западного Прибайкалья. Многочисленные наблюдения, проведенные в различных участках западного побережья оз. Байкал, дали ясное представление о разрезе протерозоя, составленного двумя свитами нижнего протерозоя — кварцито-сланцевой и филлитовой; последняя является, повидимому, стратиграфическим аналогом зелено-лиловой свиты (деборенской) восточной окраины нагорной области. На нижнем протерозое трансгрессивно и несогласно залегают трехчленный байкальский комплекс верхнего протерозоя — голоустенская, улунтуйская и качергатская свиты. Базальные горизонты нижнего кембрия, для которых характерна резкая фациальная изменчивость, повсеместно залегают трансгрессивно и несогласно на различных свитах докембрия — от верхнего протерозоя до архея включительно. Этот разрез, как мы видели, выдерживается на огромном протяжении в Байкальской области — в Баргузинском, Олекмо-Витимском районах. Последнее обстоятельство дает нам право рассматривать перерывы между кембрием и докембрием, а также перерывы внутри докембрия как явление очень широкого регионального масштаба.

К северу от района Елохина мыса (Северо-западное Прибайкалье) наблюдается раздвоение полосы протерозоя, вытянутой вдоль западной окраины Байкальского нагорья. Одна из ветвей сохраняет свое окраинное положение, другая протягивается в северо-восточном направлении из бассейна р. Тьи в область верхнего течения рр. Чаи, Чуи и Мамы.

В. В. Домбровский, изучавший в течение ряда лет эту область, многократно пересекал ее маршрутами. В его сводной работе «Геологическая история Северо-Байкальского и Патомского нагорья» (1940) изложены ценные данные новых маршрутных наблюдений и подвергнуты критике наблюдения его предшественников. Однако, нужно иметь в виду, что в некоторых вопросах позиция В. В. Домбровского не может быть признана бесспорной. В частности, в отношении стратиграфии кембрия и протерозоя В. В. Домбровский допустил ряд неправильных предположений, развитие которых привело его к ряду неправильных и произвольных выводов.

На р. Чае В. В. Домбровский наблюдал во время маршрутных работ следующий разрез кембрия и протерозоя (снизу):

1. На древних катаклазированных кислых изверженных породах, рвущих сложную серию кристаллических сланцев, относящихся, повидимому, к архею, залегают трансгрессивно мощная кварцито-конгломератовая свита, мощностью 3000 м, которая состоит из кварцитов различной крупности зерна. В нижней части кварциты часто содержат гальку кварцита, порфира, лилового песчаного аргиллита. Подчиненную роль играют сравнительно тонкие прослои (25—30 м) лиловатых песчанистых аргиллитов. В основании толщи залегают пластообразное тело габбро-диабазы, контакт которого с кварцитами не наблюдался. В нижней части кварцитов залегают несколько пластов (не более 4 м мощности) хорошо окатанной, иногда сплюсненной гальки кварцитов — часто железорудных, аргиллитов, основных пород, гранита, гранодиорит-порфира. Цемент кварцитовый.

Выше и согласно, по Домбровскому, залегает верхняя часть кварцито-конгломератовой свиты (мощность 2400—2480 м), начинающаяся с толщи (80—100 м) конгломерата. Галька (от 2 до 25 см) хорошо окатана и представлена следующими породами: серые, розоватые и красные кварциты, часто железистые (гематитовые и магнетитовые), кварцпорфир, гранит, долеритовидная порода. Цемент роговиковый, в нем кварц, полевые шпаты, хлорит, эпидот, пирит.

На конгломератах залегают темные кварциты, фиолетовые, красно-бурые, с косой и горизонтальной слоистостью. В них встречается редкая и довольно мелкая галька кварцита, аргиллитов и гранита. Есть прослой сургучно-красных аргиллитов (мощность от 1—2 см до 25—30 м). В 1200 м по стратиграфической вертикали от основания верхней части свиты залегает пластообразное тело основной интрузивной породы (2—3 м мощности), вверху губчатой, с миндалинами, подстилаемой рыхлым туфовым сланцем. Выше вновь следуют кварциты с тонкими прослоями аргиллитов. Кварциты окрашены в разнообразные цвета: белые, розовые, лиловые, ржаво-бурые. Кварциты переслаиваются пластами в 1.5—2 м с более грубыми разностями тех же пород, содержащими хорошо окатанную гальку (от 3 до 12 см в диаметре) белого и красного кварцита, аргиллитов, реже кварц-порфира и гранитов. В кварцитах местами заметна рябь на поверхности напластования. Верхняя часть свиты (около 1200 м мощности) сложена однообразными кварцитами, грубыми, лилового и красноватого цвета. В них есть редкая кварцевая и глинистая галька: кварциты напластованы тонкими (0.5—1 м) слоями с косой слоистостью. На нижней поверхности пластов, местами подчеркнутой глинистой пленкой, иногда видны полигоны усыхания. Взаимно-срезывающиеся косослоистые серии в отдельных случаях достигают нескольких метров.

Кварцито-конгломератовую свиту венчает мощное интрузивное тело габбро-диабазы, отделяющее вышележащий карбонатный комплекс нижнего кембрия от кварцито-конгломератовой толщи.

II. Вышележащие породы представлены мощной известково-сланцевой свитой преимущественно карбонатного состава, расчленяющейся на три части.

а) Нижняя часть (260—310 м мощности) сложена известняками, чередующимися с кварцитами и сланцами. Известняки темные вонючие и светлые с конкрециями пирита, внизу волнистые и стилолитовые.

б) Средняя часть: перемежаемость черных вонючих известняков со светлыми глинистыми и известковистыми сланцами. Мощность 130 м.

в) Верхняя часть: чередование известняков, мергелей и мергельных сланцев светло- и темносерой окраски. Известняки массивные, сланцеватые, брекчиевидные, часто вонючие, с кремневыми стяжениями, иногда оолитовые и водорослевые. В нижней части есть несколько пластов плотного кварцита. Мощность 600—620 м.

III. Выше залегает красноцветная толща, приближенная мощность которой оценивается В. В. Домбровским в 300—500 м; она обнажена плохо, в связи с чем ее разрез весьма приблизителен. Красноцветная толща сложена известняками и мергелями, чередующимися тонкими пачками от долей метра до 35—40 м. Карбонатные породы разнообразны. Есть светлые доломиты, темные вонючие доломитовые известняки, бугристо-плотчатые водорослевые известняки, а также серые, розоватые, лиловатые известняки, переходящие в мергели, иногда с кристаллами гипса. Встречаются почти черные рыхлые и светложелтые ноздреватые доломиты.

Мергели весьма разнообразны — серые, малиновые, лилово-красные, переходящие в мергелистые известняки и сланцеватые глины, иногда с галькой глины или мергелей, угловатыми кусками известняка.

К этой же толще, повидимому, приурочены соленосные породы, дающие начало соляным источникам. Переход красноцветной толщи как в выше, так и в нижележащие породы плавный и постепенный.

IV. Выше залегает характерный комплекс доломитов и доломитовых известняков среднего кембрия, достигающий 800—1000 м мощности. Это светлые доломиты и доломитовые известняки с кремневыми прослойками и стяжениями, иногда брекчиевидные, иногда обнаруживающие тонкую косую слоистость. Местами встречаются образования, напоминающие водоросли. Встречаются прослои слабо доломитизированных темных тонких известняков.

V. На карбонатных породах среднего кембрия согласно залегают также весьма характерные красноцветные породы верхоленского яруса верхнего кембрия. Это однообразные тонкослоистые лиловато- и буровато-красные с зелеными пятнами песчанистые мергели со следами ряби. В верхней части разреза у устья р. Чаи наблюдаются прослойки серого известняка, намечающего быть может переход к выше лежащему усть-кутскому ярусу. Мощность (приближенная) 200—400 м.

В. В. Домбровский свиту V относит к верхнему кембрию, свиту IV — к среднему кембрию, а свиту III (красноцветную) параллелизует с мотской свитой нижнего кембрия Западного и Южного Прибайкалья. С этими возрастными и стратиграфическими сопоставлениями можно согласиться вполне и безоговорочно. Далее, однако, следуют сопоставления совершенно не приемлемые. Именно, свита II рассматривается Домбровским как аналог голоустенской и улунтуйской свит байкальского комплекса, а свита I (кварцито-конгломератовая) сопоставляется с лилово-зеленой (деборенской) свитой нижнего протерозоя. Далее Домбровский утверждает, что весь разрез по р. Чае от верхнего кембрия до низов кварцито-конгломератовой свиты не включает никаких перерывов и несогласий. Отсюда делается вывод о рациональности отнесения первых четырех свит к нижнему кембрию. В нижний кембрий, таким образом, Домбровский включает верхнюю (зелено-лиловую) свиту нижнего протерозоя и весь верхний протерозой (байкальский комплекс). Исходя из своих построений, Домбровский считает региональным перерыв, фиксированный несогласным и трансгрессивным наложением кварцито-конгломератовой толщи на архейские орто- и паропороды.

Разберемся в аргументации В. В. Домбровского в свете обширного материала, изложенного нами на предыдущих страницах. Прежде всего мы должны привлечь внимание к кварцито-конгломератовой толще р. Чаи, достигающей огромной мощности в 5500 м. Эта толща весьма своеобразна и не имеет нигде аналогов. Домбровский совершенно основательно подчеркивает специфичность ее состава, указывающего с большой долей вероятности на ее дельтовое происхождение — в устье мощной речной системы. Таких отложений дельтового типа мы не знаем ни на окраинах Байкальской горной области, ни внутри нее. Казалось бы, что имея дело со столь оригинальной и специфичной серией отложений, нужно было бы быть весьма осторожным при всяких сопоставлениях стратиграфического характера. Между тем В. В. Домбровский, совершенно пренебрегая этим обстоятельством и не сравнивая детально ни разреза, ни состава кластического материала, ни положения свиты в нормальном разрезе, сопоставляет свою оригинальную толщу с разнообразными и разновозрастными конгломератами, известными в различных частях Байкальского нагорья.

В частности, В. В. Домбровский сопоставляет кварцито-конгломератовую свиту р. Чаи (название это нельзя признать удачным, ибо роль конгломератов в строении этой свиты очень невелика) с зелено-лиловой (верхней) свитой нижнего протерозоя района Елохина мыса. Сравнение

это необосновано, потому что верхняя свита елохинского нижнего протерозоя представляет серию отложений морского типа, она отделена от вышележащего верхнепротерозойского байкальского комплекса крупным перерывом и несогласием. Этот перерыв вовсе не малозначителен, как думал В. В. Домбровский, он имеет крупное региональное значение. Перерыв между нижним и верхним протерозоем был безусловно длительным, так как байкальский комплекс повсеместно залегает на глубоко денудированном складчатом фундаменте нижнего протерозоя. Складчатость нижнепротерозойской толщи сопровождалась внедрением крупных интрузивных масс характерных щелочноземельных гранитов — об этом мы будем говорить ниже. На грани между нижним и верхним протерозоем произошли, как мы видим, крупные события (складчатость, интрузивная фаза) широкого регионального масштаба, пренебрегать которыми мы не имеем права.

Сопоставления, основанные только на самых общих литологических чертах сравниваемых толщ, как в данном случае у В. В. Домбровского, не являются достаточно убедительными вообще, особенно же неубедительно, когда на основе подобного сопоставления делаются сравнительно широкие выводы.

В. А. Обручев совершенно прав, отмечая недостаточную изученность чайского разреза для тех или иных окончательных выводов.

С моей точки зрения можно было бы подойти к провизорной оценке возраста чайской кварцито-конгломератовой свиты несколько иным образом и более рационально, чем это делает В. В. Домбровский.

Выше мы видели, что характер фациальной изменчивости трехчленного верхнепротерозойского комплекса в Прибайкалье указывает на совершенно определенную и простую закономерность, выражающуюся в том, что при движении из внутренней части геосинклинальной области накопления верхнепротерозойских осадков (районы рр. Голоустной, Бугульдейки, Анги и Сармы) к ее окраине (Елохин мыс) заметно изменялся состав комплекса. Мощные карбонатные отложения улунтуйской и голоустенской свит на юге Байкала постепенно, но неуклонно замещаются терригенными отложениями; роль карбонатных пород в составе верхнепротерозойского комплекса резко снижается в области Северо-западного Прибайкалья. Это обстоятельство дало нам право высказать предположение о вероятной близости от Северо-западного Прибайкалья береговой линии верхнепротерозойского бассейна, возможно проходившей где-нибудь в области современного течения рр. Лены и Киренги. С моей точки зрения кварцито-конгломератовая свита может представлять отложения береговой зоны верхнепротерозойского бассейна в условиях интенсивного прогибания его дна.

В. В. Домбровский параллелизует известняково-сланцевую свиту (свита II) своего разреза по р. Чае, лежащую на кварцито-конгломератовой толще, с байкальским комплексом верхнего протерозоя. И это сопоставление мне кажется неудачным и основанным лишь на формальных литологических признаках. Неудачно оно потому, что с точки зрения поверхностного литологического сравнения известняково-сланцевая свита непохожа на байкальский комплекс. В ближайшем к р. Чае изученном участке Прибайкалья (Елохин мыс) верхний протерозой сложен почти исключительно терригенными породами, чего нельзя сказать про известняково-сланцевую свиту. Ближе всего эта свита стоит к низам разреза нижнего кембрия в низовьях рр. Витима и Патома. Появление мощной серии отложений в низах кембрийского разреза под красноцветной мотской свитой лишний раз свидетельствует о сложности и изменчивости нижней части разреза кембрия, что хорошо установлено и для Прибайкалья.

Оснований для слияния байкальского комплекса с известняково-сланцевой свитой нет еще и потому, что мы убедились на основе нового и обширного фактического материала в существовании крупного перерыва, отделяющего мощный и непрерывный разрез кембрия от сложного докембрийского комплекса. Перерыв между кембрием и докембрием, в чем лишь раз убедиться мы будем иметь возможность несколько позже, имеет крупнейшее региональное значение. Грань, отделяющая кембрий от докембрия, обозначена весьма четко не только трансгрессивным залеганием нижнего кембрия на различных докембрийских свитах от архея до верхнего протерозоя, но и складчатой верхнепротерозойской фазой, сопровождавшейся внедрением крупных тел кислой гранитной магмы.

Все эти обстоятельства свидетельствуют о региональном значении перерыва между кембрием и докембрием, установленным для ряда пунктов Байкальской горной области, как в ее внутренней части, так и на периферии. Наблюдения Домбровского, весьма интересные и ценные, не дают, конечно, точного материала, могущего опровергнуть многочисленные и детальные наблюдения в смежных районах.

В. В. Домбровский исходит из непрерывности своего разреза по р. Чае от низов кварцитово-конгломератовой толщи. Однако это положение еще требует доказательств, тем более что наблюдения по одной линии маршрута при неизбежных «пустых» участках между обнажениями весьма часто создают неправильные представления как о разрезе, так и о структуре. Необходимо также учитывать полное несовпадение результатов наблюдений В. В. Домбровского с наблюдениями В. Г. Дитмара в том же районе р. Чаи.

Итак, представляется наиболее правильным рассматривать кварцевую толщу В. В. Домбровского как своеобразный стратиграфический аналог верхнего протерозоя. Вышележащие свиты с этой точки зрения относятся к нижнему кембрию, что хорошо согласуется с данными по стратиграфии кембрия Прибайкалья, а также и северной окраины нагорья, как это мы увидим ниже.

Промежуточным звеном, соединяющим верхний протерозой р. Чаи с крайним северным выходом тех же пород западного побережья Байкала, является область рр. Кунермы и Средней и Нижней Ирели. На Средней Ирели А. А. Якжин (1936) описал свиту кварцевых песчаников, подстилаемых базальным конгломератом и налегающих на кварциты и сланцы. Возможно, что верхняя свита является аналогом голоустенской свиты верхнего протерозоя Елохина мыса. Нижняя кварцевая толща, по видимому, соответствует нижнепротерозойским кварцевым сланцам елохинского разреза. Интересно, что Якжиным в составе гальки конгломератов отмечаются кварциты, глинистые сланцы и кварцпорфиры (?). Наиболее интересно здесь присутствие кварцпорфиров (если, конечно, они определены верно), так как в Елохинском районе кварцпорфиры рвут породы верхнего протерозоя (Павловский и Цветков, 1936). Здесь впервые мы получаем указание на существование порфиров двух возрастов.

На р. Нижней Ирели, по М. М. Тетяеву (1916), на порфирах и массивных гнейсах трансгрессивно залегают мелкие конгломераты и грубозернистые песчаники с прослоями глинистых сланцев. Выше (по стратиграфической вертикали) следуют глинистые сланцы и песчаники (светлые, кирпично-красные).

В бассейне р. Кунермы, по данным М. М. Тетяева, на специфических микропегматитовых гранитах, переходящих в глубь нагорья в порфиры, залегает мелкогалечный конгломерат с обломками микропегматитового гранита (мощность слоя конгломерата 1 м). Стратиграфически выше следуют темные глинистые сланцы и серые грубозернистые песчаники.

В. В. Домбровский, работавший позже в том же районе, указывает, что на микропегматитовые граниты на Кунерме налегают зеленовато-серые плотные песчано-глинистые сланцы (аргиллиты). В отдельных линзовидных прослоях встречается хорошо окатанный гравий (4—5 см). Выше располагаются однообразные глинистые сланцы. На Кунерме у устья р. Желтый и выше в нескольких пунктах выходят серые окварцованные известняки, темные глинистые сланцы и снова черные вонючие известняки. Соотношение этих пород со свитой, налегающей на граниты, осталось неясным. Домбровский предполагает, что известняки заключены в виде прослоев в верхах свиты сланцев, имеющей мощность не менее 500—600 м.

Таким образом, по данным Тетяева и Домбровского в бассейне рр. Кунермы и Ирели выходят породы, близкие по составу трем свитам байкальского комплекса района Елохина мыса. В соответствии с намеченной нами закономерностью, роль терригенных пород в составе верхнего протерозоя Кунермы и Ирели весьма велика. Карбонатные породы, если они действительно связаны с этой же толщей, как предполагает В. В. Домбровский, имеют весьма подчиненное значение.

Исходя из представления о преобладании терригенных фаций в составе верхнепротерозойского комплекса в северо-западной части Прибайкалья, я высказал предположение о том, что береговая линия бассейна того времени располагалась где-то недалеко на запад от современного Байкала. Если это так, то мы вправе ожидать мощного и полного развития верхнепротерозойских отложений во внутренней части бассейна к востоку от меридиана р. Лены внутри Байкальской горной области.

Для южной части области — района рр. Баргузина и Витима (верховья), это предположение, как мы видели, оправдывается. То же, очевидно, следует ожидать и во внутренней части Северо-Байкальского нагорья в области верховьев рр. Чаи, Чуи и Мамы. Действительность в общем подтверждает и это предположение. Область верхнего течения рр. Чаи, Чуи и Мамы изучена еще, к сожалению, далеко недостаточно. Нередко мы имеем или очень отрывочные, или противоречивые данные о составе и стратиграфии метаморфических толщ, развитых здесь весьма мощно и занимающих обширные пространства.

После первых беглых исследований П. И. Преображенского (1912, 1913) стало известно, что из бассейна р. Тыи на северо-восток протягивается довольно широкой полосой область развития метаморфизованных осадочных пород. Эта полоса, идущая от верхнего течения р. Тыи, захватывает верхнее течение рр. Чаи, Олопита, Большой Чуи и Мамы.

Старые наблюдения П. И. Преображенского, не отделявшего кембрий от докембрия и не расчленявшего последний, дают немного для познания этой области.

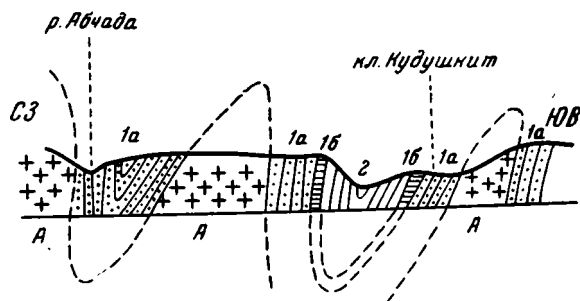
Для бассейна рр. Тыи, Нюрундукана и Холодной М. М. Тетяев (1915) дал следующий разрез метаморфической свиты (снизу) (фиг. 6).

1. Нижний ярус, состоящий внизу из конгломератов с галькой архейских кристаллических пород, грубозернистых аркозов или песчаников с зернами полевых шпатов, кварца и хлоритовых сланцев. Верхняя часть разреза представлена серыми, иногда черными или белыми известняками с мусковитом и кварцем. Мощность 1200 м. Галька конгломератов сложена гранитами, полевым шпатом, амфиболитами, хорошо окатана, иногда сплюснута. Цемент конгломерата эпидото-хлоритовый. По простиранию конгломерат переходит в грубозернистые песчаники или в узловатые сланцы с кварцевыми линзами.

2. Средний ярус составлен главным образом слюдяными сланцами с гранатом и хлоритоидами. Подчиненную роль играют кварциты. Верхняя часть яруса состоит из кристаллических известняков, белых или розовых, переслаивающихся с известковистыми филлитами. Вероятная средняя мощность около 800 м.

3. Верхний ярус сложен темными филлитами и углистыми и глинистыми сланцами, чередующимися с кварцитами. Мощность верхнего яруса неизвестна.

В некоторых своих прежних работах (Павловский и Цветков, 1936) я относил тыйскую метаморфическую свиту условно к нижнему протерозою. Однако теперь, детально ознакомившись с протерозоем всей Байкальской горной области, я считаю более правильным связывать эту свиту с верхнепротерозойским байкальским комплексом. Если это так, то на рр. Тые, Нюрундуране и Холодной верхний протерозой значительно более метаморфизован (слюдяные сланцы нижнего яруса М. М. Тетяева), чем где-либо в Западном Прибайкалье. Это обстоятельство, однако, вполне



Фиг. 6. Разрез Тыйского синклинала.
(По М. М. Тетяеву).

1—2 — протерозой; А — архей.

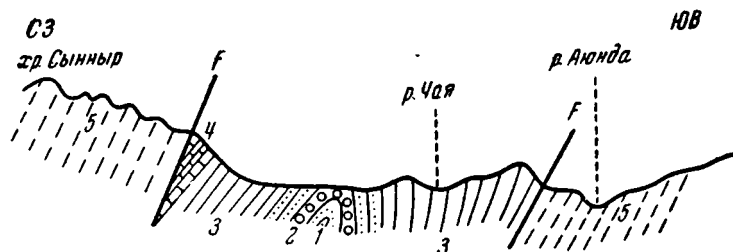
законно для внутренней части верхнепротерозойской складчатой области, где, как мы увидим далее, широко развиты верхнепротерозойские кислые интрузивные породы. Общий разрез метаморфической свиты р. Тыи может быть сопоставлен с разрезом верхнего протерозоя не в районе Елохина мыса, а в южной части западного побережья оз. Байкал в области рр. Голоустной, Бугульдейки и Анги.

Нижний ярус схемы М. М. Тетяева сопоставлен с голоуспенской свитой, средний ярус — с улунтуйской, а верхний — с качергатской свитой верхнего протерозоя Голоустной, Бугульдейки и Анги. Из верховьев р. Тыи широкая полоса верхнепротерозойских пород протягивается в северо-восточном направлении в область верхнего течения р. Чаи с ее притоком р. Олоkit, р. Чуи и р. Мамы. В этой области ее впервые наблюдал П. И. Преображенский (1910), указавший на развитие метаморфических песчаников, глинистых и кварцево-углистых сланцев, известняков, сравнительно слабо измененных, местами с вкрапленностью пирита и бурого шпата. Осталось недоказанным предположение Преображенского, что в среднем течении рр. Чуи и Мамы эти свиты «переходят» в сильно измененные, часто гранитизированные кристаллические сланцы.

Позже в том же районе работал В. Г. Дитмар (Обручев, 1935—1937), давший следующий разрез метаморфической свиты для верховьев р. Чаи (снизу). Нижний ярус: 1) роговообманковые и хлоритово-эпидотовые сланцы неизвестной мощности; 2) пестрые песчаники и конгломераты с галькой гранита и розового кварцита, переходящие вверх по стратиграфической вертикали в красноцветные песчаники, — 75 м; 3) известково-серицитовые «кофейные» сланцы — 400 м; 4) кварцево-эпидотовые сланцы с хлоритом, серицитом и альбитом — 200—300 м; 5) перемежаемость зеленых известково-хлоритовых сланцев, филлитов, метаморфических песчаников — 1000 м. Вся толща по простиранию переходит на юго-запад в тыйско-нюрундуранскую свиту зеленых сланцев, т. е. нижний ярус схемы М. М. Тетяева.

Верхний ярус, залегающий согласно на нижнем, по В. Г. Дитмару, сложен: 6) роговообманково-хлоритово-эпидотовыми сланцами, местами углистыми, с покровами эпидидазов; сланцы подстилаются 50—70-метровым горизонтом белых кристаллических известняков; сланцевая толща прослежена по простиранию на 200 км и достигает огромной мощности 3000—5000 м; 7) толщей известняков, разделенных сланцами, песчаниками и конгломератами; известняки светлосерые, иногда

оолитовые, чаще перекристаллизованные в мрамор; нижняя часть разреза (50—150 м) сложена известковистыми песчаниками; верхняя — несколько мергелистая, часто желтоватая, или серого и черного цвета; в последнем случае карбонатные породы переслаиваются со сланцами; песчаники и конгломераты средней части разреза часто переходят друг в друга; конгломераты содержат гальку роговообманково-эпидотовых сланцев (очевидно, из подстилающей, свиты 6) и переходят в брекчии трения, особенно мощные на Олоките, в то время как на р. Чуе их почти нет; верхний известняк здесь подстилается кварцево-серицитовыми сланцами; мощность свиты 7 до 1000 м; 8) преимущественно кварцево-слюдяными сланцами — 1500 м; местами свита отсутствует; 9) светлыми песчаниками с пиритом и бурым шпатом, переходящими в кварцево-биотитовые сланцы и переслаивающимися с кварцево-мусковитовыми сланцами и мягкими филлитами; мощность не определена. Общая мощность (видимая) всей метаморфической толщи без нижней и верхней свит выражается в 7175—9275 м.



Фиг. 7. Разрез протерозоя хр. Сынныр по Дитмару.
(Из «Геологии Сибири» В. А. Обручева).

1 — песчаники; 2 — конгломераты; 3 — сланцы зеленой толщи; 4 — известняки;
5 — кварциты сыннырской толщи; F — сброс.

Несколько позже в своем полном отчете В. Г. Дитмар дал существенную схему, выделив три свиты — зеленую, сыннырскую и чуйскую (фиг. 7). Первые две свиты имеют различный возраст.

Зеленая свита, развитая по р. Чае выше устья р. Олоkit, состоит из следующих горизонтов (снизу):

- | | |
|--|-------------------------------|
| 1) зеленые известково-хлоритовые сланцы; | |
| 2) пестрые розоватые песчаники и конгломераты с галькой гранита, амфиболитовых сланцев: мощность | 50 м |
| 3) лиловые филлиты | 400 м |
| 4) зеленоватые кварц-эпидотовые сланцы | 250—300 м |
| 5) темносерые слюдистые песчаники | } мощность весьма значительна |
| 6) зеленые хлоритовые сланцы | |
| 7) известняки белые | 75 м |

Зеленая свита протягивается из долины Нюрундукана (бассейн р. Тыи) на северо-восток в область хр. Сынныр, расположенного между долинами рр. Б. Чуи и Мамы. Та же свита выходит на р. Лемпее по окраине горной области. На пересечении к р. М. Чуе среди разнообразных пород этой свиты встречены сильно смятые конгломераты с галькой роговиков или кварцитов.

Сыннырская свита составлена следующими горизонтами (снизу):

- | | |
|---|-------------|
| 1) измененные диабазы или диабазовые порфиры | 400—500 м |
| 2) темные углисто-известково-кварцевые сланцы | 1200—1300 м |
| 3) перемежаемость песчаников и углистых сланцев | 1500—2700 м |
| 4) песчанистые известняки, сверху черные | 200—250 м |
| 5) метаморфические песчаники с прослоями филлитов; | |
| 6) белые, иногда оолитовые и окремненные известняки. | |

По мнению В. Г. Дитмара, отдельные горизонты сыннырской свиты весьма невыдержаны, в связи с чем в разных пересечениях получаются различные соотношения пород.

Третья свита — чуйская, сложена главным образом из различных кристаллических сланцев. Эта свита протягивается от левобережья р. Оло-кит на северо-восток до низовьев р. Мамы, где она слагает слюдоносные районы. В грубых чертах свита может быть расчленена на три толщи (снизу): 1) два горизонта известняков, разделенных песчаниками и сланцами, 2) разнообразные сланцы и 3) песчаники. Все породы сильно метаморфизованы; известняки раскристаллизованы, сланцы и песчаники превращены в разнообразные кристаллические сланцы и даже гнейсы.

Чуйская свита считается В. Г. Дитмаром самой молодой из трех свит. В. А. Обручев (1935—1937₁, 1939_{2,3}) считает возможным сопоставлять ее с бодайбинской метаморфической свитой протерозоя. Нужно однако сказать, что в работах Дитмара имеются многие неясности, прежде всего вскрываемые им самим, — наличие двух отличных друг от друга разрезов, данных по одному фактическому источнику наблюдений.

В. В. Домбровский, проводивший позже в районе работ А. Г. Дитмара маршрутные беглые наблюдения, отмечает, что в чуйской свите Дитмар механически объединил осадочные породы архея с нижнекембрийскими (по В. В. Домбровскому, протерозойскими с точки зрения В. А. Обручева и моей) породами бодайбинского типа. С точки зрения Домбровского первая схема Дитмара более соответствует действительности. Первый разрез Дитмара дает возможность Домбровскому сопоставлять зеленую свиту с нижним ярусом метаморфической свиты Тетяева, а сыннырскую свиту — со вторым и третьим ярусами метаморфической свиты р. Тыи.

Домбровский пытается на основе данных Дитмара, главным образом его карты, выделить в особую свиту верхнюю часть сыннырской свиты, которая начинается конгломератами (горизонт конгломератов в 7-й толще первой схемы Дитмара). Эту верхнюю часть сыннырской свиты Домбровский сопоставляет со своей кварцитово-конгломератовой свитой и бодайбинской свитой. Однако вряд ли подобные сопоставления имеют сейчас какую-либо ценность, тем более что «бодайбинская свита» Домбровского в верхнем течении р. Мамы отделена от области развития бодайбинских пород на правобережье р. Витима обширным полем развития кристаллических сланцев. Эти последние рациональнее всего пока относить к архею (см. выше). Никем еще точно не доказаны переход и неразрывная связь кристаллических сланцев низовья р. Мамы с метаморфической свитой Ленского золотоносного района. Вопрос этот, требующий весьма тщательных и детальных работ, остается открытым.

Мне кажется, что имеющийся материал по геологии района верхнего течения рр. Чап, Чуи и Мамы позволяет сделать лишь следующие выводы: в этой области, в частности в хребте Сынныр, развит комплекс метаморфизованных осадочных пород, могущий быть расчлененным пока на две свиты — кристаллически-сланцевую, отнесенную нами к архею, и метаморфическую.

Последняя протягивается из бассейна рр. Тыи и Нюрундукана в виде полосы северо-восточного простираания примерно до устья р. Кункудери. Эту метаморфическую толщу, очень сложную по составу, рациональнее всего рассматривать как верхнепротерозойскую, исходя из тех соображений, которые были приведены при оценке возраста метаморфической свиты рр. Тыи и Нюрундукана. На западе и севере метаморфическая толща соприкасается с областью развития архейских кристаллических сланцев. На востоке ее распространение ограничено крупным гранитным массивом, повидимому верхнепротерозойского возраста.

Несомненного внимания при будущих работах заслуживает толща конгломератов, протягивающаяся, по Дитмару, от верховьев р. Олоkit через вершину р. Б. Чуи к среднему течению р. Мамы. Эти конгломераты составлены, как указывает Домбровский, за счет размыва частью сын-нырской свиты, частью более древних пород. Возраст конгломератовой толщи весьма еще неясен. Возможно, что она представляет грубые базальные горизонты нижнего кембрия, сохранившегося в синклинале. С другой стороны, возможно, что конгломераты являются верхним, отсутствующим в Прибайкалье, членом очень полного разреза верхнего протерозоя.

Отметим здесь же, что приведенные выше данные о составе протерозоя данного участка Байкальского нагорья еще далеко не исчерпывают этого вопроса.

В. В. Домбровский указывает, что в гальке конгломератов, входящих в состав кварцито-конгломератовой свиты на р. Чае, главнейшую роль играют своеобразные железистые кварциты, неизвестные пока нигде в коренном залегании. Очевидно, эти кварциты, содержащие гематит и магнетит, древнее кварцито-конгломератовой толщи. Домбровский связывает рудные кварциты с протерозойским комплексом осадочных пород. С моей точки зрения это предположение вполне вероятно, тем более что И. А. Ефремовым однажды были найдены аналогичные породы в коренном залегании в бассейне р. Чары, где они принимают участие в составе нижнепротерозойской серии (удоканская свита) (Ефремов и Арсеньев, 1935).

Проследим теперь распространение протерозойских отложений к северо-востоку от долины р. Чаи, двигаясь вдоль окраины горной области.

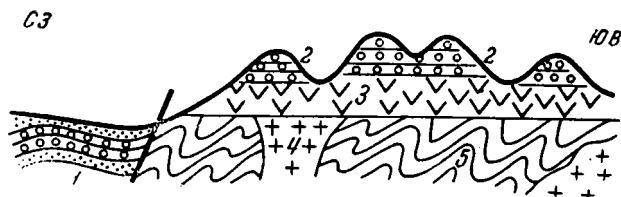
На р. Лемпее В. Г. Дитмар наблюдал, что из-под известняков среднего и нижнего кембрия выходит толща песчаников и сланцев, в нижней части с прослоями конгломератов, подстилаемая более грубым базальным конгломератом (фиг. 8). Этот последний залегает трансгрессивно на более древних породах. На Лемпее представлен и протерозой, сложенный метаморфизованными зелеными сланцами, песчаниками и конгломератами.

В. В. Домбровский оспаривает (1940) правильность выводов Дитмара и говорит о том, что метаморфические сланцы Лемпеи «повидимому, не составляют самостоятельной группы отложений, а являются представителями нашего прибайкальского комплекса». Неуверенная критика В. В. Домбровского наводит на мысль, что наблюдения Дитмара вовсе не так неверны, как это представляется В. В. Домбровскому. С моей точки зрения наблюдения Дитмара весьма ценны. Они говорят о том, что в основании кембрийского разреза залегает грубо-обломочная базальная свита, может быть пропущенная В. В. Домбровским на р. Чае или уничтоженная там верхней (второй) интрузией габбро-диабазы. Конгломераты метаморфической свиты Лемпеи, относимые В. Г. Дитмаром и В. А. Обручевым к протерозою, В. В. Домбровский сопоставляет со своей кварцито-конгломератовой толщей. Это сопоставление с моей точки зрения лишнее раз подчеркивает правильность отнесения кварцито-конгломератовой свиты р. Чаи к протерозою, а не к нижнему кембрию, как это делает Домбровский.

Далее к северо-востоку от р. Лемпеи вдоль окраины Байкальского нагорья имеются старые наблюдения П. И. Преображенского по р. Чуе (1910₂). Здесь при движении вверх по реке после кембрийских («ленских») известняков, местами переслаивающихся с песчаниками и сланцами, следуют (на участке от рч. Зимовейной до р. Медвежьей) углисто-глинистые сланцы, известняки и песчаники, сменяемые конгломератом с крупными валунами светлого гранита. Галька раздроблена; цемент, сильно измененный, состоит из кварца, серицита, хлорита, иногда кальцита,

рутила, турмалина и пирита. Выше устья рч. Медвежьей появляются красноватые и зеленые кварциты, сменяемые далее массивными гранитами архея.

В. А. Обручев (1935—1937₁) относит метаморфические породы участка рч. Зимовейная — рч. Медвежья к протерозою. Это вполне возможно, но не исключено и другое предположение — о нижнекембрийском возрасте этой серии вплоть до конгломератов, которое может быть обосновано известной близостью чуевского разреза нижнего кембрия к аналогичному разрезу в нивовье р. Витима, известного по новым наблюдениям З. М. Старостиной. Исходя из второго предположения, кварциты, вскрытые в долине р. Чуи выше устья рч. Медвежьей, можно рассматривать



Фиг. 8. Соотношения кембрия и докембрия на р. Лемпе по Дитмару. (Из «Геологии Сибири» В. А. Обручева).

1—песчаники и конгломераты нижнего кембрия; 2—базальный конгломерат кембрия; 3—покров порфира; 4—гранит; 5—зелено-красная свита протерозоя.

как породы верхнепротерозойского комплекса, близкие фациально к кварцито-конгломератовой свите р. Чаи. Повидимому, к той же свите относятся и те осадочные породы, которые были отмечены П. И. Преображенским в двух местах: 1) между рч. Становой и Алтус обнаружена свита известняков, кварцитов и сланцев, распространяющихся на водораздел между рр. В. Чуей и Витимом; на перевале в составе свиты обнаружен конгломерат; 2) второй пункт — между рч. Нюнской и Ушканьей, где встречены темные известняки и песчаники.

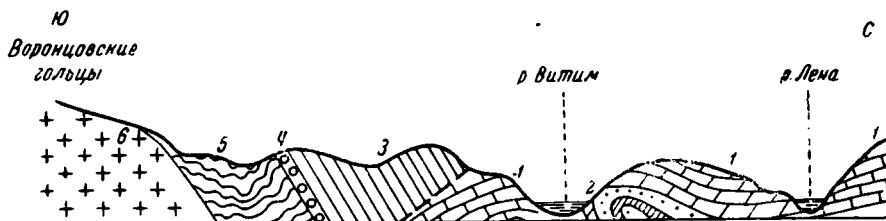
Недавние наблюдения М. В. Круглова (1935) в области междуречья рр. Витим — Б. Чуя — М. Чуя показали, что здесь развит нижнекембрийский комплекс, сопоставимый с разрезом нижнего кембрия р. Лемпе по В. Г. Дитмару. Более древними породами, условно относимыми авторами к протерозою, являются метаморфические сланцы. Последние представлены, по Круглову, темными зеленовато-серыми кварц-хлорит-серицитовыми сланцами, местами с мелкими гальками и обломками гранита, кварца, мрамора, серицитового сланца и других более древних пород. Часть пород метаморфической свиты имеет туфогенный характер. Встречены также измененные и рассланцованные порфириды. Свита метаморфических сланцев залегает трансгрессивно на древнем гранитном основании.

Круглов законно сопоставляет свою метаморфическую свиту с нижней частью разреза верхнего протерозоя р. Тыи (нюрндукуанская свита Тетяева), а также со свитой туфов и сланцеватых порфиров Средне-Витимской горной страны, описанной и выделенной Мейстером. Последняя, как мы видели раньше, является аналогом голоустенской свиты верхнего протерозоя Западного Прибайкалья.

Итогом наблюдений П. И. Преображенского и М. В. Круглова, как мне кажется, является фиксация по северо-западной окраине Байкальского нагорья мощных нижнекембрийских отложений, которые могут быть сопоставлены с низами кембрия рр. Чаи и Лемпеи. Они лежат на метаморфизованных породах верхнего протерозоя, довольно однообразных по составу на большом отрезке от Лемпеи до Б. Чуи и представлен-

ных главным образом терригенными, местами грубыми отложениями. В метаморфической верхнепротерозойской свите принимают участие рассланцованные эффузивы и их туфы, подобно тому как это имеет место в Западном Прибайкалье и в Средне-Витимской горной стране, известной по наблюдениям А. К. Мейстера и Н. И. Свитальского.

Переходим теперь к протерозою северной окраины нашей области, выделяемой под именем Патомско-Витимской горной страны. В нижнем течении р. Витима, по данным П. И. Преображенского и В. А. Обручева, наблюдается следующий разрез (по В. А. Обручеву, 1935—1937₁): на древнепротерозойские филлиты непосредственно ниже Воронцовской пристани (фиг. 9) трансгрессивно налегают конгломераты и, выше, изве-



Фиг. 9. Соотношения кембрия и докембрия в низовье р. Витима.
(По В. А. Обручеву).

1—известняки среднего кембрия; 2—сланцы и кварциты нижнего кембрия; 3—известняки, сланцы верхнего протерозоя; 4—конгломерат; 5—филлиты докембрия; 6—гранит.

стняки разнообразной окраски, чередующиеся со сланцами и кварцитами: ниже по реке появляются кембрийские отложения — кварциты и типичные «ленские» известняки. Конгломерат и серию известняков, чередующихся со сланцами, В. А. Обручев относит к верхнему протерозою.

З. М. Старостина (1935), недавно проводшая маршрутные геологические наблюдения в низовье р. Витима и по р. Б. Патому, отнесла условно к протерозою толщу филлитов и кварцитов, тогда как крошечный ее конгломерат и вышележащие известняки, кварциты и сланцы рассматриваются ею как отложения нижнего кембрия. В наблюдениях Старостиной имеется ряд пробелов, обусловленных маршрутным типом работы, однако ее работа является наиболее новой для северной окраины Байкальского нагорья. С точки зрения этих новых наблюдений, повидимому, рациональнее всего вернуться к старой интерпретации витимского разреза, данной В. А. Обручевым в «Геологическом обзоре Сибири» (1927), и начинать разрез кембрия с конгломератов. По данным Старостиной, протерозой выступает и в нижнем течении р. Б. Патома в ядрах антиклинальных складок, крылья которых сложены нижним кембрием. Здесь из-под конгломератов нижнего кембрия выходят кварциты с прослоями известняков.

Таким образом, по данным новых исследований протерозойские отложения, распространение которых по западной окраине Байкальского нагорья и внутри нагорной области является несомненным, развиты и по северной окраине нагорья. Северной границей широкого развития протерозоя Ленского золотоносного района условно можно считать ту «дугу» кварцитов и конгломератов, которая, по данным В. А. Обручева, П. И. Преображенского и В. К. Котульского, опоясывает Патомское нагорье, протягиваясь от р. Витима до р. Б. Патома. Однако граница эта сейчас представляется еще весьма условной, так как старые исследователи (Преображенский, Котульский), вероятно, объединяли в группу кварцитов и конгломератов не только протерозойские, но и нижнекембрийские отложения.

Новые наблюдения вместе с более старыми данными В. А. Обручева позволяют предполагать, что и здесь по северной окраине нагорной области, так же как это имело место во всех остальных частях обширного Байкальского нагорья, кембрийские отложения отделены от докембрийских крупным перерывом. Вся совокупность и старых и новых наблюдений говорит о том, что грань, отделяющая во всем Байкальском нагорье кембрий от докембрия, выражена весьма резко. Перерыв между кембрием и докембрием в нашей области имеет, повидимому, крупнейшее региональное значение. Наличие этого перерыва весьма важно с точки зрения дальнейшего изучения еще многих неясных и спорных вопросов истории развития данной области в докембрии и в начале палеозоя.

Внутри Патомского нагорья к югу от кварцитово-конгломератовой «дуги» располагается обширное поле развития метаморфических пород. Эта серия пород осадочного происхождения претерпела метаморфизм, различный по интенсивности и качеству. Несмотря на большое количество геологических исследований в Ленском золотоносном районе, стратиграфия бодайбинской свиты до сих пор не установлена. Мощная серия пород, представленная преимущественно песчаниками, сланцами и отчасти известняками, охватывает может быть не одну осадочную формацию. В литературе данная метаморфическая серия известна под названием «метаморфическая свита Ленского золотоносного района», «бодайбинская свита». В. А. Обручев, лучший знаток этой области, предлагает (1935—1937, 1939,) следующий условный разрез бодайбинской свиты (снизу):

1) перемежаемость темных известняков, то толстослоистых, то тонкослоистых, переходящих в известковистые сланцы, и глинистых сланцев, реже углистых, с преобладанием то одних, то других; редкие прослои или пласты граувакковых песчаников и кварцитов;

2) перемежаемость сланцев глинистых, кварцево-глинистых, черных, углисто-кварцевых и углисто-кремнистых пачками и толщами с кварцитами и граувакковыми песчаниками, изредка известняками;

3) перемежаемость граувакковых песчаников, иногда переходящих в мелкие конгломераты, с глинистыми и кварцево-глинистыми сланцами; песчаники значительно преобладают, иногда переходят в кварциты; известняки редки или отсутствуют.

Низовье р. Бодайбо сложено свитой темных известняков, кварцевых и углистых, перемежающихся со сланцами известняково-глинистыми, кварцево-известковыми, слюдисто-кварцево-известковыми, кварцево-глинистыми, углисто-кварцевыми и филлитами. В верхней части свиты сланцы чередуются с песчаниками. «Если составленный нами схематический разрез всего бассейна р. Бодайбо верен», замечает акад. В. А. Обручев (1935—1937, 1), «то эта свита должна представлять четвертую самую верхнюю свиту метаморфической толщи...» «Если же этот разрез не верен, то эта свита может соответствовать самой нижней из трех вышеуказанных, выступающей по верхнему течению р. Хомолхо в центральной части горной страны».

По мнению В. А. Обручева, верхний отдел развит в среднем и частью верхнем течении р. Бодайбо, в бассейне р. Накатами, по правому склону долины р. Вачи, в нижнем течении р. Ныгри, на водоразделе между рр. Ныгри и Хомолхо. Средний отдел распространен в верхней половине нижнего течения р. Бодайбо, в верхнем течении этой реки, на водоразделе Бодайбо — Вача, в долине р. Вачи и по левобережью р. Хомолхо. Нижний отдел представлен в верхнем течении р. Ныгри и в верховье р. Хомолхо.

Для обширного поля развития всей метаморфической свиты характерна неоднородность метаморфизма. Местами (на рр. М. Патоме, Молво) породы изменены столь слабо, что их нельзя даже называть метаморфическими. Эти слабо измененные породы рядом постепенных переходов связаны с более измененными во внутренней части горной страны. Внутри Патомско-Витимской горной страны наблюдаются даже совершенно

перекристаллизованные породы типа кристаллических сланцев. Здесь развиты мраморы, кварциты, гнейсовидные песчаники, филлиты, измененные конгломераты, дистеново-слюдистые и дистеново-оттрелитовые сланцы.

В категорию кристаллических сланцев, образованных за счет метаморфизма пород бодайбинской свиты, возможно, включены также более древние архейские породы того же облика. В частности мне кажется возможным относить к архею кристаллические сланцы, развитые по р. Витиму на участке от устья р. Бодайбо до устья р. Мамы и заходящие немного и на правобережье р. Витима. Это отнесение конечно условно и основано на непосредственной связи данного участка развития кристаллических сланцев с полосой аналогичных пород, слагающих Мамский слюдоносный район и относящихся вероятнее всего к архею в главной своей массе.

Также, вероятно, архейскими являются кристаллические сланцы, встреченные А. К. Мейстером по восточной окраине Патомско-Витимской горной страны. Эти породы — кварциты, кварцитовые сланцы, гранатово-слюдяные, гнейсовидные слюдяные сланцы и др. — были уже нами отмечены выше в главе об архее. Там же была показана их вероятная территориальная связь с областью развития архейских пород в районе оз. Ничатки.

Иная оценка должна быть дана кристаллическим сланцам, образованным за счет метаморфизма пород бодайбинской свиты в зонах контакта их с более молодыми гранитными интрузиями. В этих контактных зонах наблюдаются (р. Бульбухта в бассейне р. Жуи, р. Дзегдакар в бассейне р. Вачи, район рр. Тахтыги и Анангры и др.) разнообразные характерные контактово-метаморфические породы — филлиты, слюдяно-андалузитовые, андалузитовые, биотитовые, дистеновые и другие сланцы, роговики, бесспорно представляющие лишь отдельные части бодайбинской свиты, подвергшиеся влиянию контактового метаморфизма.

Общезвестна полемика литература, посвященная вопросу о возрасте бодайбинской свиты. Акад. В. А. Обручев стоит на позиции протерозойского возраста метаморфической свиты Ленского золотоносного района. Иная точка зрения существует у группы геологов, идейно возглавляемой М. М. Тетяевым, по мнению которого бодайбинская свита является нижним кембрием. Мнение Тетяева опирается только на старые наблюдения П. И. Преображенского и других геологов «Ленской партии», многократно писавших в своих предварительных отчетах о «переходе» ленского кембросилура в метаморфическую свиту.

Мы видели, что совершенно аналогичное утверждение высказывалось и по отношению к другим участкам Байкальской области, в частности к Прибайкалью. Прямых доказательств «перехода» и неразрывной связи метаморфической свиты с нормально-осадочными породами кембросилура нигде не дано в работах Ленской партии. После новых исследований мы можем говорить о том, что перехода в неразрывной связи метаморфической свиты с кембрийскими отложениями нет. Мы неизбежно приходим к выводу о правоте взглядов В. А. Обручева в данном сложном и крупном вопросе.

В самом деле, новые исследования, произведенные по окраинам Патомско-Витимского нагорья, всюду дают объективный и однозначный материал для решения интересующего нас вопроса. На р. Жфе, где, по старым данным А. П. Герасимова, на которые так упорно ссылается М. М. Тетяев, метаморфическая свита неразрывно связана с кембрийскими карбонатами, наблюдения В. А. Федорцева вскрывают совершенно иную картину. Новые исследования ясно и определенно указывают на наличие перерыва между метаморфической бодайбинской свитой и кембрием.

В совокупности с моими наблюдениями в районе оз. Ничатки мы можем говорить не только о перерыве между кембрием и метаморфической свитой, но и о резком угловом несогласии между ними. Крупный перерыв, засвидетельствованный мощными конгломератами, между кембрием и метаморфической свитой констатировала и З. М. Старостина как в низовье р. Витима, так и на р. Б. Патоме.

Сейчас для любого объективного исследователя не может быть сомнения в том, что большая часть метаморфической свиты Ленского золотоносного района является более древней, чем нижний кембрий, что метаморфическая свита отделена от нижнего кембрия крупным перерывом и, повидимому, несогласием залегания. Это обстоятельство находится в полном соответствии со всем фактическим материалом, собранным на территории всего Байкальского нагорья.

В последнее время В. В. Домбровский (1940) предпринял попытку воскресить точку зрения М. М. Тетяева относительно нижнекембрийского возраста бодайбинской свиты. Однако признать эту попытку сколь-нибудь удачной нельзя, так как она основана на весьма произвольном толковании опорного разреза В. В. Домбровского на р. Чае, изучавшегося маршрутным путем. Выше мы видели, что в свете всего фактического материала, имеющегося как по Прибайкалью, так и по району, соседнему с р. Чаей (например, наблюдения В. Г. Дитмара по р. Лемпее), трактовка В. В. Домбровским вопроса о взаимоотношении кембрия и докембрия весьма субъективна и идет в разрез с фактическими данными.

Считая вопрос о докембрийском возрасте метаморфической свиты в основном решенным, мы тем не менее еще довольно далеки от возможности дать исчерпывающую стратиграфическую характеристику метаморфической свиты. Возникает прежде всего законный вопрос о том, представляет ли метаморфический комплекс (бодайбинская свита) действительно одну только формацию, или в понятие метаморфической свиты включается, может быть, ряд свит разного возраста.

Мне кажется, что даже при современном далеко не удовлетворительном состоянии знания геологии Патомско-Витимской области мы можем ответить на последний вопрос утвердительно. В самом деле, на периферии области развития метаморфической свиты можно, пока правда условно, отчленять некоторые кристаллические сланцы, связывая их с архейским комплексом. Наблюдения В. А. Федорцева на р. Жуе позволяют говорить о сложности строения метаморфической свиты, подстилающей отложения кембрия. Именно — помимо метаморфической «бодайбинской» свиты на Жуе присутствует еще «зелено-лиловая» свита, залегающая на бодайбинской трансгрессивно и несогласно.

Все эти обстоятельства свидетельствуют о том, что трактовать метаморфическую свиту Ленского района как единое (стратиграфическое) целое можно лишь с большой осторожностью. Думается, что в дальнейшем эта метаморфическая свита будет расчленена, и притом в региональном разрезе, на ряд свит, в число которых может быть войдет и кембрий. Однако подавляющая масса метаморфических пород, вероятно, останется в докембрии.

В свете имеющегося материала наиболее правильно рассматривать сейчас метаморфическую свиту как отложения, соответствующие нижнему протерозою Байкальской горной области. Об этом свидетельствует и ее положение в разрезе на р. Жуе, где бодайбинская свита подстилает зелено-лиловую. Обе эти свиты, особенно верхняя, сопоставимы с разрезом нижнего протерозоя других частей Байкальского нагорья, в частности с разрезом нижнего протерозоя Западного Прибайкалья (Елохин мыс), Северно-Муйского хребта, хребта Удокан (удоканская свита) и др.

К верхнему протерозою, возможно (это предположение и отображено на прилагаемой карте), относится сравнительно узкая полоса глинистых и песчанистых сланцев по северной окраине Патомско-Витимского нагорья. Эта полоса, заключенная между кварцитами и конгломератами нижнего кембрия с одной стороны и гранитами с другой (южной) стороны, протягивается, по данным П. И. Преображенского и В. К. Котульского (Котульский, 1910; Преображенский, 1910₁), от устья р. Язовой на р. Витиме в северо-восточном направлении через среднее течение р. Патомы, рр. Кевакту, Илигирь, Тоноду к среднему течению р. Челончен, где, повидимому, протерозойские отложения перекрыты базальными горизонтами нижнего кембрия. Интересные конгломераты с галькой гранита, найденные В. К. Котульским в верхнем течении р. Челончен, быть может, представляют собой базальные горизонты намечаемой верхнепротерозойской серии, налегающей трансгрессивно на более древнюю нижнепротерозойскую, бодайбинскую «метаморфическую» свиту Ленского золотоносного района.

Предлагаемая трактовка разреза и возраста метаморфической свиты находит поддержку в результатах структурного анализа, как это мы увидим ниже.

Систематический обзор старого и нового материала по стратиграфии и распространению протерозоя на территории Байкальской горной области неизбежно приводит к выводу об очень широком развитии протерозойских отложений. В ряде мест можно отделить протерозойские отложения как от более древних архейских образований, так и от вышележащих отложений нижнего кембрия. В итоге произведенного разбора мы приходим к выводу, что протерозойские отложения — промежуточные звенья исторической цепи, соединяющие древнейшие архейские этапы развития земли со сравнительно хорошо известной историей ее в древнем палеозое, — развиты в Байкальском нагорье чрезвычайно полно. Протерозойский комплекс отложений отделен крупными перерывами и несогласием и от кристаллических парасланцев архея и от нормально-осадочных нижнекембрийских отложений. Оба эти основные перерыва не есть местное явление; они представляют собой крупнейшие события в истории значительного участка земной коры — всей Байкальской горной области. Ниже мы увидим, что с этими перерывами связаны процессы складкообразования и интенсивной магматической деятельности. Вся совокупность фактического материала с предельной ясностью говорит о том, что в настоящее время нельзя применительно к геологии Байкальской области употреблять такие понятия, как докембрий вообще, как это продолжает делать М. М. Тетяев (1938).

Докембрий в нашей области, как и в других областях его развития, расчленяется достаточно отчетливо на две основные группы отложений, разделенные крупным перерывом, складчатостью и магматогенезом — именно на архей и протерозой.

Для архейских отложений, как мы видели выше, характерна большая выдержанность элементов стратиграфического разреза, их фациальное однообразие, весьма значительные мощности, подверженные, повидимому, не очень большим колебаниям, и однородный и интенсивный глубинный метаморфиз. Совершенно иная картина наблюдается при ознакомлении с протерозойским комплексом осадочных пород. На основе имеющегося материала вырисовывается пестрота состава протерозойских свит, их значительная фациальная изменчивость, резкие колебания мощностей в различных участках. Особенно яркую иллюстрацию этого положения дает верхнепротерозойский комплекс, наилучше изученный в Западном При-

байкалье. В протерозое на месте современного Байкальского нагорья существовала обширная геосинклинальная область, состоявшая из сложного сочетания зон воздымания, служивших объектом энергичного размыва, и зон опускания, в которых происходило мощное накопление терригенного материала.

Весьма отчетливое представление о существовании этих основных элементов геосинклинальной области дает сравнительное изучение разрезов верхнего протерозоя южной части Прибайкалья (районы рр. Голоустной, Бугульдейки и Анги) и более северных частей области до р. Чаи. Сравнение показывает постепенное уменьшение мощности верхнепротерозойского комплекса при движении с юга на север, рост значения терригенных фаций, их преобладание над органогенными.

Близ долины р. Чаи морские отложения верхнего протерозоя быстро сменяются мощной толщей отложений дельтового типа, формировавшейся, повидимому, во впадине предгорного типа.

Протерозойская история развития области довольно сложна. Протерозой, как мы видели, ясно расчленяется на два комплекса — нижний и верхний (Байкальский комплекс), причем нижний комплекс в свою очередь распадается на две части, разделенные местами перерывом и несогласием (угловое несогласие между зелено-лиловой и бодайбинской свитой нижнего протерозоя).

Изучение распространения различных свит протерозоя в пределах Байкальской горной области показывает, что нижний двухчленный протерозой развит гораздо более широко, чем верхний. Нижний протерозой выделяется и внутри горной области, и по всем ее окраинам. Этой эпохе соответствует, повидимому, весьма крупная геосинклинальная область, размеры которой выходят далеко за рамки объекта настоящей работы. На границе между верхним и нижним протерозоем произошли крупные складкообразовательные процессы, сопровождавшиеся мощной интрузивной деятельностью.

Верхнепротерозойские отложения, лежащие трансгрессивно и с резким угловым несогласием на глубоко-денудированном нижнепротерозойском складчатом фундаменте, распространены меньше, чем отложения нижнего протерозоя. Современная область их распространения может быть намечена в виде широкой полосы северо-восточного простирания. Западная граница этой полосы в грубых чертах совпадает с современным контуром Байкальской горной области. Восточной границей служит линия, проведенная от г. Олекминска на юго-запад к излучине р. Витима около устья р. Ципы. Само собой разумеется, что эти границы не соответствуют естественным границам верхнепротерозойской геосинклинальной области. Она, несомненно, имела значительно более широкое распространение, чем «полоса» протерозоя, намеченная нами по выходам верхнепротерозойских пород, уцелевших от денудации. Как далеко распространялся верхнепротерозойский бассейн на восток, мы не знаем, ибо соответствующих отложений ни в Олекмо-Витимской горной стране, ни в Алданском районе нет.

Литологический облик верхнепротерозойских пород, известных вдоль восточной окраины намеченной «полосы» (Северно-Муйский хребет и др.), не дает никаких указаний на близость (с востока) береговой линии верхнепротерозойского бассейна. Характер фациальных изменений отдельных членов верхнепротерозойского разреза по западной окраине Байкальского нагорья позволяет предполагать близость береговой линии соответствующего бассейна где-то недалеко от современной западной границы Байкальского нагорья в области современного течения рр. Лены и Киренги. На севере Патомского нагорья верхнепротерозойские отложения уходят под толщу кембрийских пород. На юге в области Западного и Центрального Забайкалья достоверные протерозойские отложения неизвестны. Конеч-

ным этапом развития верхнепротерозойской геосинклинальной области явились складчатость и внедрение крупных интрузивных тел гранитной магмы. С этим этапом геологической истории страны мы познакомимся несколько ниже.

На денудированный складчатый фундамент, состоящий из разновременных складчатых сооружений архея и нижнего и верхнего протерозоя, пронизанных разнообразными и разновозрастными интрузиями, трансгрессировало нижнекембрийское море.

III. НИЖНИЙ ПАЛЕОЗОЙ

I. Кембрий

A. Нижний кембрий

Комплекс кембрийских отложений, по сложности и изменчивости отдельных стратиграфических элементов не уступающий отложениям эпохи верхнего протерозоя, развит главным образом по западной и северной окраинам Байкальской нагорной области. Внутри горной области найдены пока лишь незначительные по площади, редкие участки нижних горизонтов кембрийского разреза. Строение периферийной (относительно Байкальского нагорья) области известно в настоящее время значительно лучше, чем внутренних частей горной страны. Естественно начать обзор стратиграфии кембрия с наиболее изученной части области — с Прибайкалья, проследить разрез кембрийских отложений вдоль западной и северной границ Байкальской горной области и затем, на основе обширного материала, подойти к оценке немногочисленных фактов, относящихся к стратиграфии кембрия во внутренней части горной страны.

Западное Прибайкалье представляет собой классическую для Сибири область наиболее полного развития отложений нижнего палеозоя, в частности кембрия. В силу этого обстоятельства стратиграфия кембрия Прибайкалья и все новые данные в этой области имеют значение, выходящее далеко за рамки узко региональных интересов. Вкратце история изучения стратиграфии Прибайкальского кембрия может быть представлена в следующем виде.

Впервые последовательность чередования свит нижнего палеозоя была намечена И. Д. Черским. Он дал (1886—1889) следующую стратиграфическую схему (сверху):

1. Верхний красноцветный ярус — красные известковистые песчаники, рухляки и глины, иногда зеленые (Ангара, Лена, верховья Н. Тунгуски, Лено-Ангарский водораздел).
2. Верхний известняк — серый, желтоватый, плотный, нередко мергельный и горькоземистый (Онотский хр., низовья р. Иркута, Ангара, Лена).
3. Нижний красноцветный ярус (мотский красный песчаник) и красные известковистые песчаники и аркозы, глинистые сланцы, иногда серый кварцит, серый и темнозеленый конгломерат (низовья р. Иркута, вершина р. Манзурки, Елохинский и Кичерский «перерывы»).
4. Верхний глинистый сланец темно- и зеленовато-серый, местами сероватый, с прослоями сероватого и кварцитовидного метаморфического песчаника (Голоустенский, Елохинский «перерывы», среднее течение р. Голоустной, притоки р. Б. Бузильдейки, р. Лена в вершине).
5. Средний известняк.
6. Средний глинистый сланец.
7. Кварцит.
8. Нижний глинистый сланец.
9. Нижний известняк.

Черский относил верхний красноцветный ярус к девону, а все остальные к силуру.

Силур и девон выделялись Черским (1886—1889) на том основании, что в Минусинском районе и в окрестностях Красноярска, где он видел продолжение верхнего красноцветного яруса, в нем найдена фауна девона. В стратиграфически вышележащих породах были найдены остатки девонско-каменноугольной флоры. Черскому было известно, что в красноцветных породах р. Лены Эрман находил фауну (близ Криволукской), определенную Жираром как верхне- и среднесилурийскую. Аналогичные находки были сделаны Черским по р. Нижней Тунгуске.

Стратиграфия нижнего палеозоя и возрастная оценка слагающих его свит, данная Черским, легли в основу подразделения древнего палеозоя р. Лены, проведенного В. А. Обручевым в 1892 г. Обручев (1892₁) следующим образом характеризует нормальный разрез отложений, развитых по р. Лене между с. Качуг и с. Витимское (сверху):

1. Криволукский ярус — серо-фиолетовые и серые железистые известковистые песчаники, переходящие в известняк, а местами в конгломерат, с обломками створок моллюсков, зубами и чешуями рыб, щитками трилобитов. Песчаники переслаиваются с серо-фиолетовыми рыхлыми песчанистыми мергелями. Верхняя часть яруса и его основание сложены зелеными сланцеватыми глинами. Фауна, найденная Эрманом и определенная Жираром, определяет верхнесилурийский возраст яруса, некоторые формы указывают на средний силур. Мощность не более 50 м.

2. Макаровский ярус — чередование красных и зеленых глинистых песчаников, песчанистых мергелей и глин с преобладанием последних; местами — конгломераты. Мощность не более 100 м.

3. Усть-кутский ярус — песчаники толстослойные, известняки и конгломераты светлых тонов окраски; тонкослойные мергели и глины красного, зеленого и желтого цвета; бугристо-плотчатые известняки, частью доломитовые, иногда оолитовые. Мощность не менее 150 м.

4. Верхоленский ярус — тонкослойные глинистые и известково-глинистые песчаники, песчанистые мергели и глины, местами конгломераты. Окраска пород варьирует от шоколадно-бурого до кирпично-красного цвета; есть серо-зеленые разности. Мощность не менее 200 м.

5. Известняки толсто- и тонкослойные, глинистые, доломитовые, часто вонючие, светло- и темносерые, реже желтоватые, бурые и черные, иногда оолитовые брекчиевидные или бугристо-плотчатые, местами кремнистые с прожилками и гнездами серого и черно-бурого кремня, иногда с прослоями черных известково-глинистых сланцев или мергелей, вверху часто песчанистые. Видимая мощность 210 м. Лежащий бок нигде не наблюдался.

Возраст ленских известняков был выяснен Э. Толлем (1895), показавшим, что известняки и мергели р. Лены на основании сборов Чекановского представляют нижний и средний кембрий. Криволукский ярус должен быть отнесен к нижнему силуру, согласно с мнением Жирара.

В результате ряда последующих работ выяснилось, что на Лене от Качуга до Якутска развиты породы, слагающие непрерывный разрез от нижнего кембрия до нижнего силура. В. А. Обручев считает, что находка Чекановским фауны, определенной Толлем как нижнекембрийская, сделана была в нижней части разреза ленских известняков. На этом основании вышележащая, более мощная часть разреза известняков р. Лены может быть отнесена к среднему кембрию. Верхоленский, устькутский и, может быть, макаровский ярус представляют верхний кембрий (1932₂).

Правильность отнесения ленских известняков к среднему кембрию была подтверждена рядом геологов и не возбуждает в настоящее время сомнений. В Иркутском угленосном бассейне в этих известняках Коровиным были найдены трилобиты, указывающие, по мнению Лермонтовой, на нижний или, скорее, средний кембрий.

Наблюдения В. А. Обручева по рр. Унгуре, Сарме и Иликте привели его к выводу о том, что из-под ленских среднекембрийских известняков выступает мощная свита граувакковых песчаников и сланцев, подстилаемых грубым конгломератом с галькой нижележащих пород. Граувакковые породы этого района соответствуют верхнему глинистому сланцу схемы Черского (отдел 4). Комплекс граувакковых песчаников, сланцев и конгло-

мератов В. А. Обручев отнес к нижнему кембрию. Граувакковые породы В. А. Обручев рассматривал как береговые отложения кембрийского моря, «образовавшиеся в самом начале эпохи его существования, у берегов древнейшего гуронско-лаврентьевского материка» (Обручев, 1897). Свиты 5—9 стратиграфической схемы Черского при данной постановке вопроса отходят в докембрий.

Стратиграфическая схема В. А. Обручева оспаривалась М. М. Тетяевым, давшим на основе своих работ (Тетяев, 1916₂) в Прибайкалье такую последовательность чередования свит, относимых им к кембрию (сверху):

1. Известняки среднего кембрия.
2. Из-под них согласно выходят серо-зеленые песчаники, псаммиты и сланцы, подстилаемые грубозернистыми красными и зелеными песчаниками и мелкими конгломератами — качергатская свита.
3. Улунтуйская свита, состоящая из серых известняков пади Кадильной, зеленых сланцев, песчаников и серых компактных известняков с змеевиковыми прослоями и черными кремнистыми конкрециями.
4. Голоустенская свита, представленная серыми и белыми кварцитами с аркозовыми прослоями, пестроцветными сланцами, филлитами с аркозовыми прослоями, светлосерыми кремнистыми известняками и желтыми кремовыми доломитовыми известняками.

М. М. Тетяев, сопоставляя вышеприведенный нормальный разрез со схемой Черского, сравнивает отделы 3 и 4 Черского с качергатской свитой, отделы 5 и 6 с улунтуйской и 7, 8, 9 — с голоустенской свитой. Улунтуйская и голоустенская свиты входят, по мнению Тетяева, в состав нижнего кембрия, а качергатская и, может быть, введенско-ушаковские известняки составляют верхнюю часть кембрия.

Позже (Обручев, 1932₂, 1935—1937₁) нормальный разрез низов палеозоя Прибайкалья был Тетяевым несколько усложнен введением ухаковской свиты грубозернистых слюдистых песчаников и конгломератов с характерным прослоем черных аспидных сланцев, помещенной в разрезе между качергатской свитой и введенско-ушаковскими известняками и вначале отнесенной Тетяевым к юре. У Тетяева не было никаких сомнений в согласном залегании новой ухаковской свиты как с известняками, так и с качергатской свитой.

Значительно позже стратиграфия низов прибайкальского палеозоя изучалась В. Ю. Черкесовым, не давшим, к сожалению, сколько-нибудь законченной работы. Буквально вскользь в предварительном его отчете (1931) сообщается о том, что нижний кембрий, подстилающий ленские известняки, представлен мощной толщей конгломератов и слюдистых песчаников красновато-фиолетовых и зеленовато-серых.

Разрез нижнего палеозоя, данный М. М. Тетяевым в путеводителе экскурсии по Восточной Сибири XVII международного геологического конгресса, основан лишь на моем предположении о возрасте ухаковской свиты. Это предположительное мнение, требующее еще проверки, было высказано мною зимой 1935—1936 гг. в разговоре с М. М. Тетяевым. Последующие мои работы в Прибайкалье не подтвердили предположения о силурийском возрасте ухаковской свиты.

В трудах той же XVII сессии Геологического конгресса (Павловский и Цветков, 1939₂) опубликованы новые данные по геологии Прибайкалья, основанные на точном и обширном фактическом материале. Еще раньше вышел ряд моих работ (1937_{2,3}, 1938₁), посвященных тому же вопросу. Кроме того, была опубликована статья акад. В. А. Обручева, намечающая решение вопроса о соотношении кембрия и докембрия в Прибайкалье (1937).

Итак, несмотря на то, что прибайкальский нижний палеозой изучался рядом геологов, до самого последнего времени его стратиграфия оставалась

спорной. Существующие противоречия в возрастной оценке отдельных комплексов в значительной мере объясняются отсутствием точного фактического материала наблюдений над взаимоотношениями отдельных членов комплекса. По сути дела до недавнего времени был описан лишь один контакт, наблюдавшийся М. М. Тетяевым в районе р. Голоустной, — контакт кремновых известняков голоустенской свиты, лежащих трансгрессивно на кристаллических породах безусловно докембрийского возраста. Взаимные контакты вышележащих свит трактовались, как мы видели, различно и лишь на основе разнообразных соображений.

Существовавшие разногласия по вопросам стратиграфии низов палеозоя Прибайкалья сведены В. А. Обручевым в последнем издании Геологик Сибири (1935—1937₁) в следующей таблице:

В. А. Обручев		
1. Мотский ярус	}	Нижний кембрий или зелено-красная свита протерозоя
2. Ушаковская свита		
3. Качергатская свита	}	Протерозой
4. Улунтуйская свита		
5. Голоустенская свита		
М. М. Тетяев		
1. Ушаковская свита	}	Нижний кембрий
2. Качергатская свита		
3. Улунтуйская свита		
4. Голоустенская свита		

Мои наблюдения в 1934, 1935 и 1936 гг., проведенные в различных районах западного побережья Байкала, дали существенный материал для суждения о стратиграфии кембрия Прибайкалья (1937₂). Наиболее важными являются наблюдения по правобережью р. Б. Бугульдейки, в системе рр. Куртуна, Анги и Унгары в Западном Прибайкалье. В этом районе развиты породы ухаковской свиты, слагающие в плане полосу северо-восточного простиранья. На юго-западе полосовидная область развития ухаковских пород смыкается непосредственно с полем распространения тех же пород в бассейне р. Голоустной — районе прежних работ М. М. Тетяева (см. фиг. 3).

Состав ухаковской свиты довольно однообразен. Преобладают мелко- и среднезернистые зеленовато-серые песчаники грауваккового типа. Граувакковым песчаникам подчинены мелкие и грубые конгломераты, залегающие обычно в виде линз в песчаниках. Размеры линз варьируют в значительных пределах; мощность некоторых из них выражается несколькими сантиметрами, они выклиниваются по простиранью в обе стороны даже в пределах небольших обнажений. С другой стороны, местами, например в верховьях р. Унгуры, по левобережью р. Куртуна в окрестностях одноименного поселка, в граувакковой толще развиты мощные прослои грубых конгломератов, имеющие внутриформационный характер. Прослои конгломератов, местами достигающие мощности 50 и более метров, обнаруживают ясную тенденцию к быстрому выклиниванию по простиранью. Повидимому, они не приурочены к строго определенному горизонту граувакковой свиты, а занимают различные стратиграфические уровни внутри нее в виде отдельных прослоев, не выдержанных по простиранью. Ушаковской свите подчинены также глинистые сланцы в виде прослоев различной мощности от десятков метров до нескольких сантиметров. Глинистые сланцы приурочены главным образом к верхней части толщи граувакк, тогда как конгломератовые линзы и прослои локализованы в ее нижней половине.

Микроскопически граувакки представляют главным образом неравномернозернистые породы, кластический материал которых или совершенно не окатан, или окатан очень плохо. Псаммитовые и псефитовые составляю-

щие компоненты граувакк представлены преимущественно кварцем и разнообразными кварцитами. Не менее часто встречаются полевые шпаты — альбит, реже решетчатый микроклин. Характерной особенностью состава кластического материала граувакк является присутствие компактной или уралитовой роговой обманки. Кроме того, встречаются другие минералы, играющие незначительную роль: апатит, титанит, эпидот, кальцит, гранат, слюды (биотит и мусковит), реже турмалин.

В грубозернистых разностях и конгломератах присутствуют обломки и галька размером от нескольких миллиметров до 10—15 см следующего состава: аляскиты архея, представители комплекса кислых изверженных пород и габбро-диоритовой формации протерозоя, кварциты, аркозы и кварцитовые сланцы голоуспенской свиты и частью (кварцитовые сланцы) архея, гранатовые сланцы, кристаллические известняки архея, филлиты и характерные темные мелкокристаллические известняки улунтуйской свиты, рассланцованные кератофиры, входящие в состав голоуспенской свиты.

Таким образом, в составе гальки и грубообломочного материала граувакк и граувакковых конгломератов имеются представители всех главных пород как архейского комплекса, так и более молодых свит (голоуспенская, улунтуйская) и связанных с этими свитами магматических пород. Интересен факт отсутствия экзотических пород в составе обломочного материала граувакк, пород, не найденных в коренном виде в том или ином пункте района. Это обстоятельство указывает, что область размыва, давшего мощные накопления пород ушаковской свиты, была здесь же.

Цемент граувакк обычно глинистый, иногда известковистый или смешанного характера. В нем наблюдаются мелкие волокна зеленого хлорита, чешуйки серпидита, реже вторичное окварцевание.

Наблюдения в бассейнах рр. Бугульдейки и Анги (Павловский и Цветков, 1938) показали, что граувакковый комплекс не всюду залегает на качергатской свите. В вершине р. Унгуры наблюдается ряд выходов граувакк ушаковской свиты, сменяемых на спуске к Успану россыпями и выходами темных известняков с водорослями (*Collenia baicalica* M a s l.),¹ характерными для улунтуйской свиты. Здесь выпадает из разреза вся толща качергатских пород.

Аналогичное соотношение можно видеть на правом берегу р. Б. Бугульдейки ниже с. Косая Степь.

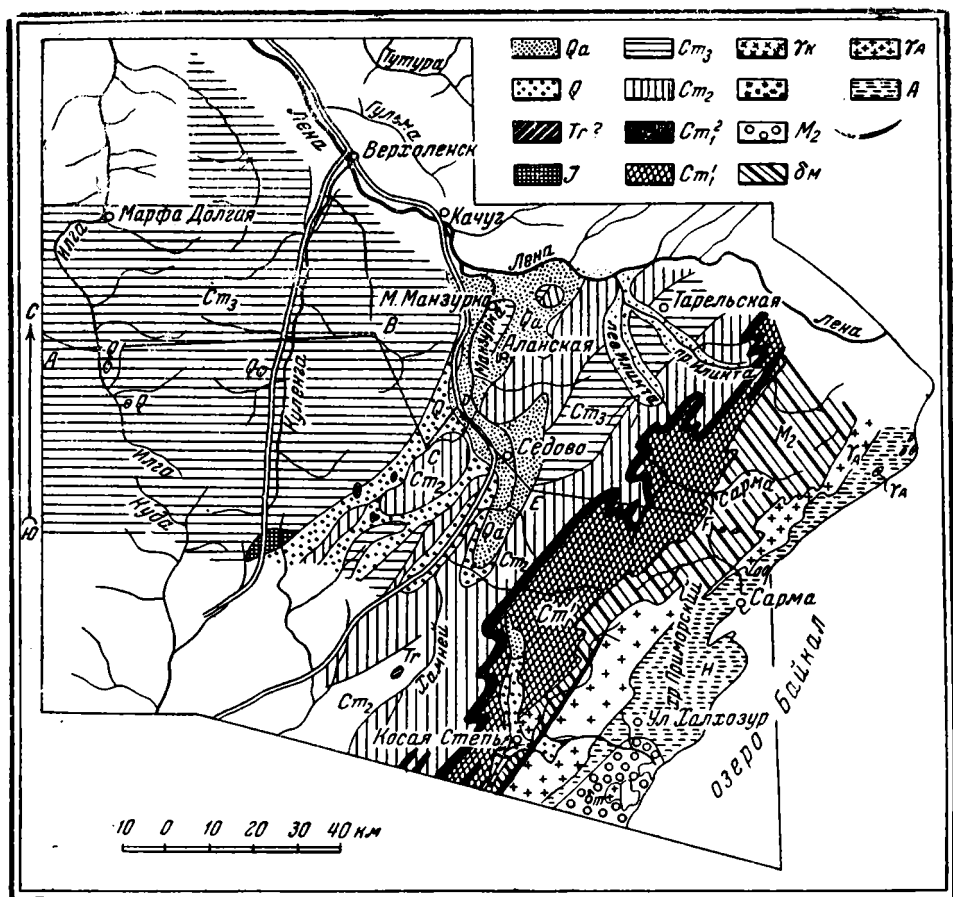
На водоразделе рр. Бугульдейки и Анги ушаковская свита залегает трансгрессивно на архейских аляскитах и, местами, на базальных горизонтах голоуспенской свиты верхнего протерозоя.

Состав обломочного материала граувакк, в котором представлены все главные породы архейского и протерозойского комплексов, и соотношения ушаковской свиты с подстилающими породами с полной ясностью говорят о том, что ушаковская свита залегает трансгрессивно на складчатом фундаменте, состоящем из голоуспенской, улунтуйской и качергатской свит, местами денудированных вплоть до полного уничтожения, в связи с чем ложем для граувакк служат иногда и древнейшие породы архея.

Региональное значение перерыва между ушаковской свитой и подстилающими породами подтверждено позднейшими работами (фиг. 10) Е. В. Павловского с Н. В. Фроловой (1941) и И. И. Катущенко (Катущенок, 1940; Павловский, 1939), изучавшими в 1939 г. область лево- и отчасти правобережья верхнего течения р. Лены. В ряде пунктов этой обширной области было обнаружено несогласное и трансгрессивное налегание ушаковской свиты на докембрийские породы.

¹ По определению В. П. Маслова.

В бассейне р. Лены роль прослоев и линз конгломерата в нижней части разреза свиты значительно меньшая, чем в бассейне р. Бугульдейки. Совершенно отсутствуют грубые крупногалечные конгломераты, столь характерные для ушаковской свиты южных частей Прибайкалья. Во всех же остальных отношениях ушаковская свита левобережья р. Лены тождественна той же свите более южного района р. Бугульдейки. Весьма любопытным является установленный Е. В. Павловским и Н. В. Фроловой



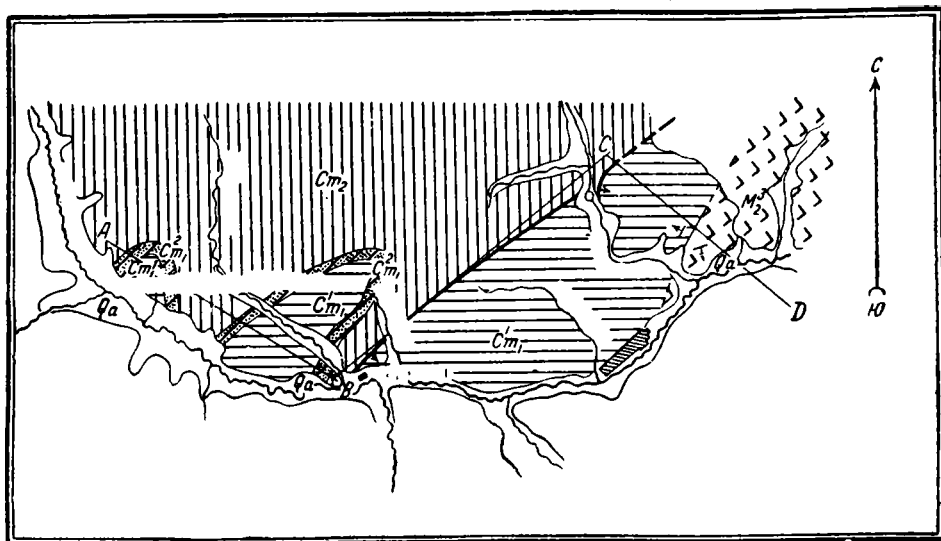
Фиг. 10. Геологическая карта Лено-Ангара-Байкальского водораздела.
(По Е. В. Павловскому и Н. В. Фроловой).

Qa — современный аллювий; Q — древний аллювий; Tr — третичные (?) отложения; J — юрские угленосные отложения; St₃ — вербленская свита; St₂ — карбонатный комплекс; St₁ — мотская свита; St₁' — ушаковская свита; Trk — каледонские (?) гранитоиды; M₂ — верхний протерозой (байкальский комплекс); dm — породы габбро-диоритовой формации; γ_A — аляскиты архея; A — кристаллические сланцы архея; жирные черные линии — надвиги; звездочки — зоны слабого метаморфизма нижнекембрийских пород.

факт локального метаморфизма контактового типа пород ушаковской свиты в бассейне р. Верхней Иликты. Метаморфизм коснулся только глинистого цемента граувакк, перерожденного полностью и замещенного вторичным кварцем, серицитом, хлоритом и биотитом (Павловский и Фролова, 1941).

Таким образом, имеется ряд наблюдений, говорящих в пользу более молодого возраста ушаковской свиты по отношению к нижележащим членам нормального разреза Прибайкалья. Далее мы должны констатировать

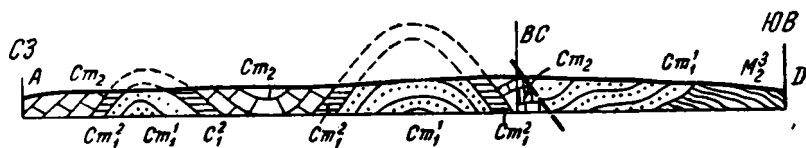
наличие крупного перерыва между ушаковской и качергатской свитами, входя в противоречие со схемой М. М. Тетяева и подтверждая давнишнее мнение по этому вопросу В. А. Обручева. Нижняя возрастная граница ушаковской свиты определяется совершенно отчетливо.



Фиг. 11. Геологическая карта верхнего течения р. Куртуна.

Qa — современный аллювий; Cm₂ — доломиты среднего кембрия; Cm₁² — мотская свита; Cm₁¹ — ушаковская свита; M₂³ — качергатская свита верхнего протерозоя; черная жирная линия — надвиг.

Переходим к изложению новых данных относительно контакта ушаковской свиты с вышележащими породами. Этот вопрос был разрешен еще в 1936 г. (Павловский, 1937₂) детальными наблюдениями в превосходных обнажениях по долине Куртуна, которая (фиг. 11 и 12), начиная от одно-



Фиг. 12. Разрез по левобережью р. Куртуна.

Cm₂ — средний кембрий; Cm₁ — нижний кембрий; Cm₁² — мотская свита; Cm₁¹ — ушаковская свита; M₂³ — филлиты качергатской свиты верхнего протерозоя.

именной деревни вверх, проходит в области развития граувакковых пород ушаковской свиты, образующих здесь ряд простых складок северо-восточного простирания. Километрах в 7 выше деревни Куртун, в окрестностях Куртунских выселков, на граувакковых песчаниках ушаковской свиты совершенно согласно залегают (снизу):

- Полосатые зелено-серые песчанистые сланцы, мощность 8 м.
- Вишнево-красные песчанистые сланцы, чередующиеся с оливково-зелеными слюдястыми сланцами, мощность 50 м.
- Вишнево-красные и оливково-зеленые песчанистые сланцы с прослоями темных волночужих толстоплитчатых известняков мощностью 1—1.5 м; общая мощность 20 м.

- г) Вишнево-красные и оливково-зеленые песчанистые сланцы со слюдой; мощность 30 м
- д) Вишнево-красные и оливково-зеленые песчанистые сланцы, чередующиеся с темными плитчатыми известняками; мощность отдельных прослоев известняков достигает 2 м; общая мощность пачки 30 м
- е) Светлосерые тонкоплитчатые известковистые сланцы с тонкими прослоями и линзами темных известняков; общая мощность пачки 60 м
- ж) Толстоплитчатые коричневато-серые доломиты; доломиты залегают в ядре синклинали; мощность их здесь не менее 75 м

Выше по Куртуну близ поселка эвенков в ядре антиклинала вновь появляются граувакки, сменяемые в следующем синклинали всей серией описанных выше пород вплоть до доломитов. Эти последние выше поселка имеют сплошное развитие до верховьев р. Куртуна. Они же слагают Онотский водораздел и верхнее течение р. Харата. Ниже Харатских выселков доломитовый комплекс, складчатость которого заметно выполаживается при движении на запад, сменяется типичным красноцветным комплексом верхоленского яруса верхнего кембрия. Нет никаких сомнений в том, что описанный доломитовый комплекс относится к среднему кембрию.

Приведенные наблюдения позволяют утверждать, что под доломитовым комплексом среднего кембрия залегает согласно толща вишнево-красных и оливково-зеленых песчанистых сланцев, содержащая в верхней своей части прослой известняков и известковистых сланцев. Эта толща, мощностью около 200 м, стратиграфически может быть сопоставлена с мотской свитой нижнего кембрия. Ушаковская свита граувакк, подстилающая совершенно согласно мотскую свиту, представляет собой местную южно-прибайкальскую свиту базальных слоев нижнего кембрия.

Наблюдения в долине р. Куртуна говорят о правильности взглядов В. Ю. Черкесова (1929, 1931) на стратиграфию кембрия Прибайкалья.

Проследим разрез нижнего кембрия к югу и к северу от района р. Куртуна — области полного развития интересующих нас отложений.

На р. Ушаковке М. М. Тетяев (Обручев, 1935—1937, 1932₂), повторивший маршрут Чекановского, установил широкое распространение свиты грубозернистых слюдистых песчаников и грубых, повидимому, линзовидных конгломератов, вообще темноволосенных, иногда с прослоями красноватых песчаников; внутри свиты — характерный горизонт глинисто-кремнистых «аспидных» сланцев в несколько десятков метров мощности. Это типичные представители граувакковой свиты, названной М. М. Тетяевым ушаковской. Вначале Тетяев относил ушаковскую свиту к юре (Обручев, 1932₂, 1935—1937₁). Затем он поместил ее в разрез кембрия между качергатской свитой и средним кембрием (Обручев, 1935—1937₁). В последнее время по представлению Тетяева (1937) ушаковская свита лежит трансгрессивно на среднем кембрии. Очевидно, что М. М. Тетяев, не располагая никаким основательным фактическим материалом, строит разрез кембрия Прибайкалья лишь на базе общих соображений. В силу тех же соображений очевидно, он помещает (Тетяев, 1937) мотскую свиту в верхнюю часть разреза качергатской свиты.

Из работ Тетяева можно усмотреть только то, что в районе рр. Голоустной и Ушаковки развиты и ушаковская и мотская свиты нижнего кембрия. Последняя представлена пестроцветными породами — красноцветными песчаниками, перемежающимися с лиловыми и зелеными сланцами, часто известковистыми. Пестроцветная свита «нечувствительно переходит вверх в известняково-доломитовую толщу среднего кембрия» (Тетяев, 1937), по заявлению М. М. Тетяева. Это заявление, сделанное в 1937 г., резко противоречит более ранним высказываниям того же автора, утверждавшего прежде, что на р. Ушаковке из-под известняков среднего кембрия выходит непосредственно ушаковская свита (Тетяев, 1916). Проходя мимо той путаницы, которая имеется в ряде работ М. М. Тетяева по стратиграфии

кембрия Южного Прибайкалья, мы можем лишь отметить здесь наличие и ушаковской и мотской свит того же состава, что и на р. Куртуне.

Далее к югу, в районе верхнего течения Ангары отложения докембрия погребены под мощной толщей юры Иркутского угленосного бассейна и появляются лишь между Ангарой и Иркутом и в долине последнего. Здесь, по наблюдениям ряда геологов, по Иркуту и по Олхе (Обручев, 1935—1937₁) нижний кембрий представлен исключительно мотской красноцветной свитой, перекрытой карбонатными породами среднего кембрия. Стратиграфических и фациальных аналогов ушаковской свиты здесь нет. Красноцветные песчаники мотской свиты залегают непосредственно на кристаллических породах докембрия.

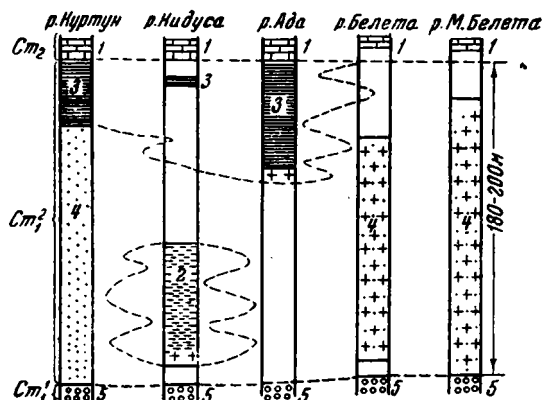
Двигаясь к северу от опорного разреза на р. Куртуне (бассейн р. Б. Бугульдейки) вдоль байкальского побережья, можно видеть быструю фациальную изменчивость нижнекембрийских свит.

Многочисленные обнажения мотской свиты, изученные в 1939 г. Н. В. Фроловой (Павловский и Фролова, 1941) по р. Кидусе, у устья р. Ады, в долине р. Белеты и Верхней Илкты (бассейн р. Лены), свидетельствуют о большой пестроты состава свиты. Фролова выделяет следующие группы пород, слагающих мотскую свиту: 1) глинисто-песчаные породы — песчаники, песчанистые и глинистые сланцы, известковые и не известковые; 2) глинисто-песчано-карбонатные породы: известняки чистые, доломитовые, глинистые и песчаные; для второй группы характерно преобладание известняков; 3) глинисто-песчано-карбонатные породы с преобладанием в карбонатной части доломитов. Представители третьей группы пород характерны для верхней части разреза свиты. Средние и нижние части этого разреза представлены породами либо первой, либо второй группы (фиг. 13).

Литологическое изучение пород мотской свиты приводит Н. В. Фролову к следующему выводу: «неокатанный остроугольный псаммитовый материал, небольшие мощности отдельных часто сменяющихся пластов, чередование песчанистых сланцев и глинисто-карбонатных пород, сильная фациальная изменчивость по простиранию, волноприбойные знаки — все это указывает на формирование отложений мотской свиты в условиях мелководья, недалеко от береговой линии» (Павловский и Фролова, 1941).

Мощность мотской свиты на всем протяжении от р. Куртуна до левобережья р. Лены (р. Илкта) почти не изменяется и равна 180—200 м. На всем этом пространстве мотская свита согласно залегает на ушаковской и так же согласно перекрывается карбонатными породами среднего кембрия.

В красноцветных породах мотской свиты у устья р. Ады были найдены (Павловский и Цветков, 1938₁), водоросли, определенные В. П. Масловым как *Collenia buriatica* M a s l. и *Conophyton lituus* M a s l.



Фиг. 13. Фации мотской свиты Западного Прибайкалья. (По Н. В. Фроловой).

St_2 — 1 — доломиты среднего кембрия; St_2^2 — мотская свита нижнего кембрия: 2 — глинисто-песчано-карбонатные породы с преобладанием известняков и карбонатной части; 3 — глинисто-песчано-карбонатные породы с преобладанием доломитов в карбонатной части; 4 — глинисто-песчаные породы; St_1 — 5 — грауванковые песчаники ушаковской свиты нижнего кембрия; крестики — признаки контактового метаморфизма.

Необходимо отметить, что в ряде пунктов на р. Белете, левом крупном притоке р. Илтики (бассейн р. Лены), Е. В. Павловским и Н. В. Фроловой обнаружены явления локального контактового метаморфизма мотских пород. Метаморфизм проявлен полным перерождением глинистого цемента пород и замещением его новообразованиями: серицита, мусковита, биотита, хлорита и эпидота (Павловский и Фролова, 1941). Мотские породы метаморфизованы в тех пунктах, где существующие явления были отмечены для граувакковых песчаников ушаковской свиты.

Наблюдения И. И. Катушенка (1940) в верховьях р. Лены и на ее правом берегу говорят о том, что в составе местного нижнего кембрия отложения ушаковской свиты отсутствуют. Мотская же свита развита, повидимому, повсеместно. Эта свита, крайне изменчивая по составу слагающих ее пород, представлена то преимущественно карбонатными породами (р. Сохатиная), то преимущественно песчаниками (р. Илгамакай). Характерна пестроцветная окраска пород мотской свиты независимо от их состава. В верховьях р. Лены мощность мотской свиты равна 200 м, т. е. выражается той же цифрой, что и в более южных районах Западного Прибайкалья.

В районе Елохина мыса (Павловский и Цветков, 1936) самые низы карбонатной толщи не вскрыты. Здесь имеется пробел нормального разреза по стратиграфической вертикали на несколько десятков метров. Стратиграфически ниже располагаются сланцы качергатской свиты. В 1934 г., не имея прямых данных относительно характера залегания среднекембрийских доломитов на качергатских сланцах и пользуясь литературными материалами (М. М. Тетяева) по этому вопросу, я допускал согласное залегание между указанными двумя членами нормального разреза Прибайкалья. Однако теперь, в свете нового фактического материала, этот вопрос требует пересмотра в том смысле, что в Елохинском районе, вероятно, имеет место то же самое явление, что и в более южных частях Прибайкалья. Именно — среднекембрийские карбонатные породы, вероятно, подстилаются пестроцветными отложениями мотской свиты, не представленной в естественных обнажениях. В Елохинском районе нет оснований допускать наличие мощных свит нижнего кембрия, лежащих в основании разреза нижнего палеозоя.

Далее к северу в пределах Прибайкалья сколько-нибудь достоверный материал по стратиграфии низов кембрия отсутствует. Мощные доломиты среднего кембрия занимают огромные площади вдоль западной окраины Приморского хребта в верховьях р. Киренги и по правобережью этой реки, как это известно из ряда работ (Ржонсницкий, Половников, Катушенков, Домбровский). По данным В. П. Маслова (Маслов, 1940) под средним кембрием здесь залегают пестроцветные породы мотской свиты.

Исследования последних лет внесли много существенно нового в дело изучения стратиграфии низов Прибайкальского палеозоя. Изучение крупных участков Прибайкалья дало новый богатый фактический материал по литологии и взаимоотношениям отдельных членов нормального разреза кембрия. Новые данные говорят о том, что наиболее древние отложения кембрия, представленные граувакковыми песчаниками и конгломератами ушаковской свиты, развиты далеко не во всем Прибайкалье, а лишь в южной его половине, примерно от верховьев р. Лены до параллели истоков Ангара. В пределах южной половины Прибайкалья в нижнекембрийское время существовала (см. фиг. 15), повидимому, зона прогиба — область аккумуляции мощных грубых отложений граувакковой толщи. Область размыта непосредственно прилегала к зоне опускания с востока, со стороны со-

временного кристаллического массива, о чем убедительно говорит состав обломочного материала ушаковских пород. Эпоха формирования мотской свиты повсеместно в пределах Прибайкалья характеризуется мелководным типом отложений. В это время уже прекратили существование и область размыва и область аккумуляции, обусловившие мощные накопления пород ушаковской свиты.

Во второй половине нижнекембрийской эпохи по всему Западному Прибайкалью распространился неглубокий открытый бассейн, занимавший значительно более широкую площадь и на юго-западе (бассейн р. Иркут), и на северо-востоке Прибайкалья, чем более древний ушаковский бассейн. Так же, повидимому, далеко распространялся мотский бассейн и на восток, во внутренней области современного Байкальского нагорья. «Физико-географические условия осадкообразования в мотское время были неоднородны и менялись на сравнительно небольших расстояниях» (Катушенков, 1940).

Начало отложения доломитового комплекса среднего кембрия отвечает моменту изменения режима бассейна по сравнению с предыдущими этапами его жизни. Мощные карбонаты, в общем очень однообразные по составу, выдержаны на огромном протяжении по всему Прибайкалью. Терригенный материал в доломитах быстро убывает вверх по стратиграфической вертикали, и роль его в средних и верхних частях толщи совершенно ничтожна. Воды бассейна эпохи отложения доломитов покрывали уже сильно нивелированную область. Карбонатные осадки во всем Прибайкалье расположены согласно на отложениях мотской свиты.

К северу от района Елохина мыса на значительном протяжении вдоль окраины Байкальского нагорья отложения нижнего кембрия еще не изучены. Те породы, которые М. М. Тетяев (1915, 1916₁) и другие наблюдали на рр. Кунерме и Ирели и которые были отнесены ими к нижнему кембрию, повидимому, скорее относятся к верхнему протерозою, о чем выше уже было сказано.

По данным М. М. Лаврова в долине р. Мини развиты отложения кембрия, представленные известняками и подстилающими их конгломератами. Эти породы слагают небольшой островообразный участок среди разнообразных пород докембрия. Кембрийские конгломераты залегают трансгрессивно на докембрийских породах; галька конгломератов составлена за счет докембрийских кристаллических пород. Данные Лаврова позволяют думать, что в районе р. Мини разрез низов кембрия отличен от разреза нижнего кембрия Прибайкалья. К сожалению, наблюдения М. М. Лаврова не являются достаточно полными.

Довольно полный разрез кембрия известен для более северного участка окраины Байкальского нагорья — для долины р. Чаи, изученной В. В. Домбровским. Выше был отмечен спорный характер взглядов В. В. Домбровского на возраст некоторых наиболее древних осадочных свит чайского разреза. Было показано, что наиболее древнюю, кварцитово-конгломератовую свиту, относимую Домбровским к нижнему кембрию, целесообразнее рассматривать как своеобразный в фациальном отношении аналог верхнепротерозойского комплекса Западного Прибайкалья.

Основание вышележащей известково-сланцевой свиты, с которой, вероятно, начинается разрез нижнего кембрия на р. Чае, уничтожено интрузией габбро-диабазы. По аналогии с соседним районом р. Лемпеи, изучавшимся В. Г. Дитмаром (Обручев, 1935—1937₁), можно думать, что и на р. Чае известняково-сланцевая свита подстилается грубообломочными отложениями — песчаниками и конгломератами — базальными горизонтами нижнего кембрия.

В. В. Домбровский дает следующий разрез нижнего кембрия р. Чаи (снизу):

I. Известняково-сланцевая свита. Мощность свиты оценивается в 1050—1150 м. Пижинский горизонт (50—60 м) представлен светлосерыми кремнистыми известняками, тонкослоистыми, иногда косослоистыми, с редкими косослоистыми красно-лиловыми прослойками и, в верхней части, с многочисленными округлыми конкрециями пирита. Выше залегает 70—80-метровый слой светлых, белых или желтоватых гравийных грубых и среднезернистых кварцитов, в нижней части содержащих много округлых конкреций пирита и редко разбросанные кварцевые гальки. В верхней части кварцитов проходит 10-метровый прослой известковистых грубых песчаников, переслаивающихся с кварцитами и черными известняками.

Выше на протяжении приблизительно 100—120 м кварциты сменяются серыми тонко- и среднезернистыми песчаниками, иногда слегка пиритизированными и содержащими раздавленные глинистые галечки, с подчиненными прослоями песчанистых и слюдястых темносерых сланцев, а в верхней части черных вонючих известняков, кварцево-известковых песчаников и тонкослоистых глинистых сланцев. Далее вверх первенство переходит к карбонатным породам, и на расстоянии 60 м наблюдаются почти исключительно серые или черные известняки с небольшими прослоями черных пиритизированных аргиллитов и серых кварцитов. Известняки здесь довольно разнообразны: кроме преобладающих мелкозернистых, встречаются оолитовые известняки, кремнистые, с губчатыми кремнистыми стяжениями. В нижней части они содержат довольно крупные выделения прозрачной оранжево-красной цинковой обманки. Слоистость известняков довольно тонкая, иногда линзовидная. Местами наблюдается срезание одних слоев другими. Выше на протяжении 120 м наблюдается переслаивание серых глинистых и известково-глинистых тонкослоистых, местами листоватых сланцев с подчиненными темносерыми и черными кремнистыми вонючими известняками. Далее располагается 170—180-метровая толща серых и светлосерых слюдястых мергелей, в нижней части тонкослоистых, в верхней более плотных, переслаивающихся с мелкозернистыми известняками. На них налегает 240-метровая толща, состоящая преимущественно из серых, темносерых и черных известняков, с подчиненными пластами серых известковистых мергелей и мергелистых, иногда песчанистых сланцев. Среди известняков весьма распространены в этой части разреза водорослевые и оолитовые, иногда мергелистые разности, местами с волноприбойными знаками и окаменелыми потоками известковистого ила. Выше идут венчающие разрез комплекса светлосерые тонкие мергелистые сланцы и подчиненные сланцам мергелистые, сланцеватые, реже массивные или брекчиевидные, темно- и светлосерые известняки. В средней части этой серии пород, имеющей мощность 240—250 м, располагается несколько тонких прослоев светлосерых мелкозернистых кварцитов.

II. Красноцветно-мергельная свита, имеющая мощность 300—500 м.

Разрез свиты начинается горизонтом фиолетовых и красных мергелей с зелеными пятнами, переходящих в нижних двух метрах в лиловато-желтые, более известковистые мергели. Свита обнажена недостаточно, вследствие чего полный разрез ее не установлен. Слагается она разнообразными мергельями, переслаивавшимися с известняками. Здесь есть серые и лиловато- и синева-серые мергели, переходящие в мергелистые известняки и плотные сланцеватые глины, и кирпично-красные и малиновые, также переходящие в глины, и светложелтые до светлосерых, очень рыхлые, мелкоподобные мергели, развитые в нижней части свиты. Грубого терригенного материала мергели не содержат, но включают иногда мергелистые же или глинистые гальки и переходят местами в мергельные конгломераты. Известняки и доломиты, образующие пласты мощностью от долей метра до 35—40 м, также довольно разнообразны. Здесь распространены, особенно в верхах, светлые мелкозернистые известняки и доломиты, иногда водорослевые, и мергелистые серые, желтоватые, розоватые, лиловатые известняки, часто тонкослоистые, мелкозернистые, с мелкими кристалликами гипса. Реже встречаются темные, почти черные, рыхлые, крупнокристаллические доломиты, поздраватые, светложелтые.

В верхних частях этой свиты красноцветные породы исчезают, количество известняков растет, и свита постепенно сменяется мощной толщей известняков среднего кембрия.

Данные В. В. Домбровского говорят о большом своеобразии разреза нижнего кембрия на р. Чае, о значительном его отличии от низов кембрийского разреза Западного Прибайкалья. Верхнюю красноцветно-мергельную свиту Домбровский сопоставляет с мотской свитой Прибайкалья. В самом деле, и на р. Чае, и в Прибайкалье характерные красноцветные отложения непосредственно подстилают однообразный комплекс карбонатных пород среднего кембрия. Стратиграфическая позиция красноцветной толщи в обоих сравниваемых участках западной окраины Байкальского нагорья совершенно одинакова. В Прибайкалье мы видели, что под мотскими породами на юге появляются мощные грубообломочные отложе-

ния ушаковской свиты — местной, южно-прибайкальской фации нижнего кембрия. На значительном отрезке северной половины Прибайкалья мотские породы залегают непосредственно на разнообразных породах докембрия. На р. Чае под мотской свитой появляется вновь мощная серия отложений, по стратиграфическому положению аналогичная ушаковской свите, но резко отличающаяся от последней по составу. Эта нижняя известняково-сланцевая свита р. Чаи подстилается, судя по наблюдениям В. Г. Дитмара на р. Лемпее, базальными конгломератами и грубыми песчаниками. Значительная мощность свиты, превышающая 1000 м, характер пород, слагающих ее, — все это свидетельствует о том, что в районе р. Чаи, в отличие от Прибайкалья, в нижнем кембрии существовали специфические условия отложения осадков, накопившихся в зоне прогиба дна морского бассейна в значительном удалении от береговой линии, от области денудации.¹ Естественно ожидать наличие мощного нижнего кембрия чайского типа в ряде пунктов Байкальской области к северу от р. Чаи.

К сожалению, наблюдения В. Г. Дитмара на р. Лемпее недостаточны для построения сколько-нибудь полного разреза нижнекембрийских отложений. Далее к северу по р. Б. Чуе по данным П. И. Преображенского (1910₂) и М. В. Круглова (1935) нижний кембрий представлен мощной серией отложений. Сюда относятся светлосерые, желтоватые, красноватые и темносерые кварцитовидные песчаники, кварциты и кварцитовые, песчаные и песчано-глинистые сланцы. Мощность свиты песчаников и кварцитов, чередующихся с глинистыми сланцами, достигает (приблизительно) 300—500 м. Эту свиту М. В. Круглов сопоставляет с нижней базальной свитой нижнего кембрия р. Лемпеи, известной по работе В. Г. Дитмара. Нижний кембрий по Круглову развит не только по окраине нагорья в долине р. Чуи, но и внутри горной области (по данным П. И. Преображенского) в виде пятен на карте, пересекающих р. Б. Чую между Сосновкой и Становой и между Ушканьей и Нюнской. И. И. Катусенок (1934) в дополнение к данным М. В. Круглова сообщает, что помимо кварцитов, песчаников и глинистых сланцев к нижнему кембрию следует относить еще свиту красно- и пестроцветных известняков песчано-мергельистых пород, широко развитых в нижнем течении р. Б. Чуи.

И. И. Катусенок (1940) считает возможным отнести кварцито-сланцевую свиту М. В. Круглова не к нижнему кембрию, а к протерозою. Однако вполне возможно, что на р. Чуе нижний кембрий состоит из двух свит: нижней — кварцито-сланцевой и верхней — пестроцветной. Последняя хорошо сопоставляется с красноцветно-мергельной свитой р. Чаи и мотской свитой Прибайкалья. Если это предположение верно, то кварцито-сланцевая свита р. Б. Чуи стратиграфически соответствует нижней, известняково-сланцевой свите р. Чаи.

Наиболее полный и интересный разрез нижнего кембрия составлен недавно З. М. Старостиной по наблюдениям в низовье р. Витима и по р. Б. Патому (Старостина, 1938). Для этих районов Старостина дает следующий разрез (снизу):

1. Докембрий? Светлые кварциты с прослоями темных известняков с пластовыми интрузиями габбро-диабазов до 100 м мощности. На Витиме встречаются прослои

¹ В. В. Домбровский считает нижнюю известняково-сланцевую свиту нижнего кембрия р. Чаи стратиграфическим аналогом верхнего трехчленного протерозоя Прибайкалья. Однако подобная параллелизация, основанная на формальном, весьма условном литологическом сходстве разрезов, представляется маловероятной. Это сопоставление тем менее вероятно, что, как мы видели выше, существует определенная закономерность в изменении фаций верхнего протерозоя от юга Прибайкалья к его северной части. Учитывая эту закономерность, мы неизбежно приходим к выводу о несостоятельности сопоставления В. В. Домбровского. К тому же отрицательному выводу приводит систематическое изучение разрезов верхнего докембрия на всей территории Байкальской горной области.

до 40 м мощности метаморфизованных кварцевых известковистых песчаников, переходящих в мелкий конгломерат, и филлитов. Общая видимая мощность до 700 м.

2. $См_1^a$ — темносерые и черные конгломераты с галькой и валунами (до 0,5 м в диаметре) светлого гранита, известняков и кварцитов в кварцевом и известково-кварцевом слюдистом пиритизированном цементе, с прослоями черных известняков. На Витиме конгломераты — зелено-серые, с галькой и валунами кристаллических и метаморфических пород, погруженных в кварцево-известково-глинистый цемент. Мощность 1200—1500 м; на Витиме — не менее 400—500 м.

3. $См_1^b$ — черные вонючие известняки, местами оолитовые и пизолитовые, замещающиеся глинистыми сланцами или мергелистыми глинами, книзу переходящие в известково-кварцевые породы с галькой и валунами кварцитов и гранитов, прорезанные ветвящимися кварцевыми жилами и жилами черной кварцитовидной породы с органическим углеподобным веществом в «цементе». На Патоме, вверху — зелено-серые кварциты, мелко переслаивающиеся с черным карбонатным веществом. Мощность кварцитов до 160 м, известняков — до 400 м.

4. $См_1^c$ — серо-зеленые, темнокрасные, вишневые, голубоватые, розовые и синеватые известняки, внизу песчанистые и глинистые, переходящие в известково-глинистые сланцы, местами оолитовые, пизолитовые, стилолитовые, водорослевые (с *Collenia baicalica* Masl.) и кремнистые известняки и известковистые песчаники с волноприбойными знаками. Вверху — кварциты (350—500 м мощности) известковистые, слюдяные, серые, голубые и желтоватые, с волноприбойными знаками.

На Витиме в середине свиты — темносерые известково-кварцево-слюдистые пиритизированные сланцы с прослоями белых кварцитов и темносерых оолитовых и песчанистых известняков — около 100 м.

Общая мощность свиты — до 1100 м.

На Витиме этим заканчивается разрез нижнего кембрия. В разрезе же по р. Б. Патому обнаружены более высокие горизонты. Там на свите $См_1^c$ залегают:

5. $См_1^d$ — черные вонючие оолитовые известняки, местами замещающиеся мергелистыми глинами и глинистыми сланцами. Мощность 350 м.

6. $См_1^e$ — черные известняки, перекрытые пестроцветными известняками, мергелями и глинами буро-красного, вишневого, розового, серо-голубого и зеленого цвета, с волноприбойными знаками и псевдоморфозами кубической формы — 150 м.

Все свиты витимско-патомского разреза отнесены З. М. Старостиной к нижнему кембрию, главным образом на основе параллелизации с фаунистически охарактеризованным нижним кембрием на Лене ниже ст. Мархо-чанской, изученным Д. К. Зеgebартом; там, по данным Зеgebарта, наблюдается следующий разрез (снизу):

1. Рифовые известняки с археоциатами и с большим количеством кластического материала. Видимая мощность — 20 м.

Пестроцветная толща: оолитовые известняки и гипсы с крупным кластическим материалом — 117 м.

2. Светлые битуминозные известняки и доломиты с фауной зоны *Olenellus* — 90 м.

3. Брекчиевидные известняки и доломиты — 100 м.

4. Толща химических осадков: красных глин с галитом и гипсом — 35 м.

Выше залегает нижний горизонт среднекембрийских известняков с фауной и водорослями.

Горизонты 1—4 разреза, даваемого Зеgebартом, принадлежат к нижнему кембрию и соответствуют, очевидно, верхней части нижнего кембрия на р. Б. Патоме.

Разрезы, приводимые Зеgebартом и Старостиной, показывают, что в патомской части Байкальского нагорья нижний кембрий развит весьма мощно. В основании нижнего кембрия залегает толща грубообломочных пород типа конгломератов. Вышележащие отложения, представленные часто чередующимися разнообразными известняками, глинистыми сланцами, кварцитами, формировались в условиях частой смены физико-географических факторов, в условиях открытого морского бассейна с резкими колебаниями его дна. Ясно выражена тенденция быстрого прогибания дна нижнекембрийского бассейна, обусловившая накопление мощной серии отложений. Характерно появление в патомском и ленском (у ст. Мархо-

чанской) разрезах пестроцветных пород с галитом и гипсом. Эта пестроцветная толща, располагающаяся на грани между нижним и средним кембрием, вполне сопоставима с красно-и пестроцветными породами мотской свиты, прослеженной нами от Южного Прибайкалья вдоль всей западной окраины Байкальского нагорья. Вместе с В. В. Домбровским (1940) мы можем сказать, что эпоха формирования мелководной мотской свиты весьма характерна для конца нижнего кембрия всей нашей области. Предыдущие же этапы развития Байкальской области были различны для отдельных участков.

Здесь мы не будем детально останавливаться на некоторых сопоставлениях и выводах Д. К. Зегебарта и З. М. Старостиной, считающих почему-то за одновременные отложения зелено-лиловую (деборенскую) свиту нижнего протерозоя и горизонты Sm_1^c и Sm_1^b и занимающих неотчетливую позицию в вопросах стратиграфии кембрия и докембрия. Отметим здесь лишь, что сопоставление с деборенской свитой некоторых горизонтов нижнего кембрия патомско-витимского разреза основано на простом недоразумении. Эти свиты и по положению в нормальном разрезе, и литологически настолько несходны друг с другом, что несоответствие становится ясным даже при самом беглом их сравнении.

Кроме того, оба названных геолога сопоставляют некоторые горизонты, в частности горизонт Sm_1^c патомского разреза (известняки с водорослью *Collenia baicalica* Masl.) с улунтуйской свитой верхнего протерозоя Прибайкалья. Несколько позже по этому пути далеких аналогий пошел и В. В. Домбровский. Нужно сказать, что и это сопоставление не выдерживает критики потому, что водоросль *Collenia baicalica* встречается не только в известняках улунтуйской свиты верхнего протерозоя в Западном Прибайкалье, но и в устькустском ярусе нижнего силура по свидетельству И. И. Катушенка (1940).¹ Это обстоятельство говорит о том, что пока водоросли не могут служить руководящими ископаемыми, основанием для определения возраста и параллелизации свит.

Весьма существенным обстоятельством является присутствие на Б. Патоме и Витиме мощных отложений нижнего кембрия, увенчанных мотской свитой. Этот факт сближает витимский и патомский разрезы с разрезом кембрия на р. Чае. Во всех этих районах, и на р. Чае, и на рр. Витиме (низовье) и Б. Патоме, существовал крупный бассейн геосинклинального типа, в котором происходило накопление мощных и разнообразных морских отложений.

Терригенный материал, входящий в состав нижнекембрийской толщи, поступал с юга из области размыва, сложенной археем и протерозоем. т. е. откуда-то из современной Средне-Витимской горной страны.

Проследим теперь разрез нижнего кембрия по восточной окраине горной области. Ближайшим пунктом, где имеются современные наблюдения, является низовье р. Жуи. В промежутке между р. Жуей и р. Б. Патомом старые наблюдения по р. М. Патому и р. Молво (Мельбе) дают очень мало материала по стратиграфии кембрия и вовсе не дают указаний на взаимоотношения кембрия и протерозоя.

Более новые наблюдения в этом районе Ю. П. Ивенсена и П. М. Клевенского (1940) позволяют считать, что безусловно кембрийскими отложениями здесь являются разнообразные известняки с прослоями песчанистых известняков и алевролитов в низах свиты. В основании разреза располагается горизонт (70 м) кварцитовидных песчаников. Общая мощность кембрия оценивается в 700 м. По возрасту это нижний и средний кембрий ($Sm_1 + Sm_2$). Авторы в тексте отчета пытаются связать вышеуказанные

¹ Водоросли определялись В. П. Масловым.

кембрийские отложения в единый непрерывный разрез с подстилающими их более древними протерозойскими породами, также относимыми ими к кембрию. Однако на их геологической карте очень хорошо видно, что комплекс $Ст_1 + Ст_2$ лежит трансгрессивно и несогласно на более древних породах (песчаники, сланцы, кварциты и известняки), относящихся по всем признакам к протерозою и слагающих внутреннюю часть Патомского нагорья. Если это так, то уже в области водораздела М. Патом — Молво разрез нижнекембрийских отложений и по типу осадков и по мощности весьма близок к разрезу нижнего кембрия рр. Чары и Олекмы (Арсеньев и Нечаева, 1942). Другими словами, в районе Малого Патома и Молво нижнекембрийские отложения представлены в типичноплатформенных фациях. Развитие платформенных отложений в указанном районе намечает, таким образом, восточную границу обширного чае-патомского геосинклинального прогиба, существовавшего в нижнем кембрии.

На рр. Жуе и Чаре ниже устья р. Жуи по наблюдениям А. П. Герасимова (1905) кембрий представлен однообразными известняками — плотными, иногда оолитовыми, серого или белого цвета, чистыми, местами доломитовыми.

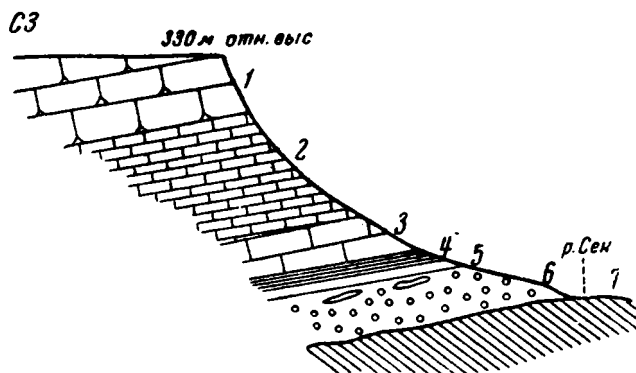
По наблюдениям В. А. Федорцева (Обручев, 1935—1937,) в низовье р. Жуи нижний кембрий представлен следующими породами (снизу): на зелено-лиловых сланцах деборенской свиты нижнего протерозоя залегают конгломераты с галькой кварца и песчаника (мощность 0.75 м), перекрытые известковистыми мелко- и грубозернистыми песчаниками мощностью до 70 м. После некоторого перерыва в обнаженности наблюдаются более высокие горизонты нижнего кембрия, представленные крупно- и среднезернистыми песчаниками и темносерыми известняками. Следующими вышележащими элементами разреза, повидимому, являются темносерые известняки, перекрытые песчаниками (ниже устья кл. Кудулукан), выше которых (в разрезе) появляются доломитовые известняки и желтоватые доломиты. Верхние части разреза представлены исключительно темными и светлыми доломитовыми известняками. Сопоставление жуинского разреза нижнего кембрия с разрезом того же отдела кембрия М. Патома и Молво показывает значительную близость, почти тождество, состава кембрийских отложений в этих пунктах. На М. Патоме, Молво и Жуе доминирующую роль играют карбонатные породы, слагающие почти целиком весь нижний кембрий. Эти карбонатные породы нижнего кембрия к югу от р. Жуи видел и описал А. К. Мейстер по маршруту в нижнем течении р. Ченчи.

Попытка ревизии наблюдений Федорцева в долине р. Жуи, недавно предпринятая Ф. Г. Гурари, имеет пока голословный характер и в силу этого мало убедительна. Несмотря на значительное количество геологов, изучавших район р. Жуи в последние годы, мы пока не имеем заслуживающего полного доверия разреза кембрия и докембрия этой области [ср. наблюдения и выводы Ф. Г. Гурари (1945) и М. М. Гапеевой (1946)].

Область верхнего течения р. Чары, выше устья р. Жуи, была бегло изучена Д. В. Никитиным (1918), мною (1933_{1,2}) и, позже, более детально В. Г. Лебедевым (1946). Мои наблюдения и более детальные исследования Лебедева говорят о том, что по р. Сен (левый приток Чары) и в бассейне оз. Ничатка (фиг. 14) действительно развиты базальные конгломераты кембрия и нижние части кембрийского разреза. Кембрийские отложения залегают трансгрессивно и с резким угловым несогласием то на метаморфических породах протерозоя, то на архейских образованиях различного типа и генезиса. В основании разреза располагаются базальные конгломераты и песчаники, мощностью 90—100 м. Галька и валуны конгломератов состоят из красных и серых докембрийских гранитов, гнейсов, кристаллических сланцев архея, лиловых метаморфических сланцев деборенской свиты про-

терозоя. Выше следуют пестроцветные (зеленые, серые, вишневые) известняки и мергелистые сланцы (7 м). На них залегает толща известняков, в нижней части оолитовых, вверху — тонкоплитчатых (270 м). На известняках располагается песчано-карбонатный комплекс песчаников и известняков, видимой мощности 110 м. В. Г. Лебедев справедливо определяет возраст всей толщи как нижнекембрийский по аналогии с алданским разрезом нижнего кембрия.

Уже сравнительно давно, основываясь на моих наблюдениях в районе оз. Ничатка, акад. В. А. Обручев писал (1935—1937₁): «Здесь мы имеем



Фиг. 14. Разрез кембрия левобережья р. Сен.
(По В. Г. Лебедеву).

1 — массивные песчаники; 2 — черные тонкоплитчатые известняки; 3 — серые массивные оолитовые известняки; 4 — зеленые, вишневые тонкослоистые известняки и мергелистые сланцы; 5 — аркозовые песчаники; 6 — конгломераты; 7 — кварциты, филлиты и известняки докембрия.

бесспорный базальный грубый конгломерат нижнего кембрия, отлагавшийся у крутого берега древней горной страны, сложенной к югу... из кристаллических сланцев, а к западу из зелено-красной свиты протерозоя».

К востоку от южной оконечности оз. Ничатка в долине левого притока р. Чары — р. Малой Торы у устья последней выходят вновь отложения нижнего кембрия, зажатые в узком грабене среди докембрийских пород. Разрез нижнего кембрия здесь следующий (снизу):

1. Конгломерат с мелкой кварцевой галькой, сцементированной грубозернистым аркозовым цементом 10 м
2. Песчаник аркозовый с известняковистым цементом 40 м
3. Светлые и темносерые глинистые известняки 100—150 м
4. Зеленые и лиловые известково-глинистые и глинистые сланцы 150—200 м
5. Чередование глинистых известняков и лиловых и черных известково-глинистых и глинистых сланцев. Видимая мощность 150 м

Этот разрез весьма близок к разрезу кембрия в бассейне р. Алдана, известному по работе В. Н. Зверева (1913—1914, 1931).¹

К востоку от долины р. Чары в области верхнего течения р. Токко (крупный правый приток Чары) беглые наблюдения И. А. Ефремова и А. А. Арсеньева (зима 1934/1935 г.) показали широкое развитие здесь нижнего кембрия. Нижние части кембрийского разреза сложены полимиктовыми песчаниками и мощными грубыми конгломератами с галькой и целыми глыбами разнообразных пород архея и протерозоя. Выше следуют

¹ В 1933 г. комплекс пород Малоторского грабена я ошибочно относил к протерозою.

карбонатные породы, местами содержащие значительное количество гипса, иногда обособляющегося в штокообразные массы.

На крайнем северо-востоке нашей области в районе нижнего течения рр. Олекмы и Чары по наблюдениям А. А. Арсеньева и А. Е. Нечаева (1942) полный разрез нижнего кембрия имеет следующий вид (снизу):

1. Дикимдинская свита (Cm_1^1) — пестроцветные песчаники, мергели, доломиты и известняки с прослоями конгломератов. Верхняя часть сложена битуминозными песчанистыми доломитами, известковистыми сланцами с гипсом, серой и глауконитом. Имеются образования, напоминающие водоросль *Nubecularites*. Мощность 150—160 м. Свита залегает трансгрессивно на слабоволнистой поверхности глубоко эродированных кристаллических сланцев архея.

2. Порохтахская свита (Cm_1^2) — разнообразные доломиты и известняки. Мощность 120—130 м. Встречены водоросли *Collenia conf. buriatica* и др.

3. Юедейская свита (Cm_1^3) — пестроцветные мергели, глины и гипсы с прослоями доломитов и с псевдоморфозами по NaCl. Мощность 20—90 м.

4. Олекминская свита (Cm_1^4) — пестроцветные доломиты и известняки с обильной фауной трилобитов и брахиопод нижнего кембрия. Встречаются также водоросли — *Collenia conf. buriatica* и *Conophyton*. Мощность 250—260 м. Фауна, определенная Е. В. Лермонтовой, состоит из следующих форм: *Bulaiaspis* (?), *Kootenia*, *Bathyriscina* sp. № 2, *Bergeroniellus divergens* L e r m., *Bergeroniopsis cutorginorum* L e r m., *B. ornatus* L e r m., *Bathyriscellus robustus* L e r m., *Proerbia prisca* L e r m., *Bergeroniellus* sp. № 1, *Strenuella* (?) sp. № 1, *Bathyriscellus* sp. № 1—2, *Bathyriscina* sp. № 1, *Kutorgina lenaica* L e r m., *K.* sp. № 1, *Linguella*.

По Е. В. Лермонтовой (Бобин и Лермонтова, 1940) фауна характерна для куторгиновой толщи Cm_1 и соответствует верхам проталенусовой зоны Северной Америки.

5. Чарская свита (Cm_1^5) — брекчиевидные и кавернозные известняки с водорослями.

Фауна: трилобит *Namanoia tumifrons* L e r m., *N.* sp. № 1, обломки иглокожих. Свита имеет мощность 140—150 м. Ее отнесение к нижнему кембрию условно, в связи с отсутствием рук. водящих форм.

Общая мощность нижнекембрийских отложений в низовье рр. Чары и Олекмы достигает 680—790 м.

Суммируя имеющийся материал по северо-востоку изучаемой нами области, мы видим, что к востоку от долготной линии — водораздел между М. Патомом и Молво — низовье р. Жуи — оз. Ничатка — повсеместно нижнекембрийские отложения представлены типичными платформенными фациями морского мелководья и лагун. Роль последних заметно увеличивается при движении на восток, к низовьям р. Олекмы.

Спокойный, платформенный режим северо-востока резко отличен от условий осадкообразования в нижнем кембрии районов рр. Б. Патома, Чуи и Чаи. В этой последней области, как мы видели выше, для нижнего кембрия была характерна частая смена физико-географических факторов, обусловившая пестроту и разнообразие разреза. Мощность нижнего кембрия в бассейне Чары и Олекмы (680—790 м) значительно меньше мощности нижнего кембрия Б. Патома и Витима (2000—3000 м).

Изучение олекмо-чарского нижнего кембрия позволяет говорить о том, что нижнекембрийское море трансгрессировало здесь на континент, сформированный разнообразными породами протерозоя и, главным образом, архея. Местами рельеф этого континента был достаточно расчлененным, о чем свидетельствует значительная изменчивость и фациальная, и по мощности базальных горизонтов нижнего кембрия. Это делается очевидным при сравнении разрезов по рр. Жуе, Сену (оз. Ничатка), Малой Торе, Токко, Чаре и Олекме.

Вслед за отложением базального горизонта трансгрессивной серии — песчаников, более или менее грубых конгломератов — начинается длительное, довольно однообразное развитие бассейна, отлагавшего по преимуществу химико-органогенные и химические осадки. Роль химических

осадков в области рр. Чары и Олекмы значительно большая, чем в районах Б. Патома и Витима.

Предпринятая недавно С. П. Ситниковым (1946) попытка количественного выражения колебательных движений в кембрии северного склона Алданского массива применительно к району низовья р. Олекмы и бассейна р. Чары мало обоснована. Эта попытка в основе своей заключает прежде всего неотчетливое понимание самого термина — Алданский массив. Область нижнего течения рр. Чары и Олекмы (Архангельский, 1941; Павловский, 1944) лежит вне собственно Алданского массива — древнейшей архейской глыбы, и располагается в пределах иного участка каледонской платформы, фундамент которого сформирован складчатым комплексом протерозоя. Далее необходимо иметь в виду, что мощности отдельных частей кембрийского разреза для участка среднего течения р. Лены, низовья р. Чары подсчитаны С. П. Ситниковым на основе неправильных, с моей точки зрения, представлений о стратиграфии нижнего кембрия, разбиваемых Ф. Г. Гурами (1945) и др.

В общем в области рр. Чары и Олекмы отложения нижнего кембрия в противовес Патомско-Витимскому району формировались в спокойных условиях «наплитного» эпиконтинентального бассейна.

Проследим теперь распространение и состав нижнекембрийских отложений внутри Байкальской горной области.

К югу от верховьев р. Чары нижний кембрий известен пока лишь в одном пункте — в верхнем течении р. Калара, в области так называемого каларского грабена. Е. С. Бобин, впервые изучавший геологию этого района (1933), обнаружил в долине р. Калара в верхнем ее течении толщу разноцветных известняков — светлых, желтоватых, красноватых, бурых и темносерых. Темносерые известняки при ударе пахнут сероводородом. Известняки часто окремнены. Видимая мощность известняков 100—150 м. В основании толщи карбонатов залегает слой конгломерата мощностью 3—4 м. К сожалению, состав гальки не указан. По данным Бобина конгломераты и известняки лежат согласно на мощной толще филлитов и кварцитов. Весь комплекс этим автором отнесен по возрасту к протерозою.

Мои наблюдения (1933₂) по западной окраине области развития известняков в верховье р. Калара показали, что на водоразделе между рр. Калар и Кемень и в вершине последнего развиты светло- и темносерые пахучие известняки, окремненные по отдельным прослоям. Изредка известняки чередуются с пачками тонкосланцеватых известняково-глинистых сланцев зеленовато-серого цвета. Я относил эти известняки также к протерозою, ссылаясь на данные Е. С. Бобина.

Однако более поздние наблюдения И. А. Ефремова и А. А. Арсеньева (1935) позволяют теперь подойти несколько иначе к решению вопроса о возрасте известняков верхнего Калара. Эти исследователи показали, что толща известняков залегает почти горизонтально, резко отличаясь в этом отношении от филлитов и кварцитов протерозоя. Это обстоятельство заставляет усомниться в правильности заявления Бобина о согласном залегании протерозойских пород и толщи известняков, подстилаемых конгломератами. Повидимому, более правильным будет представление о трансгрессивном залегании нормально-осадочных карбонатных пород и конгломератов на сложно и интенсивно смятой метаморфической серии протерозоя. Кроме того, разрез известняковой толщи, подстилаемой конгломератом, весьма близок к разрезу нижнего кембрия мало-торского грабена, который мы сравнивали с классическим разрезом низов кембрия на р. Алдане. В свете нового материала конгломераты и разноцветные карбонатные породы верховьев р. Калара правильнее относить к нижнему кембрию.

Нижний кембрий в верховьях р. Калара занимает довольно крупную площадь формы овала, вытянутого в широтном направлении.

К югу и востоку от верховьев р. Калара вплоть до самой южной и восточной границ нашей области присутствие кембрийских отложений нигде более неизвестно.

На запад от верховьев р. Калара, среди обширной горной страны, включающей Северно- и Южно-Муйские хребты и Баргузинскую тайгу, нижний кембрий развит на значительных площадях, сохранившись очевидно лишь в некоторых синклиналях.

В Северно-Муйском хребте развита сложная серия метаморфизованных осадочных пород, отнесенная А. К. Мейстером (1932) к нижнему кембрию. Однако выше мы видели, что почти весь комплекс пород «нижнего кембрия» Мейстера, основывавшегося на данных М. М. Тетяева, на самом деле принадлежит протерозою, только самый верхний горизонт сводного разреза Мейстера, вероятно, относится к кембрию. Речь идет о 10-м горизонте схемы Мейстера — о красноцветных конгломератах и песчаниках.

Эти породы, относимые Мейстером к категории нормально-осадочных, представлены красными и зеленоватыми конгломератами. Зеленоватые конгломераты рассланцованы. Цемент конгломерата грубо-песчанистый, состоящий из кварца и полевого шпата, сцементированных хлоритом. Цемент зеленого конгломерата перекристаллизован, состоит из кварца торцовой структуры, зерен кальцита, пластинок мусковита и игл бесцветной роговой обманки. Галька конгломератов сложена кварцем, кварцевыми порфирами, гранитом, фельзитом, амфиболом, кварцитами и метаморфическими сланцами. Песчаники, входящие в состав свиты, подобны песчаному цементу конгломератов. Встречаются мергельные разности. В качестве кластического материала в некоторых песчаниках встречены обломки порфиритов, порфиров, кристаллического туфа, вулканического стекла, кварцитов и кварцитовых сланцев.

Совершенно очевидно, что кластический материал красноцветной свиты целиком заимствован из продуктов размыва более древних протерозойских пород как осадочного, так и магматического происхождения. Естественно, что конгломераты и песчаники, составленные за счет размыва протеройских пород, следует связывать с нижним кембрием.

По составу обломочного материала они близки к базальным конгломератам нижнего кембрия оконечности оз. Ничатка, у истока р. Сен.

На карте А. К. Мейстера (1932) конгломераты и песчаники нижнего кембрия показаны (см. фиг. 4) в виде неширокой полосы, вытянутой с северо-запада от рч. Сидальте через долину р. Гукит на юго-восток к долине р. Витима у устья р. Янгуды. Вполне, впрочем, возможна и совершенно иная конфигурация площади распространения нижнего кембрия, пересеченная редкими маршрутами А. К. Мейстера.

В тексте работы Мейстера нет прямых указаний на взаимоотношения красноцветной свиты с подстилающими породами. Однако уже состав конгломератов и песчаников нижнего кембрия свидетельствует о размыве различных горизонтов подстилающего протерозоя и связанных с ним изверженных пород. Можно, таким образом, предполагать, что красноцветные песчаники и конгломераты залегают трансгрессивно на различных свитах протерозоя. Это предположение прекрасно подтверждается геологической картой А. К. Мейстера, из которой явствует, что нижний кембрий (Ст₇) залегает то на свите Ст₆ (р. Янгуда), то на порфирах, то на свите Ст₅. Следовательно, мы можем говорить о том, что в Северно-Муйском хребте, так же как и в остальных частях Байкальской горной области, вероятный нижний кембрий лежит трансгрессивно на различных свитах докембрия, в данном случае — верхнего и возможно нижнего протерозоя.

Принадлежность конгломератов к нижнему кембрию в последнее время установлена Н. П. Михно и В. Г. Дитмаром. По сообщению Дитмара мощные конгломераты действительно залегают трансгрессивно на различных свитах докембрия и перекрыты согласно известняками, оставшимися незамеченными А. К. Мейстером и содержащими фауну археоциат. По предварительному определению А. Г. Вологодина археоциаты среднекембрийские.

Далее можно предполагать, что нижний кембрий, представленный, как и в Северно-Муйском хребте, грубообломочными породами, развит также и в области Южно-Муйского хребта, в районе работ Н. И. Свительского. Свительским (1915_{2,3}, 1931) отмечен на р. Амалате у устья рч. Итыкита пестрый конгломерат с галькой пород метаморфической (протерозойской) свиты — серицитовых, хлоритовых сланцев, известняка, основной массы порфиоров. Конгломерат дислоцирован и перекрыт покровом базальта. Возможно, что этот конгломерат представляет остаток нижнекембрийской толщи, уцелевшей от размыва. Аналогичные породы встречаются также на правом берегу р. Ципы у зимовья Кудуунду. Здесь наблюдался такой разрез (снизу):

1. Зеленый хлорито-серицито-доломитовый песчаник.
2. Пестрый конгломерат с галькой кварца, полевого шпата, глинистого сланца и фельзитовой основной массой порфиоров.
3. Розовато-серый крупнозернистый песчаник.
4. Зеленый песчаник, аналогичный породе слоя 1. Невдалеке к югу от этого обнажения имеются выходы красно-бурых песчаников.

Породы, описанные Свительским, очевидно составлены за счет размыва развитой здесь метаморфической серии протерозоя. И по составу, и по облику конгломерат и песчаники с р. Ципы близки к аналогичным породам Северно-Муйского хребта, которые мы отнесли к нижнему кембрию. Как в Северно-Муйском хребте, так и на р. Ципе нижнекембрийские отложения залегают, повидимому, трансгрессивно на более древних, вероятно протерозойских отложениях.

На Центральном плато Витимского плоскогорья также имеются основания для предположения о наличии нижнекембрийских отложений. По данным А. К. Мейстера (Мейстер и Половинкина, 1932) в верхнем течении р. Аталанги в области водораздела встречены серые с красноватым оттенком песчаники, иногда кварцитовидные. Породы не метаморфизованы, залегают почти горизонтально. На р. Жилинде также встречены песчаники, но уже известковистые. Им подчинены серицито-известковистые сланцы и по данным И. А. Лопатина (1895) конгломерат, с галькой кристаллических известняков, кристаллических сланцев и гранитов. Мейстер относит эти породы к кембрию, что вполне вероятно, ибо эти породы, по облику напоминающие породы нижнего кембрия Северно- и Южно-Муйских хребтов, залегают на метаморфических породах протерозоя. О присутствии последнего на Центральном плато Витимского плоскогорья мы говорили выше, в главе о протерозое.

К востоку от района работ А. К. Мейстера несомненные кембрийские отложения замечают на р. Кыдымите, правом притоке р. Витима (верхнее течение).

В. А. Обручев (1935—1937₁) сообщает, что в 1933 г. геологом Колесовым были найдены археоциаты в сером слабометаморфизованном известняке в среднем течении р. Кыдымита. Несколько позже В. А. Обручев (1939₁) дает дополнительные сведения о том, что с археоциатовыми известняками связаны еще конгломераты и глинистые сланцы: известняки прорваны жилами аплита. Эта чрезвычайно интересная находка Колесова доказывает совершенно бесспорно присутствие морского кембрия в Баргузинской тайге. В связи с этим обстоятельством приобретают особое

значение более ранние исследования Н. И. Свитальским (1915₁), В. И. Котульским (1910—1915, 1932) и И. Лопатиным (1895). По р. Турке Котульским в нескольких пунктах отмечено присутствие слабометаморфизованных тонкозернистых известняков (рч. Ямбуи) и песчаников. Известнякам подчинено месторождение железного блеска. Между рч. Б. и М. Паномнами выходят тонкозернистые песчаники, прорезанные жилами аплита. За Паномнами появляются биотитовые филлиты, перемежающиеся с известняками. Свитальский наблюдал на водоразделе между Кыдымитом и Олдындой известняки, рассеченные жилами аплита и кварца. Значительные площади сложены глинистыми сланцами. Многочисленные выходы этих пород встречены на перевале между рр. Олдындой и Хильгильдой и в долине последней.

По р. Витиму от устья рч. Сываричи до р. Кыдымита вскрыта толща осадочных пород, представленных известняками и метаморфическими сланцами. У устья рч. Сываричи вскрыты известняки и песчаники, прорезанные жилой спессартита. По р. Кыдымиту у устья вверх тянутся обнажения известняков, песчаников и конгломерата. У самого устья р. Кыдымита имеются громадные обнажения в виде крутых скал, состоящих из конгломератов, описанных еще И. Лопатиным, известняков и песчаников, рассеченных жилами спессартита, керсантита и слюдяного диорита. На контакте с гранитом породы превращены в кристаллические сланцы.

В свете наблюдений Колесова, нашедшего на р. Кыдымите фауну в серых известняках, можно думать, что нормально-осадочные породы — известняки, песчаники, глинистые сланцы и конгломераты, местами контактово-метаморфизованные, в значительной части относятся к тому же кембрию. Это и отображено на прилагаемой геологической карте Байкальской области.

Наблюдения Колесова, так же, впрочем, как и новые данные по изучению кембрия и докембрия западного Прибайкалья, лишний раз свидетельствуют о том, с какой осторожностью надо подходить к оценке возраста разнообразных метаморфических и нормально-осадочных свит, развитых во внутренней части Байкальского нагорья. Находка Колесова разумеется не дает никаких оснований для огульного отнесения к кембрию всех метаморфических пород, развитых в верховье р. Витима и в Баргузинской тайге. Эта находка должна стимулировать углубленное и тщательное изучение разреза кембрия, его взаимоотношений с протерозоем. Судя по данным Колесова и старым наблюдениям Свитальского и Котульского, в Баргузинской тайге существуют, повидимому, те же соотношения между кембрием и докембрием, что и в Западном Прибайкалье, т. е. в Баргузинском районе представлен сложный комплекс докембрийских, в том числе и протерозойских пород и, кроме того, сохранился также и кембрий.

Баргузинский кембрий в отличие от прибайкальского прорван кислыми интрузивными породами и метаморфизован на контактах. Это естественно, ибо Западное Прибайкалье располагается на периферии, а Баргузинский район — в центральной части складчатой зоны нижнего палеозоя.

Баргузинский кембрий от прибайкальского отличается также и в отношении стратиграфического разреза. Если наши предположения относительно кембрийского возраста разнообразных осадочных пород, изучавшихся Котульским и Свитальским в бассейнах рр. Турки, Витима и Кыдымита, верны, то разрез кембрия в этом районе, видимо, характеризуется значительной мощностью, и в составе его присутствуют помимо конгломератов, песчаников и известняков также мощные глинистые сланцы, отсутствующие в разрезе низов кембрия Западного Прибайкалья.

В 1944 г. в районе работ Колесова А. К. Гусевой были произведены повторные сборы фауны. По предварительному определению А. Г. Водог-

дина здесь представлены следующие формы археоциат: *Rhabdocyathus burgastaiensis* Vol., *Rh. copulatus* Vol., *Rh. sp.*, *Rh. tolli* Krasn., *Leptocyathus* cf. *copulatus* Vol., *L. uricus* Vol., *Coscinocyathus* cf. *ulukhemensis* Vol., *C. corbicula* Walcott., *C. canaellatus* Born., *C. flexibilis* Vol., *C. conicus* Vol., *Coelocyathus callosus* Vol., *C. levis* Vol., *C. sp.*, *Archaeocyathus* sp. n., *A. regularis* Vol., *A. bagenovi* Vol., *A. cf. acutus* Born., *A. arintchevensis* Vol., *A. acutus* Born., *A. aff. disparvallum* Vol., *A. artecaveatus* Vol., *A. directus* Vol., *A. aff. tomicus* Vol., *A. aff. flexus* Vol., *A. moori* Vol., *A. clarus* Vol., *A. ijickii* Toll., *A. changaiensis* Vol., *A. dwighi* Walcott., *Jakovlevia* sp., *Bicyathus* sp.

По заключению А. Г. Вологодина фауна характерна для верхней части нижнего кембрия (камешковский горизонт) и для среднего кембрия. Кроме археоциат присутствуют также водоросли *Solenopora*. К сожалению, разрез кембрия, составленный Гусевой, вызывает много сомнений и не рассматривается, повидимому, самим автором как окончательный. Пока пользоваться этим разрезом не представляется целесообразным.

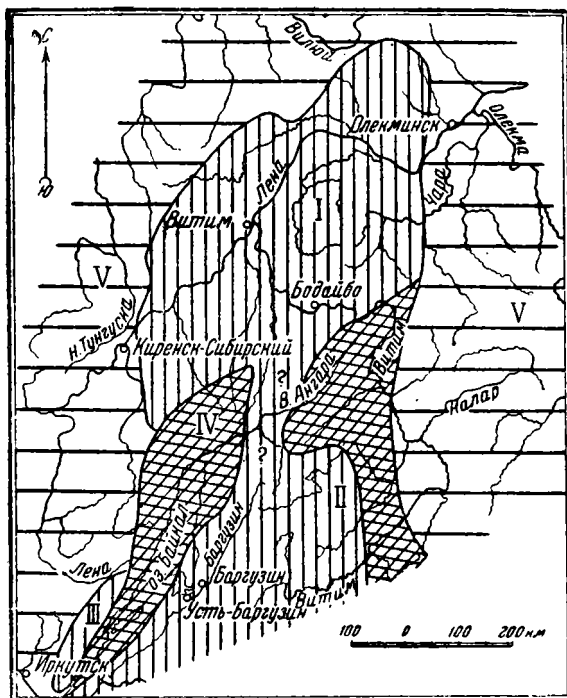
Насколько можно судить по имеющимся данным, баргузинский разрез кембрия стоит ближе не к таковому Западного Прибайкалья, где мы видим окраинные (в смысле отношения к складчатой зоне) фации кембрия, а к мощному разрезу кембрия Восточного Забайкалья.

В Восточном Забайкалье в районе с. Газимурский Завод в 1931 г., как известно, М. В. Бесова нашла археоциаты в известняках так называемого «немного палеозоя». Позже в Газимуро-Заводском районе мною и И. В. Лучицким (1940) установлен разрез древних отложений, состоящих (снизу) из метаморфических сланцев, происшедших за счет метаморфизма пород типа глинистых сланцев, разнообразных кварцитов и известняков. Общая мощность этой непрерывной серии отложений весьма значительна — достигает многих сотен метров. Археоциаты найдены М. В. Бесовой в верхних горизонтах известняков. Базальные горизонты не наблюдались; они уничтожены крупной гранитной интрузией. По определению А. Г. Вологодина археоциаты, найденные М. В. Бесовой (1931), свидетельствуют о нижнекембрийском возрасте известняков.

Возвращаясь к Баргузинскому району, отметим в заключение, что находка Колесова позволяет выразить твердую уверенность в том, что в ближайшее время мы, несомненно, будем иметь еще ряд открытий подобного же рода, особенно в связи с систематической работой по геологической съемке для составления миллионной геологической карты всего СССР. Кембрийские отложения, несомненно, развиты во внутренней части Байкальской горной области гораздо более широко, чем это кажется сейчас при современном состоянии геологической изученности области.

В эпоху нижнего кембрия в обширной Байкальской области существовали весьма неоднородные условия осадкообразования (фиг. 15). На юге ее в Западном Прибайкалье в нижнем кембрии существовал глубокий передовой прогиб, где отлагались грубые продукты разрушения разнообразных докембрийских пород — ушаковская свита нижнего кембрия. Ряд данных свидетельствует о том, что область размыта той эпохи находилась в непосредственной близости от области накопления и располагалась, вероятно, в пределах современного Байкальского озера. Ушаковский прогиб имел сравнительно небольшие размеры — около 250 км в длину. Ширина этого прогиба измеряется, вероятно, несколькими десятками километров. Образование граувакковых песчаников и конгломератов, в которых прекрасно сохранились темноцветные минералы, слагающие разнообразные средние и основные изверженные породы, глав-

ным образом протерозойского возраста, происходило, вероятно, в условиях умеренного климата; накопление шло быстрыми темпами. К началу отложения ушаковской свиты складчатый докембрийский фундамент был эродирован весьма основательно. Мощный комплекс протерозойских отложений местами был смыт нацело, и базальные горизонты ушаковской свиты легли непосредственно на архей. Ушаковский прогиб заканчивается на юге в районе истока р. Ангара, так как на левобережье этой реки по р. Иркуту нижний кембрий представлен только красноцветной мотской свитой. На севере этот прогиб выполаживается в районе между



Фиг. 15. Гипотетическая схема строения Байкальской геосинклинальной области в нижнем кембрии.

I — зона Чае-Витимо-Патомского прогиба; II — зона южного Баргузинского прогиба; III — Ушаковская передовая впадина; IV — зона преобладания положительных колебательных движений (область размыва); V — прилегающие малоподвижные участки каледонской платформы.

ром описаны красноцветные конгломераты, показатель вероятной близости континента.

Аналогичные породы, развитые в Северно-Муйском хребте, намечают северную границу Баргузинского участка геосинклинальной области нижнего кембрия.

К востоку от среднего течения р. Витима имеющиеся данные позволяют допускать существование в нижнем кембрии спокойной области платформенного типа (район рр. Чары, Торы и Калара), на которой, так же как и в районе р. Алдана, происходило отложение однообразных, преимущественно карбонатных, пород.

К западу от среднего течения р. Витима вплоть до р. Мини существовала, вероятно, область поднятия — суша в течение почти всего нижнего кембрия. Это область питания терригенным материалом геосинклинальных областей, как южной — Баргузинской, так и северной — Чае-Витимо-

пр. Иликтой и Чанчером. На р. Чанчере ушаковские отложения, по данным И. И. Катушенка, отсутствуют. Нет их также нигде далее к северу. Область накопления ушаковских пород и область питания входили, повидимому, в состав нижнекембрийской геосинклинальной области и являлись ее передовыми структурами. Далее к востоку, в Баргузинской тайге, судя по последним данным, располагается главная зона геосинклинального прогиба, тесно связанная, повидимому, с аналогичной областью Восточного Забайкалья. Здесь имело место отложение мощных конгломератов, глинистых сланцев и, вероятно, известняков того типа, который обнаружен на реке Кыдымите.

Условной восточной границей Баргузинской геосинклинальной области можно считать центральное плато Витимского плоскогорья, где Мейсте-

Патомской, о которой речь будет идти далее. По западной окраине Байкальской горной области, начиная от верховьев р. Лены и далее на север по крайней мере до р. Мини, неизвестны мощные геосинклинального типа отложения нижнего кембрия. Это обстоятельство говорит о том, что здесь в течение почти всего нижнего кембрия была область денудации. Где-то здесь очевидно и проходит западная граница этой области размыва, протягивающейся от среднего течения р. Витима в широтном направлении к верхнему течению р. Лены.

Существенно иная обстановка имела место в северных участках Байкальской области. Мы видим, что в районе рр. Чаи, Б. Чуи, низовьев Витима, Б. Патома нижнекембрийские отложения развиты чрезвычайно мощно. Разрез нижнего кембрия этой области, его фации свидетельствуют о былом существовании здесь крупной зоны прогиба геосинклинального типа. На юге эта зона ограничена областью поднятий, намеченной нами выше. Вероятной восточной границей служит р. Чара, на которой и к востоку от которой развиты нижнекембрийские отложения платформенного, алданского типа.

Менее ясны западная и северная границы Чае-Витимо-Патомской геосинклинальной зоны нижнего кембрия. На западе она проходит, вероятно, через верхнее течение р. Пеледуй к крутому изгибу р. Вилюя; на севере может быть эта зона заканчивается в области Лено-Вилюйского водораздела. Основанием для проведения этих границ являются некоторые выводы, основанные на изучении структур нижнего палеозоя, о чем мы будем говорить ниже.

Наиболее ясной представляется восточная граница данного северного геосинклинального прогиба, отчетливо намечаемая типом и условиями залегания нижнекембрийских отложений в районе р. Чары, отличными от таковых нижнего кембрия рр. Чаи, Витима и Б. Патома.

Таким образом, для эпохи отложения осадков нижнего кембрия, если исключить пока верхний горизонт его, именуемый мотской свитой, характерно большое разнообразие физико-географических условий. Ясно выделяется подвижная область геосинклинального типа, вытянутая в северо-восточном направлении от Западного Забайкалья через Баргузинский район к нижнему течению рр. Витима и Б. Патома. Эта геосинклинальная зона была неоднородна, она не представляла собой единую ваннообразную впадину. Геосинклинальная нижнекембрийская область распалась на две, по крайней мере, зоны прогиба и накопления мощных отложений — южную, Баргузинскую, и северную, Чае-Патомскую, и разделявшую их зону поднятия — зону денудации. Южная зона прогиба, Баргузинская — в свою очередь, очевидно, состояла также из комбинации более мелких участков накопления (прогибания) и участков размыва (поднятия). В частности, в ее состав входит узкая зона передового прогиба, в которой отложились грубые терригенные породы ушаковской свиты. Питание этой зоны обломочным материалом шло несомненно из внутренней поднятой и интенсивно денудированной части Баргузинской геосинклинальной области. Второй участок поднятия можно предполагать в районе Центрального плато Витимского плоскогорья, где создались благоприятные условия для накопления красноцветных терригенных отложений нижнего кембрия.

Северная, Чае-Патомская геосинклинальная область представляется более однородной, хотя вероятно и в ней со временем будут выделены участки опускания и участки поднятия.

Крупная зона поднятий, отделявшая северную геосинклинальную зону от южной, вероятно, была также неоднородна. Сейчас можно только предполагать, что положительные вертикальные движения в ней преобладали над отрицательными. Нижний кембрий в виде грубых красноцвет-

ных терригенных пород известен здесь пока в очень немногих пунктах. Признаков геосинклинальных отложений нижнего кембрия до сего времени не обнаружено, хотя присутствие их вполне допустимо для отдельных участков.

К концу нижнего кембрия, отмеченному на всей периферии области отложением красно- и пестроцветных пород мотской свиты, имели место весьма крупные и важные события. Повидимому, к этому времени произошло значительное выравнивание существовавших ранее контрастов, выполнение областей прогиба толщами осадков, нивелирование областей денудации, общий подъем крупного участка земной коры, включающего всю Байкальскую горную страну. Повсеместно установился режим мелководья с широким развитием лагун. Это вызвало резкое нарушение нормального режима открытого моря, повышение солености воды, создались условия для выпадения химических осадков типа галита, гипса.

Б. Средний кембрий

Отложения среднего кембрия сохранились главным образом на периферии Байкальской горной области. Внутри нагорья средний кембрий, фаунистически охарактеризованный, известен пока в немногих местах — в области Северно-Муйского хребта и в Баргузинском районе.

В Западном Прибайкалье и в пределах Лено-Байкальского междуречья отложения среднего кембрия занимают значительные площади, не ограниченные одной узкой полосой вдоль окраины Байкальского нагорья, подобно отложениям нижнего кембрия.

Толща пород среднего кембрия в общем однообразна по составу: эта особенность среднекембрийских отложений разительно отличает их от нижнекембрийских. Мощность среднекембрийских отложений выдержана на огромных пространствах.

На Лено-Байкальском водоразделе комплекс отложений среднего кембрия в главной массе представлен (Катушенков, 1940) карбонатными породами, известняками и доломитами. Для нижних горизонтов характерно присутствие заметного количества песчано-обломочного материала и постепенный переход в нижележащую известково-песчано-мергельную (мотскую) свиту нижнего кембрия. Мощность нижнего комплекса не менее 200 м.

Средние горизонты представлены почти чистыми карбонатами, лишенными песчано-обломочного материала. Песчанистые разности встречаются в этих средних горизонтах лишь в виде редких небольших прослоев. Мощность среднего комплекса 300—500 м. В верхних горизонтах снова увеличивается количество песчаных и мергельных разностей, появляются глинистые и ожелезненные прослои, и почти чистые карбонатные породы, характерные для средних горизонтов, переходят местами в доломитовые и известковые песчаники. Значительно количество прослоев карбонатно-мергельных и карбонатно-кремнистых брекчий, оолитовых известняков и доломитов. Мощность верхнего комплекса пород около 300 м.

Общая мощность всего среднего кембрия выражается цифрой около 1000 м.¹

¹ По сообщению акад. В. А. Обручева А. А. Предтеченским в районе с. Усолье на р. Ангаре найдена фауна трилобитов, вначале определенная Е. В. Лермонтовой как среднекембрийская, но впоследствии переопределенная ею как нижнекембрийская. Таким образом, нижний кембрий Усолья включает значительную часть (460—500 м) карбонатной надсоленосной толщи, относимую до сих пор к среднему кембрию. В связи с этим необходимо учесть, что нижняя часть описываемого карбонатного комплекса и в других частях западной периферии Байкальской горной области может принадлежать к нижнему кембрию.

Для всего разреза среднего кембрия характерно послойное, линзовидное окремнение. Наиболее часто это явление наблюдается в верхних и нижних горизонтах. Прослой чистых недоломитизированных известняков приурочены также главным образом к верхним и нижним горизонтам разреза.

Переход к верхнему кембрию совершается весьма резко — верхние горизонты известняков и доломитов перекрыты красноцветными породами верхнего кембрия без всякого перехода и промежуточных фаций. Разрез верхнего кембрия начинается горизонтом пестроцветных гипсоносных пород, переходящих выше в однообразные красноцветные известково-мергельные песчаники.

Песчано-обломочный материал, входящий в состав карбонатных пород среднего кембрия, представлен главным образом кварцем и халцедоном, в меньшей мере — полевыми шпатами. Для некоторых горизонтов характерно присутствие глауконита. Тяжелые минералы встречаются главным образом вблизи от Байкальской горной области. Они представлены мелкими зернами граната, циркона, рутила, турмалина, эпидота, барита и ставролита. Повсеместно встречаются слюды; редко флюорит.

К югу от вершины р. Лены получены новые данные о характере нижних горизонтов среднего кембрия. На р. Унгуре у устья р. Ады (Павловский и Цветков, 1938₁) средний кембрий представлен темносерыми плитчатыми окремненными известняками с линзовидными прослойками красноватых брекчиевидных известняков и темносерых известковистых песчаников, с натекающими окислов железа и прожилками кальцита.

В отдельных горизонтах присутствуют в изобилии водоросли ¹: *Collenia buriatica* M a s l., *Conophyton lituus* M a s l. Известняки залегают согласно на красноцветной (мотской) свите нижнего кембрия.

Немного южнее в верховьях р. Куртуна (Павловский, 1937₂) также вскрыто основание разреза среднего кембрия, представленного темно- и светлосерыми доломитовыми известняками, лежащими согласно на мотской свите. Средний кембрий развит на значительной площади в пределах так называемого Онотского хребта — в вершине р. Куртуна, верхнем течении р. Харата и др. Здесь в его строении принимают участие тонкослоистые известковистые сланцы, местами белые кварцитовидные песчаники. Общая мощность среднего кембрия в районе рр. Куртуна и Харата может быть оценена в 800—900 м.

По данным Н. В. Фроловой (Павловский и Фролова, 1941) в области Лено-Ангарского водораздела (бассейн рр. Манзурки, Куленги, Куды и др.) преобладающим типом отложений среднего кембрия являются породы, в той или иной степени доломитизированные. Процесс доломитизации вторичный. Большая часть пород окремнена. В некоторых породах обнаружены редкие и мелкие обломочные зерна кварца. Роль терригенных компонентов незначительна. Большую роль играют брекчиевидные карбонатные породы. В пределах Лено-Ангарского водораздела вся толща пород среднего кембрия настолько однородна, что расчленить ее на свиты, сопоставимые, например, с отдельными элементами разреза среднего кембрия Приангарья, изучавшегося Я. Я. Яржемским (Шарапов и др., 1938), нельзя. В области работ Н. В. Фроловой нет ни солевой, ни сколько-нибудь мощной гипсово-карбонатной толщи.

В области верхнего течения р. Куды (правый приток Ангары) в 1940 г. В. А. Аввакумовым были обнаружены битуминозные сланцы в составе среднекембрийских карбонатных пород. В 1941—1942 гг. стратиграфия среднего кембрия этого района (Божеханского) была весьма детально изучена Н. В. Фроловой (Фонды Вост.-Сиб. геолого-разведочного треста НКнефти). На основе обильного материала детальных геосъемок, крелиусного

¹ Определение В. П. Маслова.

бурения разрез среднего кембрия ею расчленен на ряд свит, выделены маркирующие горизонты. Общая видимая мощность разреза среднего кембрия здесь близка к 600 м. Самые нижние части разреза остались пока неизвестными. Разрез среднего кембрия представлен по преимуществу известняками и доломитами. Им подчинены пачки битуминозных известковистых сланцев в различных частях разреза. В нижних частях разреза появляются известковистые песчаники и, предположительно, судя по данным детального структурного картирования, соляные массы. Маркирующими являются горизонты разнообразных водорослевых известняков. Отложения среднего кембрия согласно перекрыты пестроцветными породами верхнего кембрия. В средних частях Божеханского разреза среднего кембрия В. А. Аввакумовым впервые был найден трилобит *Bathyuriscus Obrutschewi*, определенный Е. В. Лермонтовой и рассматриваемый ею в качестве характерной среднекембрийской формы. Горизонт битуминозных сланцев, неизвестный к северу от с. Усть-орда, был найден также при пересмотре керна буровой скважины в Усолье, ранее изучавшейся Я. Я. Яржемским. Открытие горизонта битуминозных сланцев в составе среднего кембрия Приангарья свидетельствует о том, что в области «Иркутского амфитеатра» в среднем кембрии существовала зона прогиба, в которой отлагались мощные химические осадки, карбонатные породы и даже сравнительно глубоководные илы, богатые органическим веществом.

К северу от области Лено-Ангарского водораздела данные о составе и мощности среднего кембрия весьма скудны.

По В. В. Домбровскому (1940) в долине р. Киренги от д. Тарасовой до устья р. Кутимы под красноцветными породами верхнего кембрия располагаются серые доломитизированные известняки, местами брекчиевидные, с прослоями мергелей. Повидимому, эти породы относятся к среднему кембрию. Указания на присутствие этих пород можно найти далее у Домбровского же, отметившего средний кембрий в низовьях рр. Улькана и Кутимы.

В нижнем течении р. Улькана в долине р. Киренги от с. Карам до д. Тарасовой средний кембрий в 1940 г. был изучен Н. В. Фроловой. Средний кембрий расчленен ею на две свиты: нижнюю — туколонскую, состоящую из доломитов и пестроцветных мергелей, и верхнюю свиту — мунакскую, представленную кавернозными доломитами, известняками и кремнисто-карбонатными брекчиями. Мощность нижней свиты около 300 м, верхней — 100 м. В разрезе по р. Киренге представлена только средняя и верхняя части карбонатной толщи среднего кембрия. Верхняя, мунакская свита отделена от вышележащих красноцветных отложений верхолонской свиты перерывом. На поверхности карбонатной толщи найдена кора выветривания (Фролова, 1941). Очевидно, здесь представлено то явление, которое около 50 лет назад было отмечено В. А. Обручевым, изучавшим разрез нижнего палеозоя р. Лены (1892₁).

Фации среднего кембрия, однотипного с киренгским, описаны В. П. Масловым для района низовьев Улькана и Окунайки — правых притоков Киренги (1940).

В нижнем течении р. Мини М. М. Лавров отметил наличие среднего кембрия. Довольно хорошо известен разрез среднего кембрия в низовье р. Чаи, описанный В. В. Домбровским (1940). Здесь средний кембрий расчленяется на 3 горизонта. Нижний, связанный постепенными переходами с подстилающей мотской свитой, представлен известково-доломитовыми породами, с прослоями лиловых, красных и серых мергелей. Средняя часть разреза сложена бугристо-плотчатými и скорлуповатыми (водоросли?) доломитизированными известняками. Те же породы формируют и верхнюю часть разреза. Здесь появляются кремневые отложения

и брекчиевидные прослои. Общая мощность среднего кембрия на р. Чае достигает 800—1000 м. Как мы видим, чайский разрез почти идентичен разрезу среднего кембрия на р. Киренге. На р. Чае сохраняется мощность среднекембрийских отложений, характерная для западной окраины Байкальской области.

На р. Лене между г. Киренском и с. Витимским средний кембрий изучался в последнее время З. М. Старостиной (1935). Разрез среднего кембрия здесь весьма напоминает разрез по р. Чае. В верхних горизонтах, часто битуминозных, найдена водоросль *Collenia compacta* Wo l c. Около дер. Паршинской в карбонатных породах увеличивается количество мергелистых и глинистых прослоев, повышается содержание мелкого обломочного материала в известняках, увеличивается роль вторичного окремнения. Ниже Витимска разрез среднего кембрия вновь становится подобным киренгскому. Мощность всего среднего кембрия во всем районе около 635 м.

В среднем течении р. Лены, по данным Старостиной, разрез среднего кембрия несколько увеличивается по мощности. Здесь на пестроцветной толще (мотская свита) нижнего кембрия залегает свита известняков с водорослями; к низам свиты приурочены сернистые песчаники, мощностью 300 м. Выше располагаются также известняки, частью битуминозные, мощностью 500—600 м. Для этой части разреза характерны прослои брекчиевидных известняков, частью тектонического происхождения, частью образованных в связи с явлениями подводного оползания.

Таким образом, в излучине р. Лены средний кембрий представлен 800—900-метровой толщей карбонатных осадков, в противовес среднему кембрию района г. Киренска, где, как мы видели, разрез менее мощный и где большую роль в составе среднекембрийских пород играют глинистые и песчано-обломочные материалы.

Далее к востоку вниз по течению р. Лены вновь сокращается мощность среднего кембрия и изменяется состав слагающих его пород. В районе г. Олекминска мощность среднего кембрия, по данным Д. К. Зегебарта (1936), падает до 200 м. Средний кембрий представлен доломитизированными известняками, иногда брекчиевидными, оолитовыми и водорослевыми. Значительную роль в их составе играет терригенный материал. Известняки часто переходят в глинистые разности. В верхних частях они обогащены гипсом, слагающим местами мощные линзы.

К западу от среднего течения р. Лены в районе р. Пеледуй средний кембрий развит на значительных площадях. К сожалению, существующие данные о пеледуйском среднем кембрии противоречивы. Так, А. Г. Ржонсеницкий (1917) описал мощную толщу карбонатных пород, состоящую из двух свит — нижней, имеющей мощность 700 м, и верхней, мощностью 2000 м. В нижних горизонтах верхней свиты найдена фауна, определенная Е. В. Лермонтовой как характерная для низов среднего кембрия (Обручев, 1935—1937₁). По неопубликованным данным Ржонсеницкого нижняя свита представлена коричневыми и белыми известняками и заканчивается горизонтом (150 м) брекчиевидных известняков, фациально переходящих в маломощные (2—3 м) песчаники.

В основании известняков располагаются гнезда гипса и брекчиевидные и кварцитоидные прослои.

Иначе характеризует средний кембрий этой области Д. К. Зегебарт (1935). Он определяет видимую мощность среднего кембрия для верховьев рр. Нюи, Чоны и Н. Тунгуски в 350—400 м. Этот геолог рассматривает область верховьев рр. Чоны, Нюи и Пеледуй как область накопления мелководных отложений среднего кембрия. К западу и востоку мелководные фации переходят в более глубоководные. Наиболее ярко последние выражены у устья р. Нюи. Представления Зегебарта не вяжутся с данными Ржонсеницкого. Выводы Зегебарта оспаривает А. Н. Васильев (1938).

Васильев отрицает мелководный характер бассейна в среднем кембрии. Он отмечает, что вопреки мнению Зегебарта битуминозность среднего кембрия в верховьях рр. Чоны и Нью значительно больше, чем в низовье р. Нью.

И. С. Шарапов (Шарапов и др., 1938) полагает, что в верхнем течении р. Н. Тунгуски и по р. Непе видимая мощность среднего кембрия равна 600—700 м. Средний кембрий здесь представлен известняками и доломитами, в верхней части местами гипсированными. Терригенный материал появляется только в верхних горизонтах среднего кембрия.

Резюмируя весь имеющийся материал по стратиграфии среднего кембрия области верховьев рр. Н. Тунгуски, Чоны и Пеледуй, можно высказать предположение, что здесь в составе среднего кембрия наблюдается известная фациальная пестрота, приближающая местный средний кембрий по составу к аналогичным отложениям на р. Лене у дер. Паршинской. В то же время, повидимому, преобладающим характерным типом отложений этой области являются карбонатные отложения, столь характерные для более южных районов, например для Лено-Байкальского водораздела. Повидимому, нет особых оснований допускать значительное снижение мощности среднего кембрия так, как это думает Зегебарт.

На крайнем северо-востоке нашей области в низовьях рр. Чары и Олекмы среднекембрийские отложения имеют небольшую мощность (70—75 м) и представлены серыми, желтыми и коричневыми известняками и доломитами (Арсеньев и Нечаева, 1942).

Сокращение мощности среднего кембрия, вероятно, стоит в тесной связи с аналогичными явлениями более восточных областей, как это отмечено Е. С. Бобиным и Е. В. Лермонтовой (Бобин и Лермонтова, 1940).

Внутри Байкальской горной области среднекембрийские отложения пока известны в пределах Баргузинского района и в Северно-Муйском хребте. В Баргузинском районе, судя по данным Колесова и Гусевой, к среднему кембрию следует относить известняки, в нижней части разреза которых была найдена фауна камешковского горизонта нижнего кембрия и среднекембрийская ($Ст_1—Ст_2$). В области Северно-Муйского хребта по предварительным данным В. П. Михно средний кембрий с богатой фауной археоциат слагает мощную (около 2 км) толщу карбонатных пород.

Краткий обзор среднекембрийских отложений, развитых на периферии Байкальской горной области и внутри нее, показывает, что к началу среднего кембрия мелководный лагунный режим мотского бассейна был резко нарушен; произошло общее углубление бассейна, существовавшего затем длительное время.

В бассейне эпохи среднего кембрия господствовал равномерный в общем режим на громадных пространствах. Дно бассейна испытывало медленные колебания, приведшие к образованию в районе излучины р. Лены, широкого прогиба, расположившегося, повидимому, в области Чае-Патомско-Витимского геосинклинального нижнекембрийского бассейна. Этот прогиб с востока был ограничен валоподобным поднятием дна бассейна, локализованным в районе р. Наманы и близ г. Олекминска. Вспучивание дна среднекембрийского бассейна, именуемое Зегебартом «Чаро-Наманинским горбом», отделяло в среднем кембрии патомский прогиб от другой области прогиба, располагавшейся к востоку от Олекминска (район р. Синой и др.), где накапливалась мощная серия отложений среднего кембрия.

К западу от устья р. Витима в районе рр. Пеледуй, Чоны, Н. Тунгуски вероятно существование второй области положительных движений субстрата в среднекембрийскую эпоху. Однако здесь это явление выражено значительно менее ясно, чем на востоке в районе г. Олекминска.

На юге области в Приангарье намечается вторая крупная зона прогиба, с которой связано отложение мощной серии химических осадков, карбо-

натных пород и битуминозных сланцев. В области положительных движений дна отлагалась толща осадков меньшей мощности, чем в прогибах, создавались условия для накопления значительных масс терригенного материала, для развития явлений подводного оползания и т. д. В зонах прогибов отлагался мощный комплекс почти чистых карбонатных осадков.

Для всей области развития среднекембрийских отложений, особенно в пунктах, ближайших к Байкальской горной области, характерны фации открытого морского бассейна. К востоку и западу от Байкальской горной области в начале среднего кембрия отлагались мощные серии химических осадков, известных по обильным соляным источникам по всей верхней Лене, особенно по ее левобережью, в бассейне р. Чары и р. Олекмы (низовья). Здесь в начале среднего кембрия очевидно имел место длительный лагунный режим, в течение которого отложились толщи галита, гипса и других солей. На ближайшей периферии Байкальской области соленосные отложения в основании среднего кембрия отсутствуют почти повсеместно. Здесь, как, повидимому, и внутри самой Байкальской области, в среднем кембрии с самого начала господствовал режим открытого бассейна.

Литологическое изучение пород среднего кембрия по окраине горной области приводит некоторых исследователей (Домбровский, 1940; Обручев, 1935—1937₁) к выводу о том, что среднекембрийский бассейн покрывал значительную часть современного нагорья, возможно даже, что морское покрытие было полным. Хорошей иллюстрацией этого положения является находка археоциат в Баргузинской тайге и в области Северно-Муйского хребта в толще карбонатных отложений среднего кембрия.

Имеющиеся данные позволяют думать, что в эпоху среднего кембрия в области современного Байкальского нагорья и на его ближайшей периферии проявились в той или иной степени черты богатого контрастами режима геосинклинальной области, который был столь типичен для эпохи нижнего кембрия в целом. Мы видим, что в среднем кембрии намечается существование широкого прогиба на месте нижнекембрийской Чае-Патомско-Витимской геосинклинальной области. То же явление имело место и на юге в Баргузинском районе. Среднекембрийская трансгрессия охватила также и область Северно-Муйского хребта, что указывает на очень широкие, может быть повсеместные, крупные отрицательные движения во всей геосинклинальной зоне. Повсеместное согласное залегание среднекембрийских отложений на нижнекембрийских свидетельствует о том, что на грани этих двух эпох не произошло «инверсии» геосинклинального режима.

Широкое распространение явления битуминозности пород среднего кембрия и присутствие в них мелких углистых частиц указывают на довольно значительную роль органического материала в их составе. Возможно, что известная часть карбонатов была отложена при участии организмов. Породы среднего кембрия обычно интенсивно окремнены. Существует мнение (Катушенок, 1940) о связи окремнения с внутрипластовой миграцией первичного кремнезема, возможно органического происхождения.

В. Верхний кембрий

К верхнему кембрию достаточно условно относят красноцветную — верхоленскую свиту, лежащую на карбонатных породах среднего кембрия.

Отложения верхнего кембрия развиты преимущественно на периферии Байкальской горной области. Внутри нее они известны в настоящее время лишь в небольшом количестве пунктов.

На Лено-Ангара-Байкальском водоразделе, по данным Н. В. Фроловой (Павловский и Фролова, 1941), верхоленская свита представлена преимущественно известковистыми песчаниками и мергелями. Фролова, изучавшая литологию верхоленской свиты, выделяет по петрографическому при-

знаку ряд типов верхоленских пород: 1) красно-бурые известковистые песчаники полимиктовые, аркозовые, 2) красные и зеленые известковистые песчаники с катунами глин и мергелей, 3) красные глинисто-песчаные мергели, 4) конгломератовидные крупнозернистые песчаники, красные или зеленоватые, с обломками и катунами глинисто-карбонатных пород, 5) песчаный оолитовый известняк.

Преобладающее значение в составе свиты имеют породы двух первых групп. Остальные слагают внутри свиты отдельные, сравнительно маломощные прослои. В составе пород заметную роль играет глауконитоподобный минерал.

По мнению Н. В. Фроловой породы верхоленской свиты отлагались в условиях мелководья, в небольшом удалении от береговой линии. Окраска пород свидетельствует о жарком климате. Присутствие глауконитоподобного минерала говорит скорее всего о морском происхождении красноцветной свиты.

Мощность верхоленской свиты на Лено-Ангара-Байкальском водоразделе довольно значительна — не менее 350 м.

В области Лено-Байкальского водораздела спокойно лежащие отложения верхнего кембрия слагают обширные площади. И. И. Катушенков (1940) расчленяет верхнекембрийскую толщу на три горизонта. Нижний горизонт в ряде мест, например в верхнем течении р. Лены, представлен разноцветными гипсами, достигающими мощности 25—30 м. Выше залегают красные известковистые, мергелистые песчаники, песчанистые известняки и мергели с прослоями и линзами глин. На поверхности напластования часто наблюдаются волноприбойные знаки, трещины усыхания, натёки медной зелени, жёоды кальцита. Это верхняя часть нижнего горизонта верхнего кембрия, имеющая мощность свыше 30 м. Наблюдения в верховье р. Лены, в бассейне р. Киренги, приводят И. И. Катушенка (1940) к выводу о повсеместном согласном залегании верхнего кембрия на среднем. Нижние горизонты верхнего кембрия фациально неоднородны. В одних местах разрез верхнего кембрия начинается гипсоносным горизонтом, о котором только что было сказано, в других этот гипсоносный горизонт отсутствует вовсе или сильно уменьшается в мощности. В последнем случае на доломитах среднего кембрия непосредственно залегают бурокрасные глины и мергели, слагающие верхнюю часть разреза нижнего горизонта верхнего кембрия. Последний гораздо более постоянен и выдержан по мощности на обширных пространствах.

Новые наблюдения в долине р. Киренги Н. В. Фроловой (1941) говорят о том, что здесь вопреки мнению И. И. Катушенка верхоленская свита отделена от подстилающего среднего кембрия перерывом, во время которого происходило субаэральное выветривание верхней части карбонатной толщи. Однако, пока нет достаточно фактов для утверждения высказанного положения. По данным Черкесова (1931) в верховье р. Лены средний кембрий связан плавным и постепенным переходом с верхним. «Переходные» слои представлены разноцветными мергелями. Аналогичные породы отмечены Катушенком для района г. Киренска. На р. Чае те же соотношения между средним и верхним кембрием констатированы Домбровским (1940).

Очевидно, что «переходные» слои верховьев р. Лены, г. Киренска и р. Чае легко сопоставимы с гипсами и мергелями верхней надгипсоносной части разреза нижнего горизонта верхнего кембрия, выделяемого Катушенком.

Средний горизонт верхнего кембрия представлен многократным чередованием красноцветных плитчатых песчаников, песчанистых мергелей и песчано-мергелистых известняков. В виде прослоев и линз встречаются глины и аргиллиты. На плоскостях напластования, так же как и в нижнем

горизонте, часто наблюдаются волноприбойные знаки, следы ряби, трещины усыхания и натечки медной зелени. Мощность среднего горизонта варьирует в пределах от 150 до 200 м. Для минералогического состава пород среднего горизонта характерно присутствие глауконита, считавшегося ранее некоторыми геологами «маркирующим» минералом усть-кутского яруса нижнего силура. Верхний горизонт верхнего кембрия, по Катушенку (1940), складывается из пород верхней части разреза верхоленского яруса и нижним пестроцветным горизонтом усть-кутского яруса и представлен буро-красными глинистыми мергелями, местами переходящими в глины. В верхней части появляются все увеличивающиеся кверху прослои пестроцветных пород, отмечается постепенный переход к пестроцветному горизонту усть-кутского яруса. Мощность нижней части этого горизонта 30—50 м. Верхняя часть верхнего горизонта, представленная пестроцветными породами, прослежена во всем бассейне р. Киренги и по р. Лене от пос. Жигалова до р. Таюры и даже ниже до сел. Назарово. Пестроцветные породы представлены чередованием тонкоплитчатых известковистых песчаников, песчанистых и оолитовых известняков и мергелей с прослоями мелкогалечных конгломератов; весьма многочисленны волноприбойные знаки, следы ряби, трещины усыхания на плоскостях напластования. Довольно обилён глауконит. Окраска пород самая разнообразная: желтая, зеленая, голубая, серая, оранжевая, лиловая, красно-бурая.

Мощность пестроцветной толщи достигает 100 м. На р. Лене для этой толщи характерно присутствие натечных форм, примазок медной зелени и включений малахита.

И. И. Катушенков считает более правильным, согласно мнению В. А. Обручева, относить пестроцветные породы к самым верхам верхнего кембрия, а не к основанию усть-кутского яруса нижнего силура потому, что пестроцветные породы резко литологически отличны от вышележащих доломитов усть-кутского яруса, в основании которых часто залегают конгломераты. С этими доломитами связаны находки нижнесилурийской фауны.

Классической областью развития верхнего кембрия и нижнего силура является долина р. Лены. Стратиграфия верхнего кембрия систематично изучалась здесь В. А. Обручевым, Черкесовым и Старостиной.

По Черкесову (1931) в верховьях р. Лены между гг. Качугом и Киренском верхоленский ярус верхнего кембрия расчленяется на три части. Нижняя, мощностью 100—120 м, сложена красно-бурыми мергелями с прослоями зеленоватых и красных песчаников. Средняя часть (около 100 м мощности) представлена песчаниками с подчиненными прослоями глин и мергелей. Верхняя часть, имеющая мощность 80 м, литологически близка к нижней. В. А. Обручев, З. М. Старостина и И. И. Катушенков относят к верхнему кембрию пестроцветные породы низов усть-кутского яруса, широко развитые в верхнем течении р. Лены и вполне сопоставимые с аналогичными породами Лено-Байкальского водораздела.

На отрезке долины р. Лены от г. Киренска до г. Олекминска З. М. Старостина (1935) расчленяет «верхоленский ярус» на три отдела. Нижний (40 м) представлен красными, коричневыми и зеленоватыми мергелистыми и песчанистыми глинами с прослоями мергелей и известняков. Встречаются жилки и конкреции гипса. Средний отдел (130 м) — известняки красные, коричневые, лиловые, серо-зеленые и известковистые песчаники. Верхний отдел сложен чередующимися пластами известняков, мергелей, песчаников и глин зеленоватого, голубого, белого и розового цвета. Отмечено присутствие зеленых водных соединений меди. Так же как и на юге, на плоскостях напластования наблюдаются трещины высыхания, волноприбойные знаки, отпечатки кубиков соли и подтеки ила.

Сопоставляя данные Старостиной с результатами наблюдений в более южных районах, можно отметить известную общность разрезов верхнего

кембрия в обоих сравниваемых районах в смысле состава пород и последовательности их чередования. Мощность отдельных горизонтов подвержена значительным колебаниям. В разрезе Старостиной карбонатные породы играют большую роль, чем в верховьях р. Лены и на Лено-Байкальском водоразделе. В обоих сравниваемых районах верхний кембрий представлен лагунными отложениями, обнаруживающими значительную пестроту фациального состава.

Внутри Байкальской горной области к верхнему кембрию, вероятно, относятся красноцветные породы — песчаники, сланцы, согласно перекрывающие среднекембрийские карбонатные породы и в Баргузинском районе (А. К. Гусева) и на Северно-Муйском хребте (Н. П. Михно). В первом случае видимая мощность красноцветных пород оценивается немногими десятками метров; во втором — многими сотнями метров.

В районе г. Олекминска Д. К. Зеgebарт (1936) наблюдал, что на среднекембрийских известняках и доломитах, содержащих гипс в верхней части разреза, залегает гипсоносный доломитизированный известняк (мощностью 30 м) с прослоями и линзами песчаника. Эти породы Зеgebарт относит к верхнему кембрию. Еще выше располагается горизонт пестроцветных пород (100 м) — доломитизированных известняков с гипсом, известковистых сланцеватых глин и мергелей. Окраска пород серая, коричневатая, зеленоватая. Пестроцветные породы перекрыты светлыми доломитизированными известняками, глинистыми мергелями и глинами. Выше располагаются оолитовые и водорослевые известняки, сопоставляемые Зеgebартом с усть-кутским ярусом.

Сравнение данных Зеgebарта с данными других авторов показывает, что отдельные горизонты, выделяемые в одном пункте, не находят аналогов в разрезе смежных областей. В этом несовпадении разрезов, если не говорить о вероятных дефектах полевых наблюдений, неизбежных при маршрутных работах, вероятно повинно фациальное разнообразие верхнекембрийских отложений. Смена фаций, повидимому, совершается довольно быстро, судя по разрезам верхнего кембрия, даваемым Старостиной и Зеgebартом для двух смежных участков течения р. Лены.

Оценивая условия осадкообразования в верхнем кембрии для всей нашей области, можно сказать, что режим открытого морского бассейна, характерный для эпохи среднего кембрия, сменился в верхнем кембрии для всей области лагунным режимом.

Смена режима произошла довольно быстро, но ее подготовка ясно выражена в конце эпохи среднего кембрия, на что указывает, например, появление гипса в верхней части доломитов и известняков среднего кембрия. Лагунные фации верхнего кембрия характерны для всей области, слагающей периферию Байкальского нагорья. Общие закономерности изменения фаций верхнего кембрия пока еще не могут быть установлены. Ясно лишь некоторое повышение роли карбонатных пород на восток, к нагорью, и на северо-восток вдоль долины р. Лены. Однако ни для одной части разреза верхнего кембрия нет оснований для выделения фаций открытого моря.

Внутри горной области в верхнем кембрии, возможно, существовал тот же лагунный режим, что и в области р. Лены, пришедший на смену крупному открытому морскому бассейну эпохи среднего кембрия. Смена режима при переходе от среднего кембрия к верхнему связана, повидимому, с общим поднятием всей области.

2. Силур

А. Нижний силур

Отложения нижнего силура развиты на отдельных площадях в верховьях р. Лены и по левобережью этой реки в пределах ее широтной излу-

чины (бассейны рр. Пеледужа, Нью, Бирюка и др.). Сравнительно хорошо стратиграфия нижнего силура изучена в верховьях р. Лены на участке между гг. Качугом и Киренском.

В. А. Обручев (1892), основоположник стратиграфии нижнего палеозоя р. Лены, разделил местный нижний силур, охарактеризованный фаунистически, на две свиты — криволуцкую и макаровскую. Позже В. Ю. Черкесов (1931) выделил еще чертовскую свиту, располагающуюся между двумя свитами В. А. Обручева. В настоящее время (1935—1937₁) В. А. Обручев отнес к нижнему силуру и нижележащий усть-кутский ярус, который Черкесов считал «кембросилуром» — звеном, связующим две системы нижнего палеозоя. В последнее время З. М. Старостина (1935), а с другой стороны И. И. Катушенов (1940), работавшие в различных участках Приленского края, пришли к выводу о целесообразности отнесения нижней части усть-кутского яруса (пестроцветные породы) к верхнему кембрию.

Однако новые наблюдения Н. В. Фроловой, обнаружившей силурийскую фауну в нижних и верхних частях усть-кутской свиты в области Лено-Киренского водораздела, дают основание считать более справедливой последнюю схему стратиграфии приленского силура, данную В. А. Обручевым (1935—1937₁). Породы усть-кутского яруса, имеющего общую мощность около 200 м, представлены серыми, реже желтоватыми известняками и доломитами, бугристо-плотчатыми, иногда водорослевыми и оолитовыми. Эти породы переслаиваются с известковистыми и глинистыми песчаниками и мергелями. Выше следуют песчаники с прослоями конгломерата, состоящего из нагромождения плоских галек местных пород. Верхняя часть усть-кутского яруса сформирована глинистыми песчаниками, мергелями и известняками красных и фиолетовых тонов окраски. В нижних известняковых горизонтах присутствуют окисные медные руды. В верхних горизонтах обычен глауконит. Для усть-кутского яруса, по Черкесову, характерна фауна брахиопод (*Lingulella* sp.).

Н. В. Фроловой (1940) в нижней части разреза усть-кутского яруса были обнаружены водоросли, определенные В. П. Масловым как: *Stromatolites rectus*, *Collenia* sp., *C. n. sp.*, *C. minima*, *C. maxima*. В нижней и верхней части разреза того же яруса Фроловой была найдена фауна (определения Н. Г. Марковой): *Angarella* n. sp., *Archaeorthis* aff. *vicina* (W o l s o t t.), *A. crassa* Ulrich et Cooper, *Finkelburgia* n. sp., *Gastropoda* sp., *Bellerophon* sp., *Raphistoma* sp. По мнению Марковой данный комплекс фауны принадлежит к верхам свиты Озарк, т. е. к низам ордовика.

Криволуцкая свита по Черкесову сложена серыми, фиолетовыми и зеленоватыми песчаниками, известковистыми и глинистыми. Песчаники переслаиваются с глинами и мергелями той же окраски. Верхние 12—15 м сложены зеленовато-желтыми глинами. В нижних горизонтах содержится обильная фауна, впервые обнаруженная еще Эрманом. Общая мощность криволуцкой свиты около 70 м.

К востоку от верхнего течения Лены в области Лено-Киренского водораздела мощность криволуцкой свиты по Фроловой увеличивается до 200 м. Здесь криволуцкая свита представлена исключительно пестроцветными песчаниками. Характерно полное отсутствие в их составе карбонатного материала. В песчаниках Фроловой была найдена *Bucania* cf. *tinganensis* T w e n c h., определенная Марковой, по мнению которой криволуцкую свиту можно считать аналогом свиты Chazy Северной Америки по Ульриху.

Выше согласно залегает чертовская свита, представленная зелеными, шоколадными и красными мергелями с прослоями песчаников и известняков. Общая мощность свиты около 30 м.

Верхняя свита нижнего силура — макаровская — сложена красно-бурыми мергелями с зелеными пятнами, напоминающими соответствующие породы верхнеленского яруса верхнего кембрия. В мергелях имеются прослои зеленоватых, розоватых и красных песчаников и известняков. В нижней части разреза свиты располагается горизонт грубозернистого песчаника, местами переходящего в конгломерат. Последний по типу близок к конгломерату усть-кутского яруса и состоит из плоской гальки местных пород. В песчанике найдены (Обручев, 1935—1937₁) *Orthoceras* и *Tentaculites*. На р. Лене ниже г. Киренска, судя по данным Старостиной, развиты, главным образом, нижние горизонты нижнего силура, а именно отложения усть-кутского яруса, встречающиеся на участке от г. Киренска до устья р. Витима; более молодые отложения, распространенные нешироко, развиты ниже устья р. Витима.

Усть-кутские отложения (свита $См_3^b$ Старостиной), точнее говоря, средний отдел усть-кутского яруса верхней Лены представлен в среднем течении этой реки белыми, розовыми, голубыми, серыми и зеленоватыми известняками, местами глинистыми и песчанистыми. Встречаются прослои оолитовых, конгломератовидных и водорослевых известняков. Здесь найдены водоросли: *Collenia* sp., *C. compacta* Wolc., *C. undosa* Wolc. Местами известняки сильно обогащены песчано-обломочным материалом и переходят в песчаники. Мощность известняковой толщи значительна (100—110 м). Повидимому, в среднем течении р. Лены известняковые фации преобладают в составе усть-кутских отложений и, вероятно, замещают верхний красноцветный горизонт усть-кутского яруса верховьев р. Лены.

В усть-кутских отложениях, развитых в районе поселков Нохтуйское и Бирюк, увеличивается количество песчанистых тонкоплитчатых известняков за счет уменьшения роли водорослевых разностей, появляются прослои красноцветных пород; таким образом, на крайнем северо-востоке области вновь в усть-кутских отложениях появляются те фации, которые близки одновременным отложениям верховьев р. Лены.

Вышележащие отложения нижнего силура были обнаружены Старостиной на р. Лене между поселками Витим и Бирюк. В отличие от нижележащих отложений усть-кутского яруса местные более верхние горизонты нижнего силура уже несопоставимы с соответствующими отложениями верховьев р. Лены. Толщу пород нижнего силура, лежащую на усть-кутском ярусе, Старостина расчленяет на три отдела.

Нижний (50—60 м) сложен зелеными и красными глинами и известняками голубого, серо-зеленого и красного цвета с фауной брахиопод. Средний отдел (160 м) представлен красными и зелеными мергелистыми глинами и прослоями песчаников. В последних часто наблюдаются волноприбойные знаки. Наконец, верхний отдел (50—60 м) сложен пестроцветными песчаниками с прослоями красных глин.

В среднем течении р. Лены кроме брахиопод, упомянутых выше, были найдены также членики криноидей, *Nautiloidea* sp., *Orthoceras* sp., *Lingula* cf. *leiskowiensis* Barr. (Обручев, 1935—1937₁).

После Старостиной новые сборы силурийской фауны произвели в среднем течении р. Лены (близ пос. Точильная) П. М. Клевенский и Ю. П. Ивсен (1940). В нижних частях разреза ими были обнаружены: *Finkelburgia wemplei* (Cleland), *F. plicata* (Ulrich and Cooper), *F. bellatula* (Ulrich and Cooper), *Orthis* sp., *Orthoceras* sp.

В средней части разреза фаунистические остатки представлены: *Diparelasina Cassinence* (Wittfield). По определению Н. Г. Марковой фауна характерна для нижнего силура, сопоставляемого с верхами Ozarkian и Canadian ордовика Северной Америки.

Ниже ст. Илюнской по обоим берегам р. Лены до Олекминска широко развиты отложения нижнего силура, изученные недавно (1940) Н. С. Зайцевым и Н. В. Покровской. Их наблюдения подтверждают данные З. М. Старостиной о составе и мощности нижнего силура среднего течения Лены. В нижних частях разреза ими были найдены: *Finkelburgia wemplei* Clel., *F. plicata* Ulr. and Coop., *F. cf. plicata* Ulr. and Coop., *F. n. sp.* (=aff. *bellatula* Ulr. and Coop.), *F. n. sp.*, *F. sp.*, *Archaeorthis* sp., *Bellerophon* sp., *Raphistoma* sp., *Orthoceras* sp. Этот комплекс фауны вполне соответствует фаунистическим остаткам района Точильной. В более высоких горизонтах были обнаружены: *Orthis ignicula* Raym., *O. n. sp.*, *Pionodema subaequata* (Congr.), *Hemipronites* aff. *tumidus* Pand., *Orthis* aff. *defecta* Congr., определяющие, по мнению авторов, средние горизонты ордовика.

Внутри горной области силурийские отложения, повидимому, развиты в настоящее время нешироко. Так же как и кембрийские отложения, осадочные породы силура уцелели от размыва лишь во внутренних частях наиболее глубоко прогнутых синклиналов. Наличие силурийских пород можно предполагать в Ленском золотоносном районе. Здесь в состав так называемой Бодайбинской свиты входят; повидимому, помимо протерозойских, также и нижнепалеозойские отложения. В пользу наличия палеозоя, в том числе вероятного силура, говорит находка С. Г. Мирчинк в перекристаллизованных известняках (хомолхинская свита) водорослей (*Onkoliti*), «мелких частей *Pelmatozoa* и, повидимому, обломок мшанки *Cryptotomata*». Однако разрез метаморфической толщи, включающей известняки с органическими остатками, даваемый группой геологов Нигризолото, возбуждает большие сомнения, так что пока следует ограничиться только констатацией наличия вероятного нижнего палеозоя в составе бодайбинской свиты В. А. Обручева.

Мощная толща вероятного силура, по данным Н. П. Михно, развита в более южном районе — в Северно-Муйском хребте. Вероятный силур представлен здесь главным образом разнообразными, в том числе углистыми сланцами. По предварительным данным толща пород вероятного силура залегает трансгрессивно и несогласно на различных более древних породах, в том числе — на фаунистически охарактеризованном кембрии.

В свете только что изложенного больший интерес приобретает изучение нижнесилурийских отложений по окраине Байкальской горной области. Катусенок (1940) отмечает наличие доломитов усть-кутского яруса в низовьях р. Ханды, в которых найдены *Obolus* sp. и обломки *Pelmatozoa*. Фауна определена А. Р. Лесниковой как нижнесилурийская. Этот факт свидетельствует о выдержанности доломитового (второго) горизонта усть-кутского яруса на значительном протяжении к востоку от верхнего течения р. Лены.

Более молодые отложения нижнего силура представлены (1940) железистыми, кварцевыми и кварцитовидными песчаниками, широко распространенными на водоразделе рр. Лены и Киренги. Эти породы несомненно залегают выше верхнего горизонта усть-кутского яруса и стратиграфически сопоставимы с криволуцким ярусом нижнего силура р. Лены.

Весьма интересны новые данные В. П. Маслова относительно нижнего силура у самой окраины Байкальского нагорья в области правобережья р. Киренги (бассейн р. Окунайки). Здесь, если судить по изложению В. В. Домбровского (1940), в пределах хребта Шурыньи, тянувшегося от р. Кунермы на север до водораздела рр. Окунайки и Мини, вдоль окраины горной страны развиты крепкие красные кварциты, нередко грубые, иногда с галькой кремней. Характерно, что Домбровский, видевший эти кварциты ранее, отнес их к своей нижнекембрийской квар-

цитово-конгломератовой свите, к которой, как мы видели выше, он причисляет разнообразные и разновозрастные образования. По В. П. Маслову кварциты хр. Шурынги залегают выше среднекембрийских известняков; соотношения свит исключают предположение о тектоническом контакте их.

Недалеке от выходов кварцитов на рр. Кунерме и Окунайке найдены характерные красноцветные мергели верхоленской свиты верхнего кембрия, по составу почти не меняющейся, как мы видели, на большом пространстве от р. Лены на восток к окраине Байкальского нагорья. В свете наблюдений В. П. Маслова с достаточным основанием можно предполагать, что у подножья Байкальского нагорья нижний силур представлен красными кварцитами, являющимися фациальным аналогом нижних горизонтов силура. Это предположение хорошо подкрепляется фауной, найденной геологом Тороповым в 1937 г. в красноцветных мергелях хребта Шурынги. По предварительному определению В. П. Маслова здесь обнаружены пелециподы и сдавленные ортоцератиды, указывающие на вероятный нижнесилурийский возраст. В то время, повидимому, прилегающая часть современного Байкальского нагорья была приподнята над уровнем моря.

В итоге всех имеющихся наблюдений по стратиграфии нижнего силура мы можем отметить значительную фациальную пестроту отложений этого времени. Эта характерная черта резко отличает комплекс нижнесилурийских отложений от более древних (средне- и верхнекембрийских). В нижнем силуре принимают участие различные красноцветные породы, порой неотличимые от аналогичных пород верхоленской свиты верхнего кембрия. Встречаются также в большом количестве светлые карбонатные породы и песчаники. Среди первых часты водорослевые фации. Для некоторых горизонтов характерно обилие фауны, в том числе (головоногие) фауны открытого морского бассейна. Это обстоятельство позволяет думать, что в некоторые моменты в течение нижнего силура значительные площади в Байкальской области, а может быть и почти вся она, покрывались морем. Относительно более устойчивым морской режим был в течение нижнего силура в области патомско-витимо-чайского прогиба, заложенного в нижнем кембрии.

Господствующим, однако, в нижнем силуре был лагунный режим, как в верхнем кембрии, лишь временами сменявшийся режимом открытого моря.

Несмотря на скудость фактического материала по стратиграфии и распространению нижнесилурийских отложений, мы можем сказать, что в нижнем силуре до известной степени вновь возродились те основные элементы геосинклинальной области, которые были достаточно характерными для эпохи нижнего кембрия. В частности, вероятно, в нижнем силуре существовал патомско-витимо-чайский геосинклинальный прогиб, расширившийся к югу и захвативший область Северно-Муйского хребта, и в уменьшенном виде — та область размыва, которая в нижнем кембрии разделяла этот прогиб от аналогичной южной Баргузинской геосинклинальной впадины. О наличии зоны размыва внутри геосинклинальной области в нижнем силуре свидетельствует накопление грубообломочных нижнесилурийских терригенных отложений хр. Шурынги.

Б. Верхний силур

Верхнесилурийские отложения имеют в нашей области крайне ограниченное распространение. Они известны в бассейне р. Жербы (левый приток р. Лены), на участке среднего течения р. Лены близ поселков Илюнская и Березовская, и развиты по левобережью р. Лены к северо-востоку от

указанных поселков. Предположительный верхний силур известен также на р. Нюе.

В среднем течении р. Лены близ пос. Илюнская и Березовская по Н. С. Зайцеву и Н. В. Покровской к верхнему силуру относится большая часть разреза Илюнской красноцветной свиты, имеющей мощность около 270 м и состоящей из известковистых песчаников, известняков, глин с гипсом, мергелей и аргиллитов. В различных частях разреза была обнаружена следующая фауна: *Lingula* aff. *minima* Sow., *Rhynchonella Llandoveryana* Dav., *Favosites* sp. Д. К. Зегебарт и З. М. Старостина ошибочно относили всю илюнскую свиту к нижнему силуру. Среди аналогичных пород, развитых на р. Жербе, Г. Э. Фришенфельд обнаружил фауну брахиопод, относящихся по предварительному определению Сошкиной к верхнему силуру. Повидимому, верхнесилурийские отложения развиты более широко, чем это казалось ранее. Вероятен верхний силур в нижнем течении р. Нюи, по Зегебарту. Здесь верхний силур представлен светлыми известняками, чередующимися с зелеными глинами.

Весьма скромный материал по стратиграфии верхнего силура позволяет предполагать, что в эту эпоху сохранились в общем те же условия мелкоморья и, может быть, лагун, которые господствовали и в нижнем силуре.

IV. М Е З О З О И

Ю р а

После верхнего силура вся интересующая нас область превратилась в сушу. Здесь нет никаких признаков существования отложений среднего и верхнего палеозоя. На денудированном сложном складчатом фундаменте, состоящем из докембрийского комплекса и нижнепалеозойских отложений, залегают в виде редких небольших пятен континентальные, пресноводные и частью, вероятно, солонатоводные отложения, относящиеся к верхней юре или нижнему мелу. Эти отложения, возраст которых определяется по редким находкам флоры и фауны, развиты частью на крайнем севере, в области широтного колена р. Лены, частью по восточной и южной окраинам Байкальской горной области. Описание этих отложений дано в т. III «Геологии Сибири» акад. В. А. Обручева. Здесь мы остановимся лишь на самой общей характеристике мезозойских отложений с добавлением тех немногочисленных новых данных, которые стали известными после выхода в свет упомянутого труда акад. В. А. Обручева.

На западном берегу Байкала у истока Ангары и несколько далее к северо-востоку вдоль берега Байкала выходят в ряде пунктов грубые конгломераты, залегающие на размытой поверхности складчатого докембрийского комплекса. Галька округлая, хорошо окатанная, по величине почти не отсортирована. Наряду со сравнительно мелкой галькой имеются также довольно крупные валуны. Встречаются тонкие (до 1 м) прослои грубых песчаников. В песчаниковом цементе изредка обнаруживаются плохой сохранности обугленные растительные остатки. Мощность конгломерата точно не установлена. М. М. Тетяев определяет ее в 200 м; другие геологи повышают эту цифру до 500 м. Преобладающую роль в составе гальки играют кварцевые порфиры, изученные Е. В. Павловским и А. И. Цветковым (1938,). Это те порфиры, которые известны в коренном залегании в Северо-западном Прибайкалье в районе Елохина мыса. Вероятно, источником питания конгломератовой толщи была область, ныне погребенная на дне Байкала. Меньшую роль в составе гальки конгломерата играют разнообразные местные докембрийские породы. Возраст конгломератовой толщи оценивается различно — одни относят ее к юре,

цитово-конгломератовой свите, к которой, как мы видели выше, он причисляет разнообразные и разновозрастные образования. По В. П. Маслову кварциты хр. Шурыньи залегают выше среднекембрийских известняков; соотношения свит исключают предположение о тектоническом контакте их.

Недалеке от выходов кварцитов на рр. Кунерме и Окунайке найдены характерные красноцветные мергели верхоленской свиты верхнего кембрия, по составу почти не меняющейся, как мы видели, на большом пространстве от р. Лены на восток к окраине Байкальского нагорья. В свете наблюдений В. П. Маслова с достаточным основанием можно предполагать, что у подножья Байкальского нагорья нижний силур представлен красными кварцитами, являющимися фациальным аналогом нижних горизонтов силура. Это предположение хорошо подкрепляется фауной, найденной геологом Тороповым в 1937 г. в красноцветных мергелях хребта Шурыньи. По предварительному определению В. П. Маслова здесь обнаружены пелециподы и сдавленные ортоцератиды, указывающие на вероятный нижнесилурийский возраст. В то время, повидимому, прилегающая часть современного Байкальского нагорья была приподнята над уровнем моря.

В итоге всех имеющихся наблюдений по стратиграфии нижнего силура мы можем отметить значительную фациальную пестроту отложений этого времени. Эта характерная черта резко отличает комплекс нижнесилурийских отложений от более древних (средне- и верхнекембрийских). В нижнем силуре принимают участие различные красноцветные породы, порой неотличимые от аналогичных пород верхоленской свиты верхнего кембрия. Встречаются также в большом количестве светлые карбонатные породы и песчаники. Среди первых часты водорослевые фации. Для некоторых горизонтов характерно обилие фауны, в том числе (головоногие) фауны открытого морского бассейна. Это обстоятельство позволяет думать, что в некоторые моменты в течение нижнего силура значительные площади в Байкальской области, а может быть и почти вся она, покрывались морем. Относительно более устойчивым морским режим был в течение нижнего силура в области патомско-витимо-чайского прогиба, заложенного в нижнем кембрии.

Господствующим, однако, в нижнем силуре был лагунный режим, как в верхнем кембрии, лишь временами сменявшийся режимом открытого моря.

Несмотря на скудость фактического материала по стратиграфии и распространению нижнесилурийских отложений, мы можем сказать, что в нижнем силуре до известной степени вновь возродились те основные элементы геосинклинальной области, которые были достаточно характерными для эпохи нижнего кембрия. В частности, вероятно, в нижнем силуре существовал патомско-витимо-чайский геосинклинальный прогиб, расширившийся к югу и захвативший область Северно-Муйского хребта, и в уменьшенном виде — та область размыва, которая в нижнем кембрии разделяла этот прогиб от аналогичной южной Баргузинской геосинклинальной впадины. О наличии зоны размыва внутри геосинклинальной области в нижнем силуре свидетельствует накопление грубообломочных нижнесилурийских терригенных отложений хр. Шурыньи.

Б. В е р х н и й с и л у р

Верхнесилурийские отложения имеют в нашей области крайне ограниченное распространение. Они известны в бассейне р. Жербы (левый приток р. Лены), на участке среднего течения р. Лены близ поселков Илюнская и Березовская, и развиты по левобережью р. Лены к северо-востоку от

указанных поселков. Предположительный верхний силур известен также на р. Нюе.

В среднем течении р. Лены близ пос. Илюнская и Березовская по Н. С. Зайцеву и Н. В. Покровской к верхнему силуру относится большая часть разреза Илюнской красноцветной свиты, имеющей мощность около 270 м и состоящей из известковистых песчаников, известняков, глин с гипсом, мергелей и аргиллитов. В различных частях разреза была обнаружена следующая фауна: *Lingula* aff. *minima* Sow., *Rhynchonella Llandoveryana* Dav., *Favosites* sp. Д. К. Зегебарт и З. М. Старостина ошибочно относили всю илюнскую свиту к нижнему силуру. Среди аналогичных пород, развитых на р. Жербе, Г. Э. Фришенфельд обнаружил фауну брахиопод, относящихся по предварительному определению Сошкиной к верхнему силуру. Повидимому, верхнесилурийские отложения развиты более широко, чем это казалось ранее. Вероятен верхний силур в нижнем течении р. Нюи, по Зегебарту. Здесь верхний силур представлен светлыми известняками, чередующимися с зелеными глинами.

Весьма скромный материал по стратиграфии верхнего силура позволяет предполагать, что в эту эпоху сохранились в общем те же условия мелкоморья и, может быть, лагун, которые господствовали и в нижнем силуре.

IV. М Е З О З О И

Ю р а

После верхнего силура вся интересующая нас область превратилась в сушу. Здесь нет никаких признаков существования отложений среднего и верхнего палеозоя. На денудированном сложном складчатом фундаменте, состоящем из докембрийского комплекса и нижнепалеозойских отложений, залегают в виде редких небольших пятен континентальные, пресноводные и частью, вероятно, солонатоводные отложения, относящиеся к верхней юре или нижнему мелу. Эти отложения, возраст которых определяется по редким находкам флоры и фауны, развиты частью на крайнем севере, в области широтного колена р. Лены, частью по восточной и южной окраинам Байкальской горной области. Описание этих отложений дано в т. III «Геологии Сибири» акад. В. А. Обручева. Здесь мы остановимся лишь на самой общей характеристике мезозойских отложений с добавлением тех немногочисленных новых данных, которые стали известными после выхода в свет упомянутого труда акад. В. А. Обручева.

На западном берегу Байкала у истока Ангары и несколько далее к северо-востоку вдоль берега Байкала выходят в ряде пунктов грубые конгломераты, залегающие на размытой поверхности складчатого докембрийского комплекса. Галька округлая, хорошо окатанная, по величине почти не отсортирована. Наряду со сравнительно мелкой галькой имеются также довольно крупные валуны. Встречаются тонкие (до 1 м) прослои грубых песчаников. В песчаниковом цементе изредка обнаруживаются плохой сохранности обугленные растительные остатки. Мощность конгломерата точно не установлена. М. М. Тетяев определяет ее в 200 м; другие геологи повышают эту цифру до 500 м. Преобладающую роль в составе гальки играют кварцевые порфиры, изученные Е. В. Павловским и А. И. Цветковым (1938). Это те порфиры, которые известны в коренном залегании в Северо-западном Прибайкалье в районе Елохина мыса. Вероятно, источником питания конгломератовой толщи была область, ныне погребенная на дне Байкала. Меньшую роль в составе гальки конгломерата играют разнообразные местные докембрийские породы. Возраст конгломератовой толщи оценивается различно — одни относят ее к юре,

другие (В. А. Обручев, 1935—1937₁) сомневаются в этом возрастном определении и допускают более древний (триас, пермь, карбон) возраст конгломератовой толщи.

Точные взаимоотношения байкальских конгломератов с несомненными юрскими отложениями, слагающими восточную окраину Иркутского угленосного бассейна, неизвестны.

На побережье р. Ангары у ее истока М. М. Тетяевым (Обручев, 1935—1937₁) были выделены две фации юры — дабатская и иркутская. Первая состоит из глинистых и кварцевых песчаников с мощными конгломератами и глинистых сланцев с пропластками угля. Иркутская фация представлена (снизу) базальными брекчиями, конгломератами, песчаниками с пропластками угля. Дабатская фация отличается от иркутской по темному цвету конгломератов и по значительному развитию глинистых песчаников и сланцев. Флора в породах обеих фаций одинакова. В основании обеих фаций, по Тетяеву, располагается палеозой.

В. П. Маслов и М. М. Лавров (1933), изучавшие здесь юрские отложения позже Тетяева, приходят к выводу, что дабатская фация относится скорее к верхним горизонтам юры. К северу в глубь юрского бассейна дабатская фация, по В. А. Обручеву (1935—1937₁), переходит в иркутскую. Толща юрских отложений отлагалась в руслах и дельтах рек, впадавших в обширное Иркутское озеро, существовавшее вероятнее всего в верхнеюрское время. Соотношения положительных и отрицательных форм рельефа весьма существенно отличались от современных. В области Лено-Ангарского водораздела юрские угленосные отложения сохранились в виде небольших островообразных участков (Павловский и Фролова, 1941). Интересен тот факт, что здесь юра локализована в древних долинах, формирование которых тесно связано с образованием мощного сводового поднятия (Станового хребта) и сопряженных с ним впадин байкальского типа.

К востоку от Байкала юрские отложения известны в ряде пунктов Витимского плоскогорья и Баргузинской тайги. Так, Лопатин (1895) отметил в верхнем течении р. Витима, у устья р. Зазы, в долинах рр. Зазы, Кыдымита, Ауника, Богдарина, — конгломераты, известковые песчаники, известковые и мергельные сланцы с прослоями бурого угля, местами (р. Заза) — рыхлые песчаники и глины с растительными остатками. Общая мощность разреза обычно выражается в несколько метров. Эти отложения Обручев (1935—1937₁) относит к юре. П. Н. Кропоткин наблюдал у устья р. Холой желтые и белые пески и гравий со стволами деревьев. Эти отложения В. А. Обручев также относит к юре. На левом берегу р. Витима у устья р. Конды А. П. Герасимов (Рейс, 1910) обнаружил горючие листоватые сланцы, прикрытые базальтом и подстилаемые песчаником с богатой фауной и флорой. Это характерные породы так называемой тургинской свиты (верхняя юра — нижний мел), широко развитой в более южных частях Забайкалья.

По новым наблюдениям Б. А. Иванова и А. А. Арсеньева (1938₂) отложения тургинской свиты с растительными остатками и солоноватоводной фауной распространены в бассейне р. Витима шире, чем это казалось ранее. Так, Ивановым отмечено наличие отложений тургинской свиты в долине р. Зазы, посещенной ранее Лопатиным. Арсеньев обнаружил те же отложения, включающие горизонт горючих сланцев с тургинской фауной, в долине р. Витима у устья р. Холой. По сообщению Е. С. Бобина горючие сланцы найдены также значительно севернее — в области Ципиканской депрессии.

Предположительно к юре относятся нормально-осадочные породы, встреченные В. К. Котульским (1910—1915) в Баргузинском районе (рр. Витимкан, Икат, Сизакон и Беремья). Это грубые конгломерата-

ты, песчаники и глинистые сланцы. На р. Алакат А. А. Демин (1912) наблюдал в некоторых пунктах неизменные осадочные породы — мергели, глинистые сланцы, относимые Ю. И. Половинкиной предположительно к юре.

На р. Тунгире близ пос. Тупик юра обнаружена Е. С. Бобиным (1933). Здесь мощность юрских отложений достигает 60 м. Юра сложена песчаниками и глинистыми и углистыми сланцами.

На левобережье р. Тунгира, по И. И. Прокофьеву (1929), юра занимает довольно значительные площади. В ее составе преобладают конгломераты и песчаники. Это типичные мелководные пресноводные отложения, достигающие 150—200 м мощности. Юра залегает в долине р. Тунгира и на водоразделах на различных гипсометрических уровнях.

К северу от верховьев р. Олекмы — юрские отложения известны по работам Е. С. Бобина (1933) в верховье р. Калара. Здесь они представлены конгломератами и песчаниками с прослоями угля. Общая мощность их не менее 150 м.

Мелкие островки юрских пород обнаружил Д. В. Никитин на вершинах гольцов массива Кодар (1918) и в долине р. Абсата. Мною те же породы были найдены в гольцовой зоне высокого хребта Удокан (1933₂) и в долине ключа Быйкю, прорезающей горный массив Кодар и впадающей в р. Абсат.

Позже И. А. Ефремовым и А. А. Арсеньевым по левобережью р. Абсата была обнаружена мощная (более 500 м) толща юрских отложений, залегающих на размытой поверхности разнообразных архейских и протерозойских пород. В основании юрского разреза залегает конгломерат с галькой докембрийских пород. Выше следует однообразная серия главным образом грубо-обломочных пород — песчаников, иногда конгломератов, с прослоями глинисто-песчаных пород, глинистых сланцев, углистых песчаников с флорой. Здесь же, повидимому, имеются прослои каменного угля, судя по гальке в долине ключа Быйкю (Ефремов и Арсеньев, 1935). Юрские отложения р. Абсата представляют весьма характерную серию озерных и дельтовых отложений.

Находки юры на самых разнообразных гипсометрических уровнях говорят о том, что в верховье р. Чары, так же как и на Байкале у истока р. Ангары, в юрское время существовали совершенно иные соотношения между положительными и отрицательными формами рельефа, чем в настоящее время. Юрский рельеф, повидимому, был гораздо более спокойным, чем современный резкий, альпинотипный рельеф области верховьев р. Чары. Об этом можно догадываться по составу юрских отложений в долине р. Абсата.

Недавно угленосные юрские отложения были найдены А. А. Арсеньевым (1940) в среднем течении р. Калара у пос. Средне-Каларского.

На севере нашей области А. Г. Ржонский нашел несколько больших площадей развития пресноводных отложений предположительно юрского возраста на левобережье р. Лены в бассейнах рр. Пеледуя, Ньюи и Жербы (1917).

Подводя некоторые итоги беглому обзору юрских отложений в пределах Байкальской горной области и ее ближайшей периферии, можно отметить, что в юрскую эпоху в этой области, обладавшей довольно расчлененным рельефом, существовали многочисленные озера различных размеров. На дне этих бассейнов отлагался материал, приносимый реками. Интересно, что в области развития Байкальской системы впадин встречены мощные накопления юрских отложений (до 500 м). Это обстоятельство свидетельствует о подвижности дна некоторых озерных бассейнов, о наличии довольно интенсивных опусканий. Может быть уже в юрское время начала намечаться та подвижная зона (система Восточно-Сибирского

рампа) в Байкальской области, в пределах которой позже, уже в кайнозое, движения проявились столь интенсивно и в таком крупном масштабе.

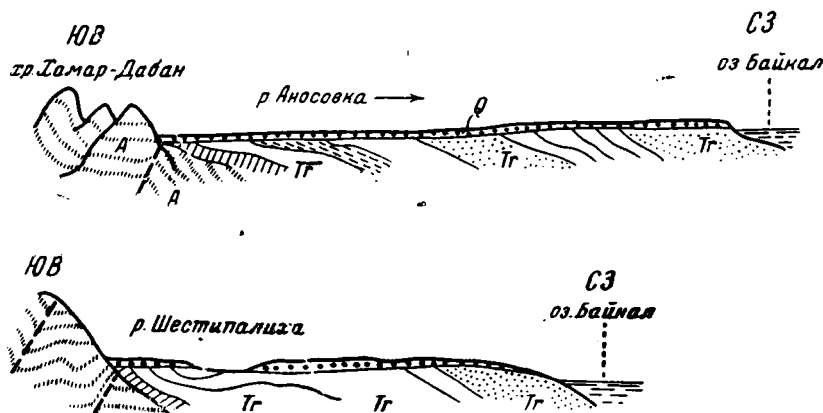
Байкальская область в юрское время входила в состав водораздельного массива, разделявшего крупные бассейны на ее периферии.

V. КАЙНОЗОИ

1. Третичные отложения

Третичные отложения, представленные только континентальными фациями, развиты еще меньше, чем юрские.

С достаточным основанием третичные отложения выделяются лишь по восточному берегу Байкала близ устья р. Селенги, у станций Мишихи и Переемной. Эти отложения открыл И. Д. Черский (1878—1881, 1886—1889); впоследствии их изучали Ячевский, Рязанов, Арсеньев. Недавно детально эти отложения были изучены Г. Е. Рябухиным (1935), показавшим, что третичные отложения (неоген) достигают на восточном берегу Байкала мощности 900—1200 м. Значительная их часть залегает ниже уровня озера (фиг. 16). Третичные отложения представлены рядом фаций—



Фиг. 16. Характер залегания третичных отложений на восточном побережье оз. Байкал. (По Г. Е. Рябухину).

А — кристаллические породы архея; Tr—третичные отложения; Q—аллювий.

конгломератовой, глинистой, песчаной, иловатой. С некоторыми фациями связаны бурые угли и признаки нефтеносности. Это континентальные, частью наземные и болотные, частью озерные отложения, формировавшиеся за счет размыва хр. Хамар-Дабан и отлагавшиеся на заболоченных берегах и в устьях рек. Глины, аутохтонные угли и мергели отлагались на дне полузамкнутых заливов. Значительная мощность третичных отложений указывает на прогиб дна бассейна.

Ряд пунктов на побережье Байкала, в которых Черским было указано присутствие третичных отложений, при последующей проверке оказался сложными более поздними, четвертичными образованиями. В частности это относится к району Елохина мыса в Северо-западном Прибайкалье, где Черским были отнесены к третичной системе пролювиальные четвертичные отложения (Павловский и Цветков, 1936).

Предположительно третичные отложения отмечены Б. Н. Артемьевым (1924) в долине р. Анги (Западное Прибайкалье). Здесь они представлены глинами и лигнитом. По сообщению Я. Я. Яржемского в пос. Баяндай в колодезь была обнаружена белая глина с третичной фауной, собранной А. Д. Стопневичем.

В 1939 г. Н. В. Фроловой и мною (Павловский и Фролова, 1941) были обнаружены, вероятно, третичные известняки в Западном Прибайкалье (бассейн р. Манзурки, долина р. Хайней). В известняках содержится фауна моллюсков рода *Planorbis*, подрода *Gyraulus*, вид *groedleri* Gredl. Е. С. Раммельмейер, определявшая эту фауну, сообщает, что род *Planorbis* обитает в пресной воде и известен с юры. *Gyraulus groedleri* очень распространен и в настоящее время на севере. В верхнем течении р. Витима А. К. Мастером (Мейстер и Половинкина, 1932) в террасовых отложениях, представленных песчаниками и глинами, найдена фауна (гастроподы и пеллециподы), близкая к третичным формам, по определению Худяева.

Этим пока и исчерпываются существующие сведения по распространению и составу третичных отложений Байкальской горной области.

Очевидно в это время значительно сократились объем и роль озер, имевших широкое распространение в юрском периоде. Местами сохранились остатки третичных аллювиальных отложений. На восточном побережье оз. Байкал оформился глубокий прогиб, в котором отложились тысячеметровая третичная толща.

В третичном периоде в Байкальской зоне с некоторым локальным перемещением (в плане) продолжались те крупные колебательные движения, которые были характерны для юры и которые подготовили развитие байкальской системы впадин в ее современном виде.

2. Четвертичные и современные отложения

Четвертичные отложения области изучены довольно слабо. Основное значение имеют работы акад. В. А. Обручева, давшие в частности довольно полную характеристику четвертичного комплекса отдельных частей Ленского золотоносного района. Почти исключительно маршрутный характер исследований, проведенных и проводимых в горной области, преимущественно предварительный характер большей части вышедших из печати работ — все это обуславливает до предела сжатые, немногие обычно строки, реже страницы, посвященные четвертичным отложениям. В то же самое время четвертичные отложения содержат главное богатство области — россыпное золото, разрабатываемое во многих участках и, в частности, в одном из самых мощных в Союзе золотоносных районов — в районе так называемых Ленских приисков (бассейн рр. Бодайбо, Жуи и др.).

Четвертичные отложения Байкальской области представляют сложный комплекс образований, занимающих значительные площади. В. А. Обручев выделяет следующие категории образований (Обручев, 1932, 1935—1937₁):

1. Последнедевские — аллювий речной и озерный, пролювий, делювий, элювий.
2. Комплекс ледниковых отложений эпохи последнего оледенения — разнообразные морены, флювиогляциальные отложения.
3. Межледниковые отложения аллювиального типа.
4. Морены эпохи первого оледенения.
5. Доледниковые отложения — элювий и аллювий.

Приведенная схема является еще очень упрощенной и неполной, так как, например, обеим эпохам оледенения, конечно, соответствовало образование аллювия, делювия, элювия как внутри области оледенения, в участках нагорья, не покрытых льдом, так и на периферии горной области, где признаков оледенения не имеется. Однако недостаток фактического материала здесь ощущается особенно остро. Столь же неясно точное стратиграфическое положение молодых базальтовых излияний на юге области, в пределах Витимского плоскогорья.

Доледниковые отложения констатированы с достаточной точностью лишь благодаря глубоким выработкам в Ленском золотоносном районе. Отложения эти лучше всего были изучены акад. В. А. Обручевым. Имеющиеся наблюдения показывают, что уцелевшие от ледниковой эрозии доледниковые отложения представлены крупными и мелкими галечниками с прослоями песка и гравия. Эти типично аллювиальные отложения перекрывают слой элювия коренных пород — сугеси, суглинки, глины с обломками коренных пород разных стадий разрушения. Суммарная мощность аллювия и элювия обычно невелика — 2—3 м. Главное богатство золотоносных россыпей приурочено к этим отложениям, благодаря, повидимому, сложным и длительным процессам растворения, переноса и отложения золота, особенно в элювиальной части «пласта», сильно обогащающим их первичную золотоносность и обуславливающим образование золотин с формами роста. Своеобразные процессы вторичного обогащения древних россыпей специально никем, повидимому, не изучались. В древнем доледниковом аллювии иногда встречаются разрозненные кости млекопитающих. В некоторых случаях удавалось наблюдать залегание доледникового аллювия на двух уровнях в пределах одной и той же долины. Это обстоятельство дает основание акад. В. А. Обручеву считать, что «формирование доледниковых долин произошло в два приема: после первого, весьма продолжительного врезания их, вероятно начавшегося в третичный период или еще раньше, произошло понижение базиса эрозии, и реки, прорезав свои прежние аллювий и элювий, врезались еще раз глубже в коренные породы, а затем уже создали элювий и аллювий эпохи, непосредственно предшествовавшей развитию ледников» (Обручев, 1932). За последние годы удалось установить (Павловский, 1938) региональное распространение системы (см. фиг. 22) древних долин, стекавших с древней области водораздела Тихого океана и Северного моря, именуемой В. А. Обручевым новым Становым хребтом (Обручев, 1933). Аллювий, приуроченный к этим древним долинам и уцелевший от эрозии, должен заключать богатые по содержанию золотые россыпи. Естественно, что установление регионального развития древних долин является важным моментом в познании четвертичной истории области и в практическом отношении. Основная масса материала наблюдений по этому вопросу была сведена мною в особой работе (1938). Древние долины, повидимому, всюду являются доледниковыми, что определяет, естественно, возраст древнего аллювия. Древние долины, поднятые на различную высоту надо дном современных речных и озерных долин, располагаются как внутри горной области, так и на ее периферии. В бассейне р. Лены, в частности, они известны по работам А. Г. Ржонсницкого (1928). В том же районе их изучали Е. В. Павловский, Н. В. Фролова, И. И. Катушенков, Н. В. Думитрашко (Думитрашко, 1936; Катушенков, 1940; Павловский и Фролова, 1941) и др.

Небольшим количеством сведений мы располагаем относительно ледниковых отложений эпохи первого оледенения. Наблюдения акад. В. А. Обручева в выработках Ленского золотоносного района показывают, что на доледниковом аллювии, иногда прямо на коренных породах, залегают бурые валунные суглинки и глины, ленточные глины и песчаные флювиогляциальные отложения первой эпохи оледенения. Валунные суглинки и глины имеют облик типичных морен. Валунный материал, довольно обильный, не отсортирован по величине. Мощность нижнего горизонта валунных суглинков невелика — до 6 м, ленточные глины местами имеют мощность до 30 м.

Нигде больше в области не имеется точных указаний на присутствие нижнего горизонта валунных суглинков и синхроничных им отложений. Однако можно подозревать значительное их развитие во всей области, подвергавшейся оледенению, так как здесь имеются хорошо выраженные

признаки двукратного оледенения, из которых первое вероятнее всего может быть сопоставлено по времени с нижним валунным горизонтом бассейна р. Бодайбо.

Межледниковые отложения, изученные также главным образом в Ленском золотоносном районе, представлены галечниками и песками. Грубая или мелкая галька погружена или в песчаный, или в глинистый, иловатый «цемент». Пески разнородные, светлой преимущественно окраски часто содержат линзы и прослой галечников. Мощность межледниковых отложений варьирует от 15—20 до 100 м и несколько более (низовья р. Бодайбо). В основании межледниковых песчано-галечных отложений часты линзы валунных глин и суглинков, ленточных глин. В верховьях долин Ленского золотоносного района валунные и ленточные глины в виде линз вклиниваются в межледниковые отложения не только в нижних частях их разреза, но и в верхних и средних частях. Акад. В. А. Обручев видит в этих явлениях указания на присутствие льда в верховьях долин во все межледниковое время. Точно фиксированных межледниковых отложений в остальной части обширного нагорья нет. Однако, так же как и морены первого оледенения, они, вероятно, здесь развиты и неизвестны лишь за отсутствием специальных наблюдений и глубоких искусственных выработок.

Значительно большим количеством сведений мы располагаем относительно характера и области развития ледниковых отложений эпохи второго, последнего оледенения. Еще Кропоткиным (Обручев, 1931) были изучены и описаны ледниковые отложения Патомской части нагорья. Далее наблюдения Козьмина (Обручев, 1931), а особенно В. А. Обручева (1931) подтвердили выводы Кропоткина и дали отчетливое представление о древнем оледенении области. Все геологи, работавшие в пределах Ленского золотоносного района, за исключением А. К. Мейстера, стояли на точке зрения значительного развития оледенения в области в недавнем геологическом прошлом. Новые данные позволили акад. В. А. Обручеву в обширной сводке показать широкое развитие признаков четвертичного оледенения в Прибайкалье, Северо-Байкальском и Олекмо-Витимском нагорьях (Обручев, 1931). Новые данные, касающиеся главным образом ледниковых отложений последнего оледенения, позволяют установить северную границу оледенения, совпадающую в общем с соответствующей границей горной области. Южная граница в Прибайкалье определяется крайними южными гольцовыми высотами Приморского хребта на параллели улуса Покойники (Павловский, 1937₃). В Олекмо-Витимской горной стране (Павловский и Цветков, 1935) южной границей является параллель прииска имени 11 октября на рч. Кетемяхте, левом притоке р. Калара (бассейн Витима). На севере, в Патомско-Витимской части, по наблюдениям В. А. Обручева и др. валунные глины эпохи последнего оледенения развиты в верховьях долин, на террасовых уступах и на склонах в среднем течении рек. Местами наблюдаются конечно-моренные образования в виде групп и цепей холмов валунных глин. Высоко на склонах, местах на гребнях второстепенных водоразделов, были найдены эратические валуны. Мощность верхней валунной глины невелика — 2—5 м. Во внутренней части области, в зоне мощных поднятий системы нового Станового хребта, выделяемой акад. В. А. Обручевым (Обручев, 1933), отложения эпохи второго оледенения имеют мощное развитие. Дно и нижние части склонов долин заняты боковыми и донными моренами. Во многих пунктах (Обручев, 1931) наблюдались конечно-моренные валы, преграждающие долины, выпуклостью обращенные вниз по долине. Морены представлены бурыми, красноватыми или серыми глинами, суглинками и супесями с разнообразными, неотсортированными по величине, крупными и мелкими валунами пород, принесенных по большей части из верховьев до-

лин. Мощность морен здесь значительна и выражается цифрой порядка нескольких десятков метров. Мощные морены эпохи второго оледенения наблюдались и в Приморском хребте и Северо-западном Прибайкалье (Павловский и Цветков, 1936), в бассейнах Витима, Чары (Павловский, 1930, 1933₂), Калара (Бобин, 1933; Павловский, 1937₂) и др. В обширной впадине в верховьях р. Чары конечно-моренные гряды слиты в одну обширную полосу, обрамляющую подошву гольцового массива Удокан (Павловский, 1933₂), указывая на бывшее существование здесь ледников типа Маляспина.

Флювиогляциальные отложения — разнородные пески, иногда с мелкой галькой, имеют местами обширное развитие. Так, в упомянутой уже депрессии Верхней Чары флювиогляциальные отложения занимают обширные внутри площади депрессии (Павловский, 1933₂) на периферии площадей распространения конечных морен. Флювиогляциальные отложения слагают здесь длинные валы, разделенные бессточными впадинами и в общем вытянутые вдоль длинной оси депрессии — в широтном направлении. Местами пески интенсивно развеваются, образуя настоящую песчаную пустыню с барханами в верховьях р. Чары (Никитин, 1918). Известны флювиогляциальные отложения и в бассейне Калара (Павловский и Цветков, 1935), где они занимают обширные площади и достигают мощности в несколько десятков метров. Широкое развитие имеют флювиогляциальные отложения и в обширной Муйско-Парамской депрессии, где однако этим отложениям не было уделено достаточно внимания. Ледниковый генезис морен и флювиогляциальных отложений некоторыми геологами подвергался сомнению, равно как и вообще допущение о бывшем оледенении области. Однако благодаря работам В. А. Обручева и обширному новому фактическому материалу сомнения в этом вопросе могут считаться совершенно устраненными. К конечным моренам ледника эпохи второго оледенения при устье рч. Эмалык, правого притока р. Витима, прислонены отложения 2-й надпойменной террасы р. Витима. Этот факт (Павловский, 1930) дает возможность утверждать, что второе оледенение имело место очень недавно, во второй половине постплиоцена. Аналогичные данные получены нами при наблюдениях в верховьях р. Киренги в 1934 г. (Павловский и Цветков, 1936).

На юге области, в частности в пределах южной окраины Олекмо-Витимской страны, не имеется следов ни первого, ни второго оледенения. Изучение четвертичных отложений здесь на юге, вне области оледенения, показало присутствие отложений, синхроничных, вероятно, эпохе последнего оледенения. Таковы отложения высоких (начиная от III надпойменной) террас долины р. Кетемяхты (Павловский, 1932), мощные делювиальные накопления на коренных склонах той же долины, являющиеся объектом золотодобычи. К этому же моменту, вероятно, относится песчаный аллювий, слагающий местами на р. Олекме в ее верхней половине течения (Павловский и Цветков, 1935) III надпойменную террасу на высоте 25—30 м над уровнем водотока. В пределах южной окраины Олекмо-Витимской горной страны имеется сложный комплекс форм рельефа (например, 150- и 300-метровые плато), на поверхности которых вероятны древнеаллювиальные, речные и озерные отложения, по времени образования относящиеся к более отдаленным моментам, предшествовавшим эпохе последнего оледенения и частично, быть может, формировавшимся еще в третичное время.

По западной окраине области, в Северо-западном Прибайкалье, в истоках р. Киренги близ Приморского хребта на высокой террасовидной ступени, возвышающейся над дном долины Киренги на 120 м, располагаются песчано-галечные отложения. Эти отложения древнеаллювиального облика по ряду данных относятся к эпохе, задолго предшествовавшей эпохе

оледенения области (Павловский и Цветков, 1936). Возможно, что песчано-галечные отложения верховьев Киренги синхроничны эпохе формирования поверхности 150-метрового плато южной окраины Олекмо-Витимской горной страны. Целая серия террас долины р. Лены и ряда ее крупных правых притоков (Думитрашко, 1936; Павловский, 1930) отображает сложный процесс формирования речной сети Ленского бассейна. Разнообразные отложения этих террас накапливались, повидимому, в порядке длительной постепенности в течение всего четвертичного периода. Возможно, что аллювий наиболее древних высоких террас относится к еще более древним, дочетвертичным образованиям (Павловский, 1938).

Последледниковые и современные отложения развиты чрезвычайно широко. В северной половине области сюда относятся террасовые и современные отложения рек бассейна Витима, Олекмы. На Витиме (Павловский, 1930) II надпойменная терраса прислонена к конечным моренам ледника эпохи второго оледенения, выходившего в долину Витима из долины рч. Эмалык. На р. Каларе в ее верхнем течении II надпойменная терраса также прислонена к моренам второго оледенения. II надпойменная терраса Витима и Калара представлена разнотернистыми кварцево-полевошпатовыми песками с многочисленной галькой кристаллических пород и с крупными валунами, вошедшими в состав аллювия за счет размывания морен. I надпойменная терраса (4—6 м) и пойма сформированы разнотернистыми песками с некрупной, хорошо окатанной округлой галькой пород нагорья. Часто встречаются линзы и прослои чистых песков, иногда сильно обогащенных тяжелыми фракциями (главным образом магнетитом) и имеющих темную, почти черную окраску. В верховьях рек бассейна Витима и Олекмы увеличивается роль грубого обломочного материала в составе аллювия; псаммитовый материал почти исчезает, заменяясь почти исключительно отложениями валунно-галечного типа. В пределах крупных впадин области, например в Верхне-Чарской, аллювиальные отложения двух первых надпойменных террас и поймы сложены тонким, обычно зеленовато-серым песчано-глинистым, иногда иловатым материалом, с редкими линзами мелких галечников и грубозернистых светлых песков. Аналогичный тип последледникового и современного аллювия иногда характерен для отдельных участков рек (Витима, Чары и др.), расположенных непосредственно выше порогов.

Мощные накопления речного аллювия в дельтовой области ряда рек, впадающих в Байкал, например в дельте рр. Селедзи, Сармы, Верхней Ангары, Баргузина, говорят о дальнейшем развитии Байкальской впадины, заложенной еще в третичном периоде, может быть даже в мезозое.

Озерные отложения наблюдаются во многих пунктах горной страны. Это, с одной стороны, отложения озер, спущенных и осушенных в результате деятельности речной эрозии. Явления эти наблюдались (Котельников, 1935; Павловский и Цветков, 1935) в долинах рр. Эмалыка, Абсата, Калара. Озера подпирались плотинами, образованными конечно-моренными грядами. Дно осушенных озер, достигавших размеров до нескольких кв. километров, составлено перемытой мореной, иногда прикрытой тонким, в несколько десятков сантиметров, чехлом бурых или сероватых суглинков и глин. Преобладающую роль в состав едн спущенных озер играет валунно-галечный материал. Некоторые озера подобного типа еще продолжают существовать (например цепь озер Амудига в вершине Калара). Они характеризуются сравнительно небольшими глубинами (порядка одного, максимум двух десятков метров), иловатым дном и находятся в стадии интенсивного зарастания болотной растительностью.

Другой, не менее распространенный тип озер — это выполнение глубоких ваннообразных впадин, выточенных в коренных породах деятельностью ледников. Сюда относятся мелкие каровые озера, констатированные

во многих пунктах нагорья (Обручев, 1931; Павловский, 1933; Павловский и Цветков, 1935), и некоторые из наиболее крупных озер области, как Орон и Ничатка. Озера последнего типа характеризуются значительными глубинами, достигающими до сотни метров, а может быть и более. Характер их современных донных отложений неизвестен. Часты береговые валы, высотой в несколько метров, составленные грубозернистым песчаным материалом с крупными и мелкими обломками местных коренных пород, обычно окатанными довольно плохо.

К послеледниковым отложениям относятся мощные конусы выноса, располагающиеся в устьевых частях крутых долин с переменной интенсивностью потока в различные времена года. Конусы выноса наблюдаются почти исключительно на периферии громадных впадин области (Байкал, В. Ангарская, Муйско-Парамская, Верхне-Чарская и др.). Грубый обломочный, плохо окатанный и плохо отсортированный по величине материал пролювиального типа слагает конусы выноса при выходе горной долины в область впадины. Конусы выноса иногда занимают значительные площади, достигающие многих квадратных километров.

Каменные россыпи, осыпи и делювиальные отложения, формирование которых вне области оледенения, вероятно, началось задолго до оледенения и продолжается до сих пор, представлены неокатанным обломочным материалом различной величины. На севере области и отчасти на юге (на р. Кетемяхте, например), в связи с составом исходного материала коренных пород склонов долин, делювий часто суглинистый, с мелкой щебенкой коренных пород. Такой же характер имеет делювий, образующийся за счет преобразования морен. Чаще же коренные склоны долин прикрыты плащом различной мощности, составленным из грубого, иногда глыбового остроугольного материала, сползающего по склонам в виде каменных рек, описанных многими исследователями.

Осыпи на склонах и делювиальные накопления характеризуются обычно небольшими мощностями (большой частью несколько метров) и, в золотоносных участках нагорья, являются иногда золотосодержащими (р. Кетемяхта).

Элювиальные образования в виде тонкого, несплошного покрова развиты почти повсеместно, образуя остроугольный глыбово-щебенчатый чехол на вершинах положительных элементов горной страны. Особое развитие элювий имеет на плоских площадках наивысших точек нагорья — древних столовых возвышенностях, местами уцелевших в крупных горных массивах, нетронутых деятельностью интенсивной эрозии современной гидрографической сети. Элювиальные образования принимают участие в строении тех своеобразных форм рельефа на юге области, которые еще Макаровым (Обручев, 1935—1937) были описаны как нагорные террасы.

Распространение и тип отдельных фаций четвертичных отложений стоят в тесной связи с развитием форм современного рельефа.

ОЧЕРК ИСТОРИИ ВУЛКАНИЗМА

Дать отчетливую характеристику всех многочисленных и разновременных магматических проявлений, известных в Байкальской области, представляет в настоящее время весьма трудную задачу. Основным препятствием в этом отношении является слабая геологическая и особенно петрографическая изученность горной страны.

Отнюдь не ставя себе целью дать петрографическую характеристику всех магматогенных пород области, попытаемся наметить лишь схему последовательности магматических проявлений, выделяя главные мо-

менты истории вулканизма. В Западном Прибайкалье с достаточной уверенностью можно выделить следующие этапы магматической деятельности: 1) интрузивные граниты архея, 2) интрузивные, жильные и эффузивные породы нижнего протерозоя, 3) интрузивы и эффузивы верхнего протерозоя, 4) интрузивы и связанные с ними жильные породы каледонид.

Архейские массивные граниты представлены (Павловский и Цветков, 1939) крупно- и среднезернистыми разностями красного, реже темно- и светлосерого цвета. Для них характерно широкое развитие сланцевых текстур. Преобладающий тип структуры гипидиоморфнозернистый, реже порфировидный или бластический, гнейсовидный. Минералогический состав — калиевый полевой шпат и кварц. Плаггиоклаз чаще отсутствует. Цветной компонент, играющий незначительную роль, представлен биотитом, мусковитом, иногда встречающимися совместно. Обычные акцессорные минералы (титанит, апатит, циркон) отсутствуют; имеется лишь магнетит и, реже, ильменит.

Повсеместно развиты явления катаклаза, выражающиеся в деформациях зерен породообразующих минералов их трещиноватости. Отмечается наличие зон дробления, в которых в виде новообразований появляются эпидот, серицит, хлорит. Продуктом конечной стадии раздробления являются бесструктурные мелкозернистые милониты с мелкими реликтами зерен породообразующих минералов. Так же часты случаи развальцевания гранитов, приводящего к появлению своеобразных веретенообразных текстур («очковые гнейсы» прежних исследователей).

По А. И. Цветкову (Павловский и Цветков, 1939) характерной чертой химизма архейских гранитов является их высокая кислотность наряду со значительным содержанием щелочей (калий преобладает над натрием). Роль щелочных земель ничтожна.

В Прибайкалье архейские граниты занимают крупные площади в сотни квадратных километров. Граниты слагают пластообразные тела среди кристаллических сланцев архея. В Западном Прибайкалье (Павловский и Цветков, 1939) на всей площади развития граниты весьма однородны и по минералогическому составу и по химизму. Однородность, отсутствие жильного комплекса, общий габитус пород — все это свидетельствует о выходе на поверхность абиссальных частей мощных интрузивных тел.

Архейские граниты прорваны интрузиями и сложным жильным комплексом более молодых пород различного состава. На размытой поверхности древних абиссальных гранитов залегает голоустенская свита протерозоя, разрез которой начинается в ряде случаев (Павловский и Цветков, 1938^{1,2}, 1939¹) базальным конгломератом с галькой архейских гранитов.

Условия залегания гранитов архея в Прибайкалье, химизм и минералогический состав позволяют уверенно сопоставлять эти породы с аляскинскими архейскими гранитами Алданского кристаллического массива, изучавшимися Д. С. Коржинским (1936) и Н. В. Фроловой (Фролова и Клековкин, 1945). К северу от Байкала архейские граниты выделены В. В. Домбровским (1940). Граниты слагают длинную полосу, вытянутую вдоль северо-западной окраины горной страны. Эта полоса прослежена от Витимо-Патомского водораздела далеко на ЮЗ через среднее течение рр. Чуи и Чаи почти до самого Байкала. В Северо-Байкальской области, так же как и в Прибайкалье, архейские граниты перекрыты трансгрессивной серией протерозойских отложений. Граниты весьма однородны на больших площадях, мало и слабо дифференцированы. С ними связаны довольно редкие жильные разности, представленные или гранитами, или высоко температурными пегматитами. Близ контактов с архейскими парасланцами наблюдаются широкие зоны тонкой пластовой инъекции и области развития мигматитов. Характерен интенсивный катаклаз и развальце-

вание гранитов. По химизму и минералогическому составу древние граниты Северо-Байкальского нагорья подобны аляскитам Прибайкалья.

Во внутренней части горной области сейчас нельзя еще выделять и оконтуривать массивы древнейших гранитов — слишком еще недостаточно данных для подобного расчленения. Можно лишь предполагать, что на восточном побережье Байкала, в области Олекмо-Витимской горной страны, архейские граниты занимают значительные площади внутри тех огромных гранитных полей, которые показаны на геологической карте, но еще не поддались возрастному расчленению. Помимо гранитов к категории архейских образований относятся, повидимому, анортозиты Олекмо-Каларского водораздела, найденные и описанные Е. С. Бобиным (1933).

К архейским же магматогенным породам, вероятно, принадлежат некоторые амфиболовые кристаллические сланцы из Баргузинского района. По Эскола (Eskola, 1921), вероятно, архейскими (древнейшими) являются рассланцованные и метаморфизованные диориты и габбро полуострова Св. Нос и амфиболиты верховий р. Баргузина.

Итак, гранитные массивы, архейский возраст которых не вызывает сомнений, представлены исключительно абиссальными интрузивами, размытыми весьма глубоко. На размытой поверхности древнейших гранитных массивов, денудированных вместе со складчатым комплексом вмещающих их архейских парасланцев, залегает осадочная серия более молодых протерозойских отложений. Выше было показано, что протерозойские отложения расчленяются довольно отчетливо на две серии — верхнего и нижнего протерозоя. Отложения верхнего протерозоя отделены от нижнепротерозойских региональным несогласием залегания. На грани между нижним и верхним протерозоем имел место процесс складкообразования и магматогенеза. Аналогичное соотношение устанавливается для верхнего протерозоя и кембрия. Магматические породы, связанные со складчатым комплексом нижнего протерозоя, выделяются совершенно отчетливо в Прибайкалье.

В районе Елохина мыса (Павловский и Цветков, 1936) на западном берегу Байкала к этой категории относятся массивные и жильные породы гранитной магмы и кварцевые диабазы, относительно более молодые, чем граниты.

Граниты слагают несколько массивов. Их жильные дериваты проникают глубоко в толщу оболочки осадочных пород нижнего протерозоя и принимают участие в их складчатой структуре. Текстура гранитов полосатая, гнейсовидная или массивная. Преобладающий тип структуры гипидиоморфнозернистый, иногда плоскопараллельный. В последнем случае гипидиоморфнозернистая структура перекрывается кристаллобластической. В жильных разностях нередки структуры переходного типа от гипидиоморфнозернистых к порфировидным.

По минералогическому составу граниты соответствуют нормальным. Преобладают биотитовые, иногда встречаются биотит-роговообманковые разности. Нередки лейкократовые разности, бедные цветным компонентом. Наблюдаются также породы, почти лишенные кварца, близкие к сиенитам. Полевощпатовый компонент представлен микроклином и кислым плагиоклазом. Кварц является следующим по распространенности минералом после полевых шпатов. В гранитах часты гранофировые выделения. Акцессорные минералы: апатит, магнетит. Характерной чертой химизма гранитов нижнего протерозоя является повышенное содержание щелочных земель (Павловский и Цветков, 1939₁).

Геологическая позиция щелочноземельных гранитов совершенно отчетлива. Они прорывают нижнепротерозойские отложения. Голоустенская свита верхнего протерозоя залегает на глубоко размытом нижнепротерозойском складчатом комплексе, трансгрессивно перекрывая различ-

ные горизонты древних осадочных пород и секущие их граниты. Этот факт (Павловский и Цветков, 1939₁) совершенно точно определяет доверхнепротерозойский возраст интересующих нас гранитных интрузий. Тот же возраст имеют дайки конгадибаза, прорывающие на Елохином мысу массивные щелочноземельные граниты. Вероятно к нижнепротерозойскому комплексу относятся рассланцованные диабазовые порфиры, развитые в районе р. Бугульдейки (Павловский и Цветков, 1938₁); они залегают в виде покрова под голоустенской свитой на размытой поверхности массивных архейских аляскитов. Послеархейской, но безусловно доверхнепротерозойской является также формация гранитоидов, выделенная Д. С. Коржинским (1937) под названием котовской формации гранитоидов. Эти породы слагают северную часть Лиственничного массива и в районе с. Голоустного служат фундаментом для трансгрессивной серии верхнего протерозоя. Те же породы слагают шток у мыса Сытого. Массивы сложены крупнозернистыми биотит-роговообманковыми гранодиоритами, кварцевыми монцонитами, биотитовыми и биотит-роговообманковыми гранитами, сиенитами, кварцевыми диоритами. Характерно повышенное содержание калия, преобладание переходных типов от гранодиоритов к сиенитам. С этими гранитоидами связана жильная серия — аплиты, пегматиты, спессартиты и диабазы.

В удалении от контактов гранитоиды массивны. Вблизи контактов они имеют очковое сложение, гнейсовидны. Гранитоиды прорывают архейские гнейсы, мигматиты и мраморы, оказывая на них определенное контактовое воздействие.

Нужно думать, что перечисленными массивами и жильными породами не исчерпывается перечень магматических пород нижнего протерозоя Прибайкалья. Однако состояние фактического материала в данное время таково, что сказанным приходится ограничиться в отношении Прибайкалья, отметив вероятность присоединения в будущем к этой группе многих тел кислых, средних и основных пород, прорывающих архейский комплекс.

Еще более трудно по тем же причинам выделить нижнепротерозойские магматические породы внутри горной области. Здесь можно лишь провизорно отнести к этой группе установленный Н. И. Свитальским массив гранитов Южно-Муйского хребта, протягивающийся к району Баунтовских озер. Насколько можно судить по данным Свитальского (1915_{1,2}), преобладающая часть гранитов этого массива дает активный контакт с нижнепротерозойскими седиментогенными породами. Верхнепротерозойские отложения залегают на размытой поверхности гранитного массива.

К той же нижнепротерозойской группе, вероятно, относятся порфировидные граниты Витимско-Ничатского массива, пересеченного А. К. Мейстером (1932) близ оз. Орон и прослеженного Е. В. Павловским (1933₁) и Л. Г. Котельниковым (1935) на восток до области Чаро-Ничатского водораздела. К нижнепротерозойскому комплексу следует относить также ряд массивов щелочноземельных гранитов, известных (Павловский, 1933; Павловский и Цветков, 1935) в верховьях р. Калара, на право- и левобережье р. Чары в ее верхнем течении. Один из этих массивов (Кеменский) по А. И. Цветкову (Павловский и Цветков, 1936) весьма близок и по химизму и по минералогическому составу к щелочноземельным гранитам Елохина мыса. В вершине р. Чары щелочноземельные массивные граниты прорезают толщу осадочных пород удоканской свиты нижнего протерозоя.

К тому же нижнепротерозойскому комплексу относятся может быть некоторые сравнительно мелкие массивы по право- и левобережью р. Олекмы, в районе, изучавшемся А. А. Арсеньевым, Е. С. Бобиным, И. А. Ефремовым (Бобин, 1933; Ефремов, 1935) и мною (Павловский и Цветков, 1935).

К этой же группе пород можно отнести граниты и гранодиориты чивыркуйского батолита, описанные и выделенные П. Эскола (Eskola, 1921). С чивыркуйским батолитом связаны крупные массы аплита, многочисленные жилы в мигматитах. Краевая зона батолита образована андрадит-сиенитами (святоноситами).

Массивы нижнепротерозойских гранитов и их производных связаны преимущественно с окраинами нижнепротерозойских синклиналий, ориентированных согласно структурному плану нижнего протерозоя с юго-востока на северо-запад.

Граниты нижнего протерозоя представлены преимущественно щелочно-земельными разностями. В их составе, гораздо более разнообразном, чем состав древнейших аляскистов, большую роль играет кислый плагиоклаз ряда олигоклаза. Более обильны и разнообразны темноцветные минералы — биотит, мусковит, роговая обманка. Внутри массивов часто встречаются обособления гранодиоритов, диоритов и других пород. Имеется богатый комплекс жильных пород — аплитов, нордмаркитов, пегматитов и лампрофиров. Контакты массивов преимущественно согласные; в эндоконтактной зоне обычны явления тонкой инъекции. Сами граниты нередко обладают гнейсовидной текстурой. Данная возрастная группа гранитов близка к «древне-становому» типу гранитов, выделенному Д. С. Коржинским (1939).

Следующая, еще более сложная группа магматических пород с достаточным основанием относится к более молодым — верхнепротерозойским образованиям. В Прибайкалье к этой группе, тесно связанной со складчатым верхнепротерозойским (байкальским) комплексом, но несомненно докембрийской, относятся породы габбродиоритовой формации. Массив этих пород изучался А. И. Цветковым и мною (Павловский и Цветков, 1938₁) и Л. Г. Котельниковым (1934₂). Докембрийский возраст массива легко определяется тем, что базальная свита нижнего кембрия — ушаковская свита граувакковых песчаников и конгломератов — сформирована главным образом за счет размыва пород данного массива (Павловский и Цветков, 1938₁). В то же время эти породы отсутствуют совершенно в гальке базальных конгломератов голоустенской свиты верхнего протерозоя, развитой в том же районе. Голоустенская свита залегает на размывтой поверхности складчатого комплекса архея и содержит гальку только местных архейских пород.

В составе массива наблюдаются породы диоритового семейства. Среди поля их развития часто встречаются породы основного и ультраосновного ряда — габбро, меланократовое габбро, пироксениты и перидотиты. Иногда основные породы слагают жиллоподобные тела неправильной формы, являясь в этих случаях более поздними образованиями, чем диориты.

Диориты довольно разнообразны как в структурном отношении, так и по минералогическому составу. Отмечены постепенные переходы к гранодиоритам.

С областью развития диоритов, а также вне ее с полем распространения разнообразных архейских пород в Западном Прибайкалье связаны многочисленные мелкие жильные гранитоиды. Гранитоиды несомненно моложе пород габбро-диоритовой формации: они секут как архейские породы, так и верхнепротерозойские диориты. Жильные гранитоиды представлены разнообразными гранитами, аплитами и пегматитами. Некоторые гранитоиды имеются в гальке конгломератов ушаковской свиты, что определяет их донижнекембрийский возраст. Вполне возможно однако, что часть жильных тел гранитоидов моложе и связана с каледонским комплексом. В Прибайкалье (бассейн р. Сармы) в составе байкальского комплекса участвует пластообразное тело кератофира. Кератофир рассланцован, принимает участие в складчатости байкальского комплекса.

На западной окраине Байкальской области широко развиты кварцевые порфиры, слагающие полосу северо-восточного простирания. В. А. Обручев относит эти порфиры к верхнему протерозою (Обручев, 1935—1937₁, 1939₂), что вполне вероятно, хотя имеющийся материал по данному вопросу весьма противоречив и недостаточен для окончательного суждения. Часть порфиров, в частности крупная полоса порфиров, располагающаяся на окраине горной страны в районе Елохина мыса (Павловский и Цветков, 1936), вероятно, значительно моложе. Возможно, что «нижняя этажная» интрузия габбро-диабазы, внедрившаяся, по В. В. Домбровскому (1940), в нижнюю часть разреза протерозойской кварцитово-конгломератовой толщи, также во времени относится к верхнему протерозою. К верхнему протерозою же следует относить главную массу гранитов крупного Мамского гранитного массива, протягивающегося от северной оконечности Байкала через верховья р. Мамы к р. Мамакану и далее к р. Витиму. Известен этот массив главным образом по работе А. К. Мейстера (1932), по данным которого граниты этого массива активно воздействовали как на нижне-, так и на верхнепротерозойские породы Северно-Муйского хребта, тогда как кембрийские терригенные отложения не метаморфизованы. Гранит Мамского массива почти везде одинаков по составу — биотитовый, иногда биотит-роговообманковый, двуслюдяной. Полевощпатовый компонент нередко включает микропертит. Структура гранитовая, реже гранулитовая. Весьма часты конституционные шпильки, богатые биотитом.

Граниты двух обособленных небольших массивов на левом берегу р. Витима сильно дифференцированы. Они переходят в граносиенит, сиенит, а также в адамеллит, монзонит, диорит и горнблендит. В граносиенитах полевой шпат представлен почти исключительно микропертитом.

В состав толщи верхнего протерозоя Делюн-Уранского хребта входят, по А. К. Мейстеру, рассланцованные покровы кварцевых порфиров, очевидно относительно более древних, чем граниты мамского батолита. Порфиры, участвующие в складчатости протерозойской толщи, может быть синхроничны кварцевым порфирам северо-западной окраины Байкальского нагорья.

Аналогичные породы в нижней части разреза верхнего протерозоя в изобилии встречены Н. И. Свитальским в районе оз. Баунт и среднего течения р. Ципы (Свитальский, 1915_{2,3}; Свитальский и Половинкина, 1931). Ю. И. Половинкина (Свитальский и Половинкина, 1931) помимо порфиров выделяет для данного района еще порфироиды и туфы, связанные с той же серией отложений верхнего протерозоя. Близкие по составу породы описаны П. Эскола (Eskola, 1930) в разрезе верхнего протерозоя р. Намамы.

С верхнепротерозойским комплексом в Баргузинском районе следует, по видимому, связывать граниты бассейна р. Светлой. Здесь, по данным П. Эскола (Eskola, 1930) граниты сложно дифференцированные, прорывают толщу пород верхнего протерозоя. Дифференциация массива выражена переходом гранита в гранодиорит, кварцевый диорит, диорит, роговообманковое габбро и горнблендит. Относительно более молодым является лакколит кварцевого кератофира р. Намамы (Eskola, 1930). К верхнепротерозойскому магматическому циклу относятся, по видимому, некоторые граниты среднего течения р. Ципы и р. Б. Амалата. По Н. И. Свитальскому и Ю. И. Половинкиной (1931) эти граниты прорывают осадочные породы верхнего протерозоя. На Б. Амалате Половинкина отмечает также присутствие и более древних гранитов, перекрытых протерозойскими отложениями. В гальке конгломератов протерозоя (по видимому — верхнего) древние граниты представлены вполне отчетливо.

Описанные В. К. Котульским многочисленные и сложные по составу гранитные интрузии, прорывающие нижне- и верхнепротерозойские отложения в верховье Витима, несомненно относятся к сравнительно молодым магматическим проявлениям. Часть их может быть связана с еще более молодым — каледонским этапом магматогенеза, так же как и несомненно посткембрийские граниты и связанные с ними жильные породы, секущие фаунистически охарактеризованный кембрий в районе р. Кыдымита (правобережье Витима).

Итак, магматические проявления верхнего протерозоя представлены: 1) наиболее древним эффузивным комплексом пород типа кварцевых порфиров, 2) интрузиями средних и основных пород (габбро-диоритовая формация) Западного Прибайкалья и 3) интрузиями различных размеров, в том числе и малых, производных кислой гранитной магмы.

Наименее ясен вопрос о роли и значении магматогенных пород каледонского цикла. К этой категории в Западном Прибайкалье, вероятно, относятся некоторые представители группы гранитоидов и связанных с ними производных кислой магмы (слюдоносные пегматиты). В связи с этими проявлениями гранитной магмы стоит, повидимому, факт локального контактового метаморфизма пород ушаковской и мотской свит нижнего кембрия на периферии каледонской складчатой зоны в Западном Прибайкалье (Павловский и Фролова, 1941). Несомненно, посткембрийскими являются граниты и жилы аплита, по данным геолога Колесова (Обручев, 1935—1937₁) прорывающие археоциатовые известняки кембрия в районе р. Кыдымита (правобережье верхнего течения р. Витима). К этой же категории, вероятно, относятся некоторые граниты Витимканского района, описанные В. К. Котульским (1932).

Наблюдения Колесова подтверждены в последнее время Гусевой. В области Северно-Муйского хребта по наблюдениям Михно фаунистически охарактеризованный комплекс кембрийских отложений прорван гранитными интрузиями, аналогичными „витимским“ гранитам Мейстера.

С каледонидами же, повидимому, следует связать гранитные интрузии Патомско-Витимской части горной области, где они слагают ряд массивов северо-восточного простирания. Некоторые граниты изучены весьма детально А. П. Герасимовым (1926), менее детально — В. К. Котульским и др. (1910). По наблюдениям В. К. Котульского граниты одного из этих массивов (1910) контактово метаморфизуют конгломераты нижнего кембрия на северной окраине горной области.

Обилие пегматитов, тесно связанных с массивами нормальных гранитов, представляет, по В. В. Домбровскому (1940), одну из характерных особенностей каледонского интрузивного цикла. Зона массовой инъекции пегматитов Домбровским прослежена от верховьев Б. Патома на юго-запад к Витиму и далее в том же направлении через рр. Маму, Чую и Чаю. С этой зоной связаны знаменитые месторождения слюды на р. Маме. Возможно, что слюдоносные пегматиты западного побережья Байкала являются крайними членами этой мощной зоны пегматитовой инъекции, прослеживаемой внутри почти всей складчатой зоны байкальских каледонид.

Характерно, что в Мамских месторождениях крупные «пластины» слюды, по свидетельству Д. П. Мишарова (1910), весьма чувствительные к деформациям, в совершенстве сохранили свое строение. Очевидно их образование происходило в спокойных условиях за пароксизмом процесса формирования наиболее молодых — каледонских — складчатых структур.

С каледонскими интрузиями Патомско-Витимского нагорья связана жильная серия, представленная, помимо пегматитов, лампрофирами и кварцем.

В среднем течении р. Лены, по рр. Б. Патому, Чаре рядом исследователей (Герасимов, 1905; Старостина, 1935) были описаны пластовые интрузии дайки габбро-диабазы. Породы эти петрографически еще не изучены. Возможно, что они принадлежат к формации траппов, широко развитых в пределах каледонской платформы Сибири. В этом случае особый интерес приобретает факт участия пластовых тел габбро-диабазы в складчатости нижнепалеозойских отложений, так как нижняя возрастная граница внедрений и излияний трапповой магмы на платформе, как известно, датируется эпохой формирования тунгусской свиты пермо-карбона. Предположительно габбро-диабазы Лены, Патома и Чары можно связывать с герцинскими движениями области, вошедшей полностью в это время в состав платформы. Более молодыми, вероятно, являются экстррузивные кварцевые порфиры и сиенит-порфиры, известные как на окраине горной области (Елохин мыс), так и внутри нее. К последней категории можно отнести порфиры Сопи-горы на Витиме, отнесенные А. К. Мейстером (1932) к кембрию, и кварцпорфиры района р. Кыдымита, залегающие, по Колесову, в виде покрова на безусловно кембрийских отложениях.

А. И. Цветковым и мною (Павловский и Цветков, 1936, 1938₁) порфиры этого типа сопоставляются с порфиром из гальки юрских конгломератов Лиственничного района на Байкале и с одноименными породами окрестностей г. Олекминска на р. Лене. Вполне возможно, что порфировые тела, не несущие следов механических воздействий, представляют сравнительно молодые образования. Предположительно я отношу их к мезозою (Павловский и Цветков, 1936).

К мезозою относятся также некоторые безоливиновые базальты, слагающие на р. Витиме у с. Романовского, по наблюдениям А. А. Арсеньева, (1938_{2,3}) дайку (?), перекрытую отложениями тургинской свиты. В гальке конгломерата тургинской свиты безоливиновые базальты присутствуют. Аналогичное явление отмечено Б. А. Ивановым для района р. Зазы (Иванов, 1938).

Наиболее молодыми — кайнозойскими магматическими породами являются базальты, известные в верхнем течении р. Витима и на Витимском плоскогорье; они давно изучались А. П. Герасимовым, А. К. Мейстером, П. И. Преображенским и др. В последнее время А. А. Арсеньевым были проведены новые наблюдения, давшие основу для расчленения базальтов на две группы — более древнюю дотургинскую и более молодую кайнозойскую. Кайнозойские базальты принимают участие в строении современных форм рельефа. Базальты весьма свежие, в большинстве относятся к группе оливиновых (1938₂).

А. А. Арсеньевым обнаружены также базальты на высших точках хребта Удокан на водоразделе рр. Калара и Куанды (1932₂). Здесь базальты слагают покров или несколько разновременных покровов. Свежесть удоканских базальтов и связанных с ними туфов, состав и форма залегания сближают их с кайнозойскими базальтами Витима.

Заканчивая краткий очерк истории вулканизма Байкальской области, мы должны отметить, что многие из известных здесь пород не нашли себе еще места в намечаемой нами схеме последовательности магматических проявлений. В данном очерке внимание было сосредоточено только на тех объектах, геологическая позиция которых представлялась более или менее ясной. Необходимо сказать, что Байкальская горная область по преимуществу сложена породами магматического происхождения. Здесь мощно и ярко представлены все главнейшие типы магматогенных пород в разнообразных и сложных сочетаниях. Между тем Байкальская

область в целом ни разу еще не была объектом систематического специально петрологического исследования.

Предлагаемая схема истории вулканизма (табл. 1) представляет лишь попытку разобраться в сложном комплексе магмопроявлений с историко-геологической точки зрения. В итоге этой работы мы пришли к установлению четырех возрастных групп интрузивных пород — архейской, нижнепротерозойской, верхнепротерозойской и каледонской. Повидимому, эти группы весьма близки к тем четырем категориям интрузивов, которые были намечены Д. С. Коржинским (1939) сравнительно уже давно. Совершенно очевидно, что углубленное петрологическое изучение горной области сулит необъятные перспективы длительной и плодотворной работы, без которой богатейшие недра области во многом останутся еще не разгаданными.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА

І. ВВЕДЕНИЕ

Тектоника Байкальской горной области — один из узловых вопросов геологии Сибири, до настоящего времени представляет объект весьма широкой и напряженной дискуссии. Первые достаточно цельные и отчетливые представления о геологической природе этого крупного участка земной коры связываются с именем знаменитого исследователя Сибири И. Д. Черского, работавшего на Байкале в 80-х годах прошлого столетия. С именем Черского связано представление о Байкальской горной стране, как о древнейшем материке Евразии, бывшем тем материковым ядром, вокруг которого как вокруг некоторого центра впоследствии нарастал огромный континент Азии. Идеи И. Д. Черского, развитые В. А. Обручевым и Э. Зюссом, и поныне играют роль одной из руководящих теорий как в среде советских, так и зарубежных геологов.

Несколько позже, в начале двадцатого столетия, появилась иная система взглядов на строение Байкальской области; родоначальником ее был французский геолог де-Лонэ. Взгляды де-Лонэ получили дальнейшее развитие в работах А. А. Борисяка, М. М. Тетяева и ряда других геологов. В противовес идее древнейшего материка Азии, де-Лонэ рассматривал Байкальскую горную область как сравнительно более позднее образование, как зону каледонской складчатости, возникшую на месте древнепалеозойской геосинклинали.

Остановимся вкратце¹ на истории развития тектонических представлений, касающихся Байкальской горной области, имеющих большой принципиальный интерес и приведших к крупным противоречиям, разделившим геологов на два непримиримых лагеря.

Идея о том, что Байкальская горная область представляет собой древнейший континент Азии, впервые сформулирована в известной работе П. Н. Кропоткина «Общий очерк орографии Восточной Сибири» (Кропоткин, 1875). Байкальское нагорье, по Кропоткину, входит в состав высокого плоскогорья и окраинных хребтов его. Уже с девона эта область не заливалась морем; она явилась древней сушей, остовом будущего огромного материка Азии. Кропоткин дал хорошо обоснованную для того времени (1875 г.) фактическим материалом схему орографии востока Сибири, пришедшую на смену умозрительным схемам его предшественников — Гумбольдта и др. В свои орографические представления Кропоткин старался вложить определенный геологический смысл, видя в современных формах рельефа остатки древних структур, сохранившихся в рельефе

¹ Я не ставлю себе задачи исчерпывающего изложения истории развития взглядов на строение Байкальской области, так как недавно этот вопрос был освещен в ряде работ В. А. Обручева, Н. С. Шатского и А. Д. Архангельского.

СХЕМА
МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЯВЛЕНИЙ БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ

Кайновой	Базальты покровов
Мезовой	Дайки базальтов Экструзии, дайки кварц-порфиров
Пермокарбон?	Пластовые интрузии и дайки габбро-диабазов
Нижний палеозой (каледонский комплекс)	Инъекция слюдоносных пегматитов Граниты Габбро-диабазы? (интрузивные) Гипабиссальные интрузии кератофи- ров?
Верхний протерозой	Граниты Диориты и габбро Покровы кварцевых порфиров, кера- тофилов
Нижний протерозой	Покровы диабазов, диабаз-порфиров Щелочноземельные граниты Дайки габбро-диабазы
Архей	Аляскитовые граниты Древние эффузивы? (амфиболиты)

по настоящее время. Эти представления Кропоткина полностью соответствуют духу той эпохи, в которую он создавал свой знаменитый «очерк». Как мы увидим далее, это отождествление чисто географических понятий с понятиями историко-геологическими сохранилось в несколько измененном виде и в настоящее время у некоторых представителей геологической науки. И. Д. Черский в этом отношении является прямым преемником представлений П. Н. Кропоткина.

В посвященной геологии Внутренней Азии сводной работе, имевшей крупное значение в истории геологического изучения Сибири (Черский, 1886), Черский принял целый ряд положений Кропоткина. Так, Черским было подтверждено существование двух плоскогорий и альпийской горной страны, окаймляющей с северо-запада высокое плоскогорье. Черский присоединился к идее Кропоткина о том, что высокое плоскогорье является древнейшим материком Азии. Черский пытался глубже проникнуть в историю развития основных структурных (=орографических) элементов Восточной Сибири, чем это делал Кропоткин. Эта попытка Черского покоилась на огромном материале его многолетних наблюдений. С точки зрения Черского плоскогорья являются остатками древнейшей поверхности земной коры, смятой в складки еще до начала палеозойской эры. Высокие плоскогорья отделены от соседних опустившихся участков земной коры трещинами разрывов. Альпийская горная страна, окаймляющая высокое плоскогорье с северо-запада, обязана своим происхождением образованию складок в палеозойских отложениях, складок, прижатых боковым давлением к склону плоскогорья как к неподвижному препятствию. Направление этих складок палеозойских пород определяется контурами древнейшей суши — плоскогорья.

Впадина оз. Байкал не является провалом, как это думали ранее, а представляет крупную синклинали, образованную путем сжатия «лаврентьевских» пород и представлявшую в силуре обширный морской залив, сообщавшийся с главным бассейном рядом проливов (Голоустенский, Елохинский перерывы).

Эдуард Зюсс (Suess, 1901) полностью воспринял идею И. Д. Черского о древнейшей материковой глыбе Северной Азии, поддерживаемую также В. А. Обручевым. В главе III первой части третьего тома «Лика Земли» Зюсс исходит из положения, что Байкальско-Саянское нагорье (высокое плоскогорье Черского) является древнейшей частью материка Азии, «древним темнем Азии». «Древнее темя» было собрано в складки в докембрии и на все позднейшие движения реагировало только разломами. С начала палеозоя область «древнего темени» не покрывалась более морем. Складчатость палеозойских осадочных пород, отлагавшихся в бассейне, омывавшем «древнее темя», имеет характер приспособленной, рамочной складчатости, простираение форм которой всецело обусловлено контурами древней суши.

Для древних складчатых форм, слагающих жесткую глыбу «древнего темени», характерны резкие дугообразные изгибы. Один из таких крупных изгибов наблюдается в южной части «темени» при переходе от северо-западных «саянских» простираций в северо-восточные «байкальские». С этой области резкого изгиба простираций связано существование древнего провала в «темени» — Иркутского амфитеатра. Другой дугообразный изгиб наблюдается в северной, Патомской части нагорья, где северо-восточные байкальские простираения плавно переходят сначала в северо-западные, а потом в широтные. К древнему темени в последующие эпохи горообразования примыкали одна за другой новые континентальные площади, образовавшие материк Азии.

Под влиянием работ В. А. Обручева, Зюсс отверг гипотезу Черского о синклинальном характере впадины Байкала и вернулся к представ-

лению о провале типа грабена. Грабен Байкала сложный, состоящий из двух грабенов, разделенных промежуточным горстом, частью погружившимся под уровень вод озера. Южный грабен образовался после отложения юрских осадков, но до начала формирования третичных угленосных отложений.

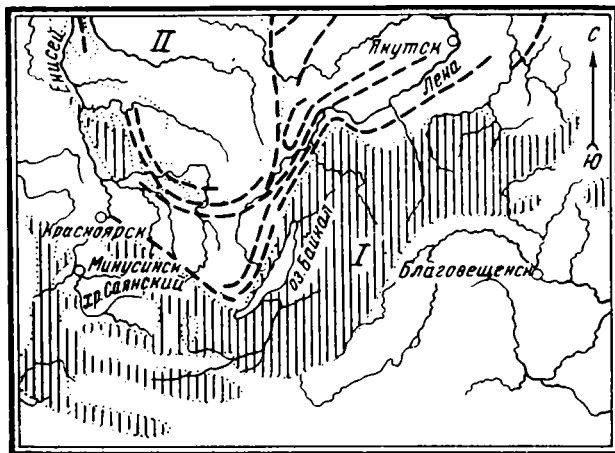
В современной концепции теория «древнего темени» отображена в ряде капитальных работ В. А. Обручева. Наиболее полно его взгляды изложены в «Geologie von Siberien» и в геологическом обзоре Сибири (Обручев, 1927; Obrutschew, 1926). «Древнее темя несомненно является материковой глыбой, или глыбой 1-го порядка, созданной уже в архейское время первыми орогеническими движениями и сопровождавшими их мощными интрузиями. Сильно сплюснутые, пронизанные изверженными массивами и перекристаллизованные, древнейшие осадки образовали неподатливую для позднейшей складчатости глыбу... Первоначально она... составляла одно целое с Енисейским горстом, Таймырским полуостровом и Анабарским массивом. Каким путем отделились эти обрывки от древнего темени... — мы еще не знаем; мне кажутся более вероятными разломы, связанные с сильным орогенезисом архейской эры. Так или иначе, но это опустившееся пространство было занято эозойским морем, заливавшим окраины древнего темени и эти обрывки и отложившим мощную толщу осадков; большая часть площади этого моря представляла, вероятно, шельф, но вдоль северной окраины темени, может быть, тянулась... геосинклиналь; другая подобная зона окаймляла Байкальскую часть темени с юга. Орогенические движения конца эозоя создали в этих геосинклиналях складчатые системы горных хребтов Эосаяна, Эобайкальского и Эокентея, прижатые к окраинам темени и увеличившие его размеры. Само темя реагировало на эти движения только разломами и передвижением отдельных частей вверх, а затем, после ослабления тангенциального давления, некоторые части опустились вниз и образовали первые впадины — грабены Урянхайский, Минусинский и Косогольский, расположенные в местах перегиба складчатых дуг как поперечные провалы, Байкальские и Забайкальские, как продольные и диагональные провалы в широкой восточной части. В орогенических движениях всех следующих геологических периодов, начиная с кембрия, древнее темя участвовало также только как сложное целое, поднимаясь на различную высоту разными своими частями, отделенными друг от друга разломами. Последние поднятия, опускания и эффузии произошли даже в постплиоцене и создали современные глубины Байкала и Косогола, базальтовые вулканы и потоки на дне долин и обусловили омоложение рельефа. Глыба сравнительно немного увеличилась после эозоя присоединением к ней складок, созданных позднейшим орогенезом, именно кембрийских по западной окраине Байкальской части... В пределах глыбы мы находим только континентальные отложения позднейших времен... Морские осадки известны только по окраинам, временно подвергавшимся затоплению, именно: кембрий — на Алдане...» (фиг. 17).

Убеденный сторонник теории древнего темени, В. А. Обручев развил концепцию Зюсса и Черского, расширил понятие древнего темени. Новым и важным элементом в работах В. А. Обручева по сравнению с более старыми представлениями Зюсса и Черского является выделение серии эозойских отложений и выяснение роли и значения их в строении древнего темени. Развитие основных структурных элементов рассматривается В. А. Обручевым в историческом аспекте, что также является значительным прогрессом по сравнению со схемами Черского и Зюсса.

В более поздней работе, посвященной геологии Прибайкалья и Ленского района, В. А. Обручев (1932, 3) детализирует историю развития области, расчленяя протерозой на два комплекса, отделенные друг от друга переры-

вом и несогласием залегания. В связи с этим в протерозое устанавливаются две фазы орогенеза, выделяются два соответственных интрузивных цикла. На грани между протерозоем и кембрием по окраине «древнего темени» возникли крупные разломы, ограничивающие горную область с запада. В связи с этими разломами имели место обширные излияния порфиров трещинного типа.

С эпохи отложения осадков нижнего кембрия древнее темя превратилось в сушу. Возможно, что позже, во время максимального развития трансгрессии кембрийского бассейна, в среднем кембрии море затопляло окраины древнего темени. К началу верхнего кембрия континентальный режим устанавливается на всей территории древнего темени.



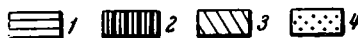
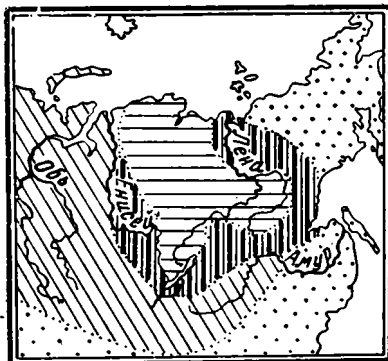
Фиг. 17. «Древнее темя Азии» по В. А. Обручеву.

I — древнее темя Азии; II — Енисейско-Ленская платформа.

Горообразовательные движения происходили в течение кембрия и силура дважды. Впервые — на границе между верхним и средним кембрием. Собственно каледонская фаза имела место в конце верхнего силура или на границе силура и девона. Весьма существенным обстоятельством, по мнению В. А. Обручева, является отсутствие каледонских интрузий, говорящее о слабости каледонского складкообразования, о том, что складки кембро-силура развились не в геосинклинали, а на окраине жесткого массива. Дальнейшая история области характеризуется дифференциальными движениями глыбы древнего темени, расколотой на ряд более мелких глыбовых участков. Эти движения состоят в прямой связи с орогенезисом в соседних геосинклиналях. Таким именно путем в частности возник сложный грабен Байкала и ряд забайкальских в конце мезозоя или в начале кайнозоя. С этими же вертикальными дифференцированными движениями, имевшими место в четвертичном периоде, связаны появление и исчезновение ледников в нагорье, глубокое и сложное расчленение его речной сетью. Вертикальными же движениями обусловлена, главным образом, эффузивная деятельность магмы, проявлявшаяся неоднократно в течение мезо- и кайнозоя.

Обратимся теперь к представителям другого лагеря, отрицающим существование древнего темени и рассматривающим Байкальскую горную область как зону каледонской складчатости. Как мы уже говорили, родоначальником этого течения геологической мысли явился Л. де Лона (фиг. 18).

Концепция де Лона, высказанная им в 1911 г. (De Launay, 1911), представляет полную противоположность взглядам сторонников теории древнего темени. Де Лона рассматривает Азиатский континент как результат слияния двух первичных платформ — Ангарской (Сибирской) и Гондваны. Ангарская платформа сложена архейскими породами, смятыми в складки и перекрытыми спокойно лежащими отложениями кембрия, силура и пресноводного карбона. Платформа с течением времени обрастала по периферии складчатыми сооружениями каледонскими, а потом — герцинскими. Полное слияние Ангарской платформы и Гондваны произошло в третичном периоде в результате складчатости геосинклинальной области Тетис, разделявшей до того обе платформы. Кембрий и силур в пределах каледонской складчатой зоны сильно смяты и метаморфизованы. Позже в этой зоне развились впадины, как, например, Байкал, возникший в плиоцене. По схеме де Лона древнее темя входит в состав частью каледонской, частью герцинской зоны складчатости.



Фиг. 18. Схема Л. де Лона.

1 — сибирская глыба; 2 — каледонская складчатая зона; 3 — герцинская складчатая зона; 4 — альпийская складчатая зона.

Идеи де Лона позже были развиты и обоснованы работами М. М. Тетяева. Наиболее полно взгляды М. М. Тетяева изложены в его работе 1923 г. «О некоторых основных вопросах геологии Сибири».

М. М. Тетяев критически разбирает концепцию Зюсса о древнем темени Евразии и приходит к выводу о ее полной несостоятельности. По мнению Тетяева Восточно-Сибирский кристаллический массив состоит из двух частей — Прибайкальской и Восточно-Саянской, сочетающихся в дугу, которая огибает кембро-силурийскую платформу в области Иркутского амфитеатра. Прибайкалье представляется в виде огромной зоны каледонской складчатости простирания ЮЗ — СВ, длиной около 1000 км и шириной в 500 км. В средней части этой зоны выступает размытое антиклинальное ядро, сложенное кристаллическими породами. Местами в синклинальных депрессиях наблюдаются обрывки кембро-силура, уцелевшие от эрозии. Складчатость кембро-силура, весьма интенсивная в области кристаллического массива и на его ближайшей периферии, затухает по мере приближения к Сибирской платформе, расположенной к СЗ от зоны складчатости. Граница между кембро-силуром и докембрием вовсе не является древней береговой линией кембро-силурийского бассейна. Это положение доказывается тем, что по мере приближения к кристаллическому массиву мелководные отложения кембро-силура переходят в более глубоководные. В том же направлении возрастает мощность кембро-силура. Каледонская складчатая зона возникла на месте кембро-силурийской геосинклинали, расположенной в области современного кристаллического массива (фиг. 19).

Другая часть древнего темени — Восточный Саян является также складчатой зоной, но еще более молодой, послепермской, может быть альпийской. Для этой зоны, эродированной чрезвычайно сильно, характерно наведение складчатого комплекса на его платформу — каледонскую складчатую зону в прошлом.

Тектонический анализ, по мнению Тетяева, приводит к выводу о том, что никакого древнего темени не существует. Кристаллический массив

Восточной Сибири возник в результате эрозии двух складчатых зон различного возраста, обрамляющих платформу с юго-запада и юго-востока.

Идея де Лонэ о характере и взаимоотношениях главнейших тектонических единиц Азии была поддержана также А. А. Борисяком, давшим (1923) ясное определение структурных элементов Северной Азии и наметившего основные этапы их развития. Борисяк выделяет Сибирскую платформу, протягивающуюся от р. Енисея до р. Лены и до бассейна р. Алдана. Платформа сложена древним палеозоем, залегающим совершенно спокойно и перекрытым местами более молодыми отложениями, частью угленосными. С юга к платформе примыкают складчатые зоны «последовательно, древняя, или каледонская («древнее темя Азии» Зюсса), и новая, или герцинская (алтаиды, грауваквовая зона Зюсса); ныне области их



Фиг. 19. Строение Байкальских каледонид по М. М. Тетяеву (1938).

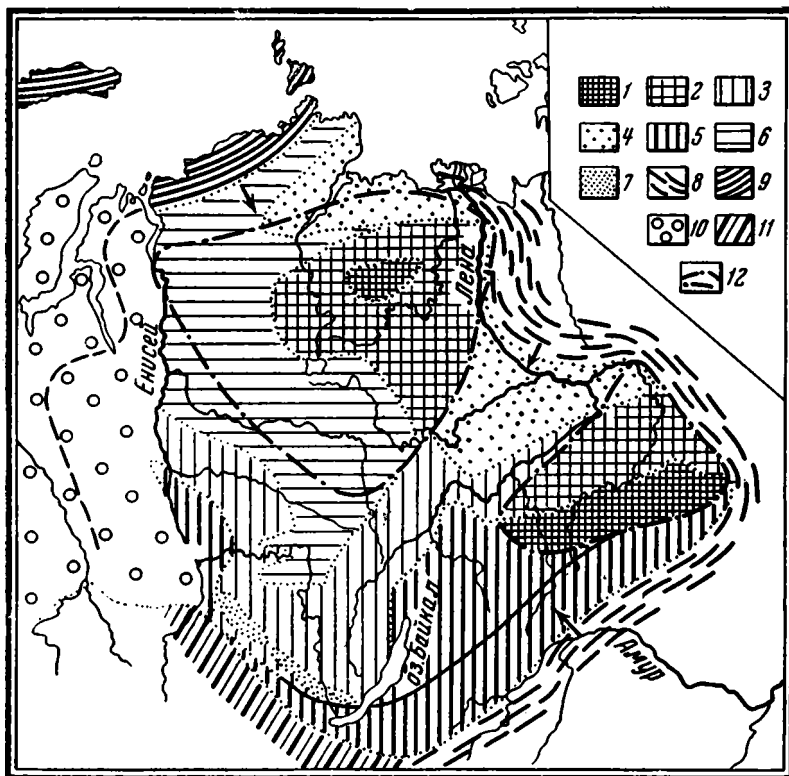
I — каледонская складчатая структура с линиями главных антиклинорий; *II* — субгеосинклинальные части каледонской платформы; *III* — субгеоантиклинальные части каледонской платформы.

пенепленизированы и представляют высокие нагорья и гольцовые области, вновь обращенные в высокогорную страну эрозионными процессами, следовавшими позднейшим дизъюнктивным перемещениям (грабены и горсты)».

Развитие идей де Лонэ не ограничилось работами М. М. Тетяева и А. А. Борисяка. Тех же взглядов придерживается ряд геологов советских и зарубежных (Я. С. Эдельштейн, Д. В. Наливкин и др.).

В последнее время (1932 г.) к этой же в сущности группе примкнул Н. С. Шатский, давший анализ (1932₂) структуры Сибирской платформы на основе методологии, выработанной А. Д. Архангельским для Русской платформы. Шатский расчленяет Сибирскую платформу на ряд геотектонических районов (фиг. 20). Некоторые из них представляют по его мнению устойчивые древние участки земной коры; другие — более подвижные, более молодые, смятые более поздними дислокациями. К первой группе относятся: Северно-сибирская (Анабарская) и Алданская глыбы. Ко второй категории принадлежат Ленско-Вилуйская впадина и Ленско-Енисейское палеозойское поле. Древнее темя Азии в понимании В. А. Обручева по своему происхождению представляется неоднородным образованием, включающим весьма различные и по возрасту и по генезису геотектонические районы.

В Прибайкалье и Ленском районе развита гораздо более полная серия докембрийских образований, чем в области Алданской глыбы. В основании кембрия залегает мощная толща нормальных кластических осадков, отсутствующая на р. Алдане. Кембрийские отложения по окраине Байкальского массива и в теле его претерпели весьма интенсивные дислокации, тогда как на р. Алдане кембрий залегает совершенно спокойно. Все эти признаки говорят о том, что история Байкальской складчатой зоны отличается от истории Алданской глыбы и по возрасту первая яв-



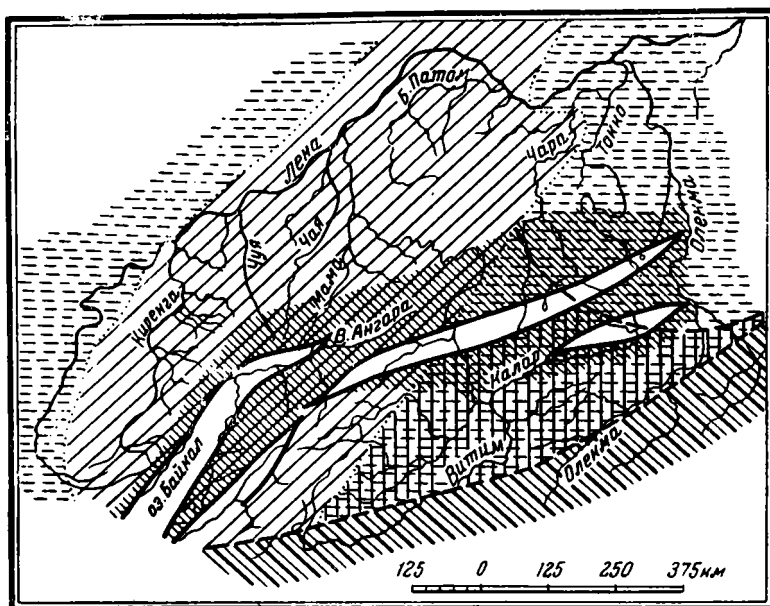
Фиг. 20. Тектоническая схема Сибирской платформы и окружающих складчатых сооружений по Н. С. Шатскому.

1—гнейсовые массивы глыб Северно-Сибирской и Алданской; 2—древнепалеозойские поля этих глыб; 3—Ленско-Енисейское кембро-силурийское поле; 4—Ленско-Вилуйская и Хатангская впадины; 5—байкальская складчатая зона; 6—Тунгусская впадина; 7—Иркутский и Канско-Енисейский мезозойские бассейны; 8—альпийская окраинная складчатость; 9—варисийская складчатая зона; 10—Западно-Сибирская низменность; 11—каледонская зона В. Саяны; 12—примерные границы Северно-Сибирской и Алданской глыб.

ляется более молодым образованием, чем последняя. Включая Байкальское нагорье в состав Сибирской платформы, Н. С. Шатский рассматривает его как специфическую «Байкальскую складчатую область», в которой складкообразовательные процессы закончились к концу нижнего кембрия. С его точки зрения Прибайкалье в широком смысле слова несопоставимо с областями классических каледонид Западной Европы.

В последнее время мною было высказано (фиг. 21) мнение, поддержанное А. Д. Архангельским (1937, 1939), что Байкальская область является сложным складчатым сооружением. Детальное изучение стратиграфии и тектоники кембрия и докембрия этой области позволило расчленить

докембрий на три комплекса — архейский, нижнепротерозойский и верхнепротерозойский, и точно наметить границу между кембрием и докембрием. Изучение структур различных комплексов докембрия и нижнего палеозоя дало возможность выделить два плана построения складчатых каледонских и протерозойских структур, перекрывающихся друг другом и наложенных на древние складчатые формы архея. Новые данные



Фиг. 21. Схема тектоники Байкальской области по Е. В. Павловскому (1936).

1— платформа каледонской складчатой зоны; 2— часть нижнепротерозойской складчатой зоны, вошедшая в состав каледонской платформы; 3— каледонская складчатая зона; 4— «Монголо-Охотский пояс» А. Е. Ферсмана; 5— область мезо-кайнозойского сводового поднятия, рассеченного продольными впадинами; 6— впадины байкальской системы.

позволили наметить более точно, чем это делалось ранее, контуры каледонской складчатой зоны.

Кроме того, на основе новейшего материала была дана характеристика молодых движений земной коры, отличающаяся от взглядов большинства предыдущих исследователей, в частности в вопросе о происхождении впадин Байкальского типа (Павловский, 1937₁).

II. МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКАЯ И СОВРЕМЕННАЯ СТРУКТУРА

Переходя к тектонике Байкальской горной области, остановимся вначале на наиболее поздних движениях земной коры, наложивших весьма серьезный отпечаток на весь современный облик горной области и обусловивших значительную глубину эрозионного среза в ее пределах.

Интересующая нас область представляет довольно сложное сочетание различных геоморфологических районов. С запада и севера к Байкальской горной области примыкает Приленская плоская возвышенность. Внутри горной области отчетливо выделяется высокогорный пояс, протягиваю-

щийся от Восточного Саяна вдоль Байкала на ВСВ к порогам р. Олекмы. Высокогорную зону, развивая в этом вопросе идеи В. А. Обручева (Обручев, 1933), рационально именовать истинным Становым хребтом. С этой зоной связано развитие целой системы продольных впадин, включающей впадину Байкала. Остановим свое внимание на этом явлении, изучение которого может дать много для познания молодых движений земной коры в Восточной Сибири.

Первые исследователи Байкала и его окрестностей — русские и иностранные путешественники единодушно рассматривали впадину этого озера как результат крупной катастрофы на данном участке земной коры, катастрофы, приведшей к быстрому опусканию, провалу узкой и длинной полосы. Эта точка зрения в 80-х годах прошлого столетия сменилась другой, предложенной И. Д. Черским, который считал, что впадина Байкала не провал, а результат древнего (досилурийского) медленного и плавного прогибания земной коры в виде синклинальной складки. Однако точка зрения Черского довольно скоро была оставлена и по предложению В. А. Обручева заменена представлением о провале, но на новой и более совершенной, более современной основе. В 1897 г. В. А. Обручев, изучавший западное побережье Байкала и Западное Забайкалье — Селенгинскую Даурию, пришел к выводу о том, что впадина Байкала, вместе с целой системой забайкальских депрессий представляет сложную цепь грабенов, образовавшихся, при расколах жесткой глыбы байкальского кристаллического массива. Весьма существенно то, что Обручев рассматривал впадину Байкала не как совершенно изолированное и единственное в своем роде явление, а как одно из звеньев целой системы участков опусканий — грабенов, распространенных на весьма значительной территории. Отмечая наличие третичных отложений во впадине, Обручев высказался за сравнительно древний третичный возраст впадины. Эдуард Зюсс (Suess, 1901), принявший полностью точку зрения В. А. Обручева, развил в своей сводке по геологии земного шара («Лик Земли») представление о Байкальской впадине как о сложном грабене, состоящем из двух впадин, разделенных узким подводным выступом — горстом.

М. М. Тетяев в одной из своих первых капитальных работ по Прибайкалью (1913—1914 гг.) также рассматривал впадину Байкала как узкую полосу оседания земной коры и сравнивал ее с хорошо известным грабеном Рейна. Впадина, по мнению Тетяева, образовалась весьма недавно, чуть ли не на глазах первобытного человека в результате «провала на высшей части, поднявшейся плоским бугром, почти равнины».

Недавно Н. С. Шатский (1932₁) высказал предположение о близости структуры Байкальской впадины со впадиной Мертвого моря. Это предположение с моей точки зрения ближе всего соответствует истинному положению вещей.

Оценивая ход развития теоретических представлений о происхождении впадины Байкала и о механизме ее формирования, мы видим значительную пестроту взглядов как относительно способа формирования впадины, так и времени ее возникновения.

Черский считал, что впадина начала формироваться еще в докембрии, В. Обручев и большинство позднейших исследователей рассматривают эту впадину как значительно более молодую структуру, связывая ее появление с движениями земной коры в третичном периоде. Наконец, М. М. Тетяев допускает весьма молодой с геологической точки зрения возраст Байкальской впадины, относя начало ее развития к антропогену.

Не менее существенны разногочия и в вопросе о типе движений земной коры, создавших интересующую нас впадину. Большинство, как мы видели, склоняется к тому, что впадина Байкала представляет грабен, т. е. участок земной коры, опустившийся благодаря крайним разрывам

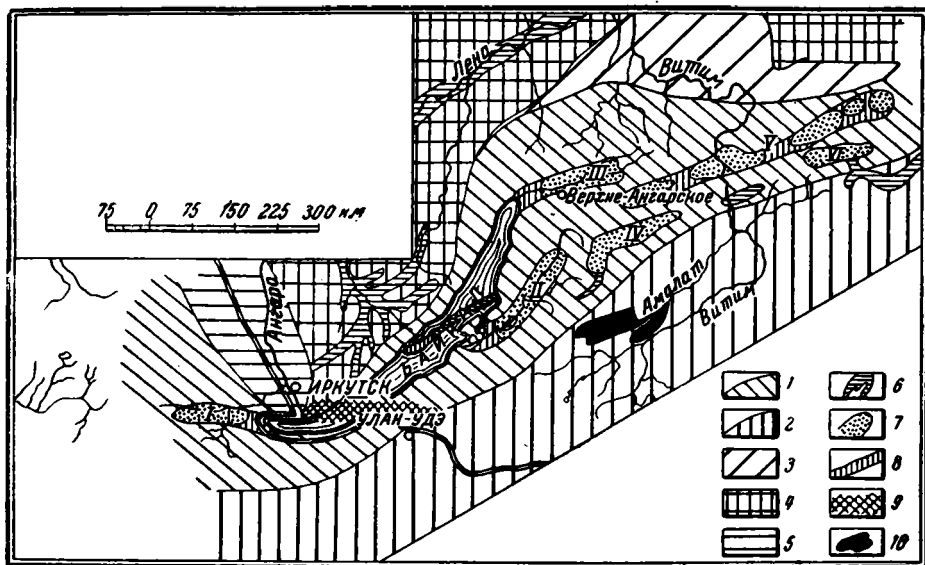
сбросового типа. Окраинные сбросы, ограничивающие впадину, одними (В. А. Обручев, Э. Зюсс) трактуются как крупные, но сравнительно простые разрывы. Другие (М. М. Тетяев) стоят на представлении о сложном строении окраинных разломов, указывая на ступенчатый характер сбросов, окаймляющих впадину и обусловивших ее возникновение.

Совершенно иначе представляют себе механизм формирования впадины геологи, сравнивающие структуру Байкальской впадины со структурой впадины Мертвого моря. Последняя по мнению Б. Виллиса (1934), ограничена разрывами не сбросового типа, а надвигами. Представления Виллиса о подобной структуре, названной им «рамп», весьма отличны по существу от взглядов сторонников теории грабена — рифта. Основное отличие заключается в том, что теория рифта предполагает растрескивание земной коры и опускание отдельных ее участков — грабенов под влиянием растягивающих усилий. В основу здесь кладется момент расширения земной коры. Теория Виллиса исходит из обстановки сжатия земной коры, порождающей условия возникновения своеобразных рамповых структур, относящихся к категории структур складчатого типа. Та или иная исходная позиция естественно предопределяет ряд важных следствий. К ним мы вернемся впоследствии. Здесь же ограничимся пока фиксацией большой пестроты взглядов на природу Байкальской впадины, на время и способ ее образования.

В. А. Обручев был глубоко прав, когда в свое время рассматривал Байкальскую впадину не как единичное явление, а как одно из звеньев системы впадин, развитых в пределах Селенгинской Даурии. В настоящее время дело изучения Байкальской горной области сильно продвинулось вперед; многое стало требовать пересмотра и переоценки в свете нового материала. Наиболее интересным и новым обстоятельством является тот факт, что структурные аналоги Байкальской впадины имеются не только в Селенгинской Даурии, но и в пределах гораздо более обширной территории к западу, востоку и северо-востоку от Байкала (фиг. 22). На юго-запад от Байкальской впадины, составляя непосредственное ее продолжение, располагаются в четочном порядке впадины более мелкого масштаба — Тункинская, Торская и др. На севере происходит как бы раздвоение впадины Байкала на две ветви — Баргузинскую и Северо-Байкальскую, протягивающиеся далеко вверх по течению рр. Баргузина и Верхней Ангары. К северо-востоку от Баргузинской впадины расположена довольно значительная по размерам впадина, занятая верхним течением р. Циби и оз. Баунт. Между Ципинской и Верхне-Ангарской впадинами, отделяясь от них горными перемычками, располагается сравнительно небольшая впадина, занятая верхним течением р. Муи, левого притока р. Витима. Эта впадина является крайним западным членом целой системы депрессий, объединяемых под общим названием Муйско-Чарской впадины, наиболее крупной после Байкала. В состав обширной Муйско-Чарской впадины входят, помимо упомянутой впадины в верховьях р. Муи, еще впадина низовья р. Муи и р. Конды, обширная Верхне-Чарская впадина и Токкинская (в верховьях р. Токко, крупного правого притока р. Чары). Все эти впадины, разъединенные лишь междугорными перемычками, располагаются в четочном порядке и в совокупности составляют крупную Муйско-Чарскую впадину. К югу от Верхне-Чарской впадины расположена довольно крупная отрицательная форма рельефа — Верхне-Каларская впадина.

Абсолютные отметки дна впадин весьма разнообразны. Минимальная абсолютная отметка для Байкальской впадины выражается в 1250 м (в округленных цифрах) ниже уровня моря. Эта впадина занимает наименьший уровень во всей системе. Дно всех прочих впадин лежит на значительно более высоких уровнях. Так, например, дно Чарской впадины

имеет отметку около + 700 м, Каларская впадина + 1200 м. Таким образом, разница в абсолютных отметках дна различных впадин весьма значительна. Совершенно ясно выражена определенная закономерность в повышении абсолютного уровня дна впадин в пределах рассматриваемой системы депрессий по мере удаления от Байкала. Крайние члены системы впадин, например Каларская, Чарская впадины, характеризуются максимальными абсолютными отметками. Внутри системы впадин Байкальская прогнута максимально. К краям системы амплитуда погружения дна впадин заметно убывает.



Фиг. 22. Схема Восточно-Сибирского рампа.

1— сводовое поднятие Станового хребта; 2— зона развития мелких рамповых структур; 3— окраинная зона Платоного нагорья — область интенсивных колебательных движений в кайнозой; 4— При-левская плоская возвышенность — область медленного общего поднятия; 5— Иркутский угленосный бассейн — впадина предгорного типа; 6— древние долины; 7— впадины Байкальской системы: I— система южных впадин (Тунгинская и др.), II— Баргузинская, III— Верхне-Ангарская, IV— Шитинская, V— Муйско-Чарская, VI— Каларская; 8— междугорные переимычки, на Байкале частью подводные; 9— зона мезозойского «поперечного синклинала»; 10— главное поле развития покровных базальтов

Итак, в Восточной Сибири помимо впадины Байкала существует еще целый ряд аналогичных форм рельефа, сочетающихся в целую систему, вытянутую с юго-запада на северо-восток и изогнутую в виде пологой буквы S. Это обстоятельство, интересное в ряде отношений, важно еще потому, что мы имеем возможность наблюдать и изучать сухие впадины, видеть дно их, покрытое в Байкальской впадине водой.

Обратимся теперь к горному обрамлению впадин. Повсеместно наблюдается одно и то же явление, имеющее характер определенной закономерности. Именно — абсолютная высота горных возвышенностей достигает максимума у края впадин. В сторону от впадин абсолютные высоты постепенно снижаются. Вдоль краев описываемой системы впадин тянутся в виде двух параллельных хребтов альпийские горные цепи, достигающие абсолютной высоты 1800—2000 м, а местами даже 2500—2800 м.

На крайнем юго-западе впадины стеснены высотами Тункинских Альп и Хамар-Дабана. Западный берег Байкала окаймлен Приморским хребтом, плавно повышающимся с юга на север. Вдоль восточного берега озера от устья р. Селенги до устья р. Баргузина тянется Морской хребет; он раздваивается далее к северу и как бы обтекает Баргузинскую впадину

с двух сторон. На западе между Баргузином и Байкалом продолжением Морского хребта служит высокий альпинотипный хребет, известный под названием Баргузинского или Чивыркуйского. С востока Баргузинская впадина окаймлена Икатским хребтом. Крайняя северная оконечность Байкальской впадины — депрессия р. Верхней Ангары — окружена высокими горами Верхне-Ангарского, Делюн-Уранского и Северно-Муйского хребтов. Вдоль огромной Муйско-Чарской впадины тянутся мощные альпийские цепи Северно- и Южно-Муйского хребтов, соответственно переходящих далее на восток в горный массив Кодар и хр. Удокан. Этот последний отделяет Верхне-Чарскую впадину от Верхне-Каларской, в свою очередь обрамленной с юга Каларским хребтом с его высокими пиками — Снежным, Скалистым и др., для которых характерны максимальные абсолютные отметки (до 2800 м). В районе р. Олекмы все эти горные цепи сливаются в единый массив, прорываемый рекой. Дальнейшее распространение этого массива к востоку по правобережью р. Олекмы неизвестно.

Таким образом, мы видим, что система впадин, которую мы будем называть Байкальской системой, всюду сопровождается высокогорными массивами альпийского типа, вытянутыми вдоль впадин и вплотную примыкающими к ним со всех сторон. Эта высокогорная рама, окружающая впадины, к северу и югу от Байкальской системы испытывает плавное понижение. На севере Северно-Муйский хребет и Кодар плавно переходят в сравнительно невысокое нагорье, занятое бассейнами нижнего течения рр. Витима, Б. Патомы, Жуи.

На западе Приморский хребет быстро, но так же плавно сливается со столовыми возвышенностями Иркутского амфитеатра. На юге Икатский хребет граничит с невысоким и абсолютно и относительно Витимским плоскогорьем, сменяющимся далее к востоку горной областью верховьев р. Олекмы, в орографическом отношении близкой к Патомскому нагорью.

Высокогорная зона, тесно связанная с системой впадин, в общем повторяет контуры последней. В плане зона высокогорья имеет вид полосы, изогнутой в виде пологого S и вытянутой в общем с юго-запада на северо-восток. Ширина этой зоны выражается в 150—200 км. Длина ее, равная длине Байкальской системы впадин, может быть оценена примерно в 2000 км. Развивая новые представления акад. В. А. Обручева (Обручев, 1933) об орографии Восточной Сибири, мы с полным основанием можем предложить именовать очерченную нами зону высокогорья, распространенную на громадном протяжении на юге Восточной Сибири, истинным Становым хребтом. Старое географическое понятие Станового хребта применялось к группе возвышенностей, трудно объединяемых в единое орографическое целое, как это убедительно показал в своей работе акад. В. А. Обручев.

Тот сложный орографический комплекс, к которому мы прилагаем термин Станового хребта, в поперечном разрезе имеет вид пологого свода. В центральной части этот свод расколот вдоль оси, в связи с чем наивысшая часть свода почти на всем протяжении опущена и выражена в рельефе в виде Байкальской системы впадин. Система расколов местами довольно сложна, о чем свидетельствует наличие ветвящихся и параллельных друг другу впадин. Таковы взаимоотношения Байкальской и Баргузинской впадин, таковы сочетания Ципинской, Верхне-Муйской и Верхне-Ангарской впадин и др. Горные склоны круто, местами отвесно, обрываются во впадины, что наиболее эффектно выражено в Верхне-Чарской впадине, ограниченной с севера скалами и утесами Кодарского массива свыше километра относительной высоты.

Рельеф поверхности впадин резко контрастирует с горным, альпийским рельефом прилегающих ко впадинам участков Станового хребта.

Внутри впадин господствуют мягкие, пологие формы рельефа, обусловленные преимущественно рыхлыми отложениями разнообразного типа и генезиса. Большую роль в северной половине Байкальской системы в составе отложений играют различные ледниковые отложения — морены, флювиогляциальные пески. Немаловажна также роль аллювиальных отложений как речных, так и озерных. Местами песчаные отложения различного генезиса развеваются, и возникают формы пустынного ландшафта с движущимися барханами. Ледниковые отложения слагают при устьях долин, выпадающих во впадины, валы конечных морен и многочисленные холмы донных и боковых морен..

В южной части Байкальской системы, в частности во впадине самого Байкала и в более южных впадинах — Тункинской и др., помимо перечисленных выше отложений, присутствуют также и более древние породы третичного возраста.

Третичные отложения представлены конгломератами и глинисто-песчаными породами, иногда с пропластками бурых углей. Это — отложения озер и дельт. Мощность третичных отложений значительная, она выражается сотнями метров. Особенно велика эта цифра для третичных отложений, пройденных буровыми скважинами в районе дельты р. Селенги, где мощность их достигает 900—1200 м. Местами встречаются прослои вулканической лавы, похожей на обсидиан.

В Тункинской впадине сохранились поля базальтов покровного типа, перекрывающих четвертичный аллювий. Некоторые исследователи допускают существование здесь небольших вулканов с более или менее сохранившимися кратерами. Значительная мощность третичных отложений во впадине Байкала несомненно говорит о том, что эти отложения формировались в условиях непрерывного прогибания дна впадины, существовавшей в том или ином виде уже в третичное время.

Последнее обстоятельство весьма существенно, так как дает нам первое точное указание на время формирования Байкальской впадины.

Склоны впадин Байкальской системы, равно как и вся область высокогорного поднятия Станового хребта, сложены почти исключительно древними породами различного типа и генезиса. На больших пространствах Станового хребта распространены кристаллические сланцы и аляскистовые граниты архея и сложная серия разнообразных метаморфических сланцев, кварцитов и известняков протерозоя, прорванных интрузиями кислой магмы. Более молодые отложения кембрия встречаются сравнительно редко в виде небольших остроугольных участков. Все эти древние отложения, обычно метаморфизованные, вместе с пронизывающими их разнообразными интрузиями слагают весьма сложные структуры. Их изучение дает пока очень немного для понимания природы окраинных разломов впадин. Гораздо больший интерес с этой точки зрения представляют юрские отложения, имеющиеся на участке западного побережья Байкала, на окраине Верхне-Чарской впадины и во впадине Верхнего Калара.

Близ истока р. Ангары, между рр. Малые Коты и Нижней, юрские отложения выходят непосредственно на побережье озера. Здесь, по данным ряда исследователей, устанавливается трещина разлома, хорошо выраженная в рельефе, совпадающая с берегом озера и рассекающая толщу юрских отложений. Это обстоятельство весьма существенно. Оно говорит о том, что краевые разломы на периферии Байкальской впадины возникли после отложения грубых осадков юры. Иными словами, здесь мы получаем ясное указание на существование послеюрских разломов, участвовавших в формировании впадины Байкала. К тому же выводу приводят наблюдения над тектоникой юрских отложений во впадинах верхнего течения рр. Чары и Калара. В первом пункте юрские породы найдены

и на дне впадины у самого подножья высокого и крутого, почти отвесного склона массива Кодар, обрывающегося во впадину, и на высших точках этого массива у самого обрыва. Это обстоятельство свидетельствует о разрыве единого ранее поля распространения юрских отложений, формирование которых происходило очевидно в условиях рельефа, совершенно отличных от современных. Часть поля юрских отложений очутилась во впадине, другая часть оказалась поднятой над дном впадины на высоту около 1 км. И здесь, в верховьях р. Чары, мы имеем ясное указание на постюрский возраст разломов, сформировавших впадину.

Здесь же в верховьях р. Чары можно наблюдать интересное явление, которое, характеризуя структуру северного склона свода Станового хребта, обрывающегося в Верхне-Чарскую впадину, проливает свет на природу разрывов, окаймляющих впадины Байкальской системы.

Массив Кодар, входящий, как мы видели, в систему Станового хребта, сложен в одном пункте (у устья р. Абсата) совершенно спокойно-залегающими угленосными отложениями юрского возраста (Ефремов и Арсеньев, 1935). Юра выполняет глубокую ваннообразную котловину, врезанную в интенсивно и сложно смятые породы архея и протерозоя. Юрская котловина отделена от Чарской впадины неширокой перемычкой докембрийских пород, образующих как бы стену, высокую, но не широкую, между современной впадиной р. Чары и древней юрской котловиной. В пункте прислонения юрских пород к крутому склону древнего ложа котловины — докембрийской «стены» — спокойное залегание юры резко нарушено. Здесь наблюдается ряд мелких складок, опрокинутых в направлении от докембрийской перемычки, т. е. от Верхне-Чарской впадины в сторону массива свода Станового хребта. Ряд складок разорван мелкими надвигами, обусловившими перемещение прослоев по крутым надвиговым поверхностям.

Эти наблюдения и некоторые другие обстоятельства говорят о том, что формирование впадин байкальского типа целесообразнее связывать не с расширением земной коры, не с возникновением разрывов типа нормальных сбросов и не с опусканием узкой и длинной полосы под влиянием силы тяжести. Скорее эти наблюдения свидетельствуют в пользу теории сжатия, под влиянием которого началось вспучивание огромного валоподобного Станового хребта, сопровождавшееся сколами земной коры в замковой части свода. Эти сколы, как можно думать, по типу относятся к разрывам надвигового типа — одной из форм проявления складкообразовательного процесса. Нужно думать, что надвиги, по которым обе части свода надвигались на центральную полосу, были ориентированы навстречу друг другу, что по поверхностям скольжения их обе части разорванного свода двигались навстречу друг другу.

К этому вопросу мы вернемся позже. Здесь же мы продолжим изучение тех явлений, которые дают указания на возраст впадин байкальского типа. Весьма характерным и любопытным является рельеф поверхности тех участков Станового хребта, которые слабо затронуты новейшими эрозийными процессами. Всюду в этих случаях удавалось установить наличие зрелых форм рельефа, весьма напоминающих местами формы рельефа европейской равнинной части СССР. Путем изучения древних форм рельефа удалось установить наличие целой системы древних речных долин, находящихся на большой высоте над современными отрицательными элементами рельефа. Нередко удавалось находить древнеаллювиальные отложения в этих долинах. Картирование древних долин и изучение состава обломочного материала древнего аллювия показали, что древние долины часто не имеют никакого отношения к современной речной сети. В процессе изучения древних форм рельефа, удалось выяснить, что ориентировка древних долин подчинена известной закономерности. Именно —

верховья древних долин располагаются по уклону свода Станового хребта в обе стороны от зоны максимального поднятия, участки же среднего течения древних рек располагались преимущественно вдоль подножья сводового поднятия Становика.

Установление системы древних долин весьма интересно с практической точки зрения, имея в виду вероятную, а местами и практически доказанную золотоносность древнего аллювия. Древние долины, как мы уже сказали, стекали с обоих склонов Станового поднятия. Северная система долин несла свои воды в Северное море, южная — в Тихий океан. Во время существования древних долин Становой хребет, повидимому, играл роль водораздела между северноморским и тихоокеанским бассейнами. Однако впоследствии, во второй половине плейстоцена, эта роль была им утрачена в силу развития и углубления впадин Байкальской системы. Углубляющиеся впадины явились новыми местными базами эрозии. На склонах впадин развились долины, впадавшие во впадины¹ и энергично врезавшиеся в поднимавшиеся склоны свода. Верховья этой системы речных потоков, тяготеющих ко впадинам, перехватили верховья рек, стекавших по склонам Станового хребта, и в ряде случаев повернули вспять течение рек. К настоящему моменту Становой хребет пропилен долинами таких крупных рек, текущих в Северное море, как Витим и Олекма. Процесс пропиливания Станового хребта еще не закончен полностью и в настоящее время; участки рр. Витима и Олекмы, расположенные в области Становика, славятся своим бурным течением и знаменитыми порогами. В процессе становления новой речной системы часть озер, выполнявших впадины, была спущена.

В некоторых местах на дне древних долин, под покровом древнего аллювия, были найдены третичные и даже юрские угленосные отложения. Эти факты позволяют думать, что начало движений земной коры, приведших к формированию Станового свода и связанных с ним речных долин, относится к весьма отдаленным временам, к юрскому периоду. Новый фактический материал с неизбежностью определяет этот вывод о древности системы поднятий Станового хребта вопреки распространенному мнению о сравнительной молодости интересующих нас явлений. Молодой характер рельефа горного обрамления впадин, указывающий, по мнению некоторых геологов, на сравнительно недавнее (третичный — четвертичный периоды) возникновение всех этих форм, с нашей точки зрения говорит совсем о другом. Факт молодости форм горного окружения Байкальской системы впадин свидетельствует вовсе не о том, что они возникли геологически очень недавно. Этот факт говорит лишь о том, что процесс формирования сводового поднятия и впадин продолжается до сих пор, что скорость вертикальной составляющей этих движений значительна, что вся совокупность агентов денудации не справляется с контрастами в рельефе, возникающими в результате эндогенного процесса, сложного движения крупного участка земной коры.

В подтверждение этого можно привести много фактов, свидетельствующих о непрекращающихся и сложных движениях в области, например, Байкальской впадины. Геоморфологические наблюдения позволяют выделить на побережье Байкала ряд подвижных участков. На глазах у людей происходит резкое опускание крупных участков прибрежной зоны (залив Провал, район дельты р. Верхней Ангары и др.). Точные нивелировки, проведенные в свое время по линии Кругобайкальской железной дороги и повторенные недавно, дают неоспоримый материал, позволяющий судить о скорости и направлении движений. О той же незавершенности

¹ В некоторых впадинах, в том числе и в собственно Байкальской установился озерный режим.

процесса формирования Байкальской системы впадин говорят непрекращающиеся землетрясения в этой области, обилие горячих и газовых источников, известных почти во всех впадинах и строго локализованных на их периферии, т. е. в зоне разломов.

Итак, у нас имеется известное основание предполагать, что начало формирования сводового поднятия Станового хребта относится к юрскому периоду. Это поднятие развивалось на базе древних докембрийских и каледонских структур, причем новая структурная единица — Становой хребет — частью унаследовала древние простирания складчатых форм, в чем мы убедимся позже, частью расположилась независимо от ориентировки древних структур. В южной части сводового поднятия сказались «саянское» и «байкальское» простирания древних складок. В северной части свод протянулся почти в широтном направлении, наискось перерезав частью северо-западные, а главным образом — северо-восточные складчатые структуры докембрия и кембрия. Свод Станового хребта можно рассматривать как крупную складку антиклинального типа — мегаантиклинал. Его своеобразие заключается в том, что он, обладая признаками обычной структуры складчатого типа, выражен на поверхности. Формирование этого своеобразного мегаантиклинала явилось настоящим горообразующим процессом, приведшим в конечном счете к появлению высокогорного Станового хребта.

Подходя в самых общих чертах к анализу структуры этого мегаантиклинала, мы прежде всего должны отметить, что вдоль северного крыла его на территории Иркутского амфитеатра развилась сопутствующая ему форма — впадина типа предгорных впадин, выполненная юрскими пресноводными отложениями. Эта впадина, имеющая мульдобразный характер, развилась на базе спокойных пологих структур южной окраины платформы каледонской складчатой зоны. К северо-востоку от Иркутского угленосного бассейна подобного рода структур не наблюдается, возможно потому, что область мегаантиклинала на всем остальном протяжении расположена внутри сложной складчатой зоны каледонид и протерозойд. По той же, повидимому, общей причине нет аналогичных структур типа крупных предгорных впадин и вдоль всего южного крыла свода.

Изучая на карте контуры Станового свода, мы видим, что несмотря на весьма приближенный по точности метод его оконтуривания, наблюдаются определенные изменения в ширине полосы высокогорья. Эта полоса заметно суживается у южной оконечности Байкала и вновь расширяется к северной части озера, достигая максимума ширины в области развития Верхне-Ангарской, Верхне-Муйской и Ципинской впадин и вновь заметно суживается далее к востоку. Это явление можно рассматривать как показатель ондуляции шарнира мегаантиклинала: расширение полосы свода в плане свидетельствует о восставании шарнира складки, сужение полосы говорит о погружении шарнира. В области погружения шарнира мегаантиклинала в районе истока р. Ангары можно предполагать наличие обычного сопутствующего явления — поперечного синклинала. О наличии такой поперечной синклинальной зоны свидетельствуют, может быть, своеобразные грубые отложения юры, известные и на западном берегу Байкала, близ истока р. Ангары, и на восточном, в долине р. Селенги. Юрские отложения там представлены преимущественно грубообломочными кластическими породами — конгломератами и даже фангломератами (по Н. С. Шатскому). В поперечном синклинале отлагались продукты сноса с соседних антиклинальных структур — элементов мегаантиклинала, вздымавшихся в виде горных сооружений. Строение синклинальной зоны осложнено явлениями надвигов, известных под названиями Ангарского и Посольского. Зона поперечного синклинала,

пересекающего Байкал в северо-восточном направлении от истока Ангары к устью р. Селенги, заложенная, очевидно, как и главная структура мегаантиклинала, в эпоху формирования мезозойских складчатых структур Забайкалья, сохранила и в дальнейшем основную тенденцию к опусканию. С этой зоной связано отложение наиболее мощной серии третичных отложений восточного берега Байкала. К ней же приурочена одна из трех глубоких впадин, входящих в состав впадины Байкала. Необходимо, однако, иметь в виду, что третичная впадина, пришедшая на смену юрской синклинали зоне, получила иную ориентировку, определяемую в грубых чертах простиранием полосы опускания Байкальской впадины.

Дальнейшее развитие структур, шедшее, вероятно, довольно сложным путем, характеризуется началом разрыва центрально-осевой части свода, выделением полос опускания. Этот процесс зарождения и развития впадин со всей отчетливостью проявляется в неогене — эпохе формирования мощных отложений на восточном побережье Байкала и в Тункинской впадине. Развитие впадин шло, повидимому, неравномерно и неодновременно. Можно предположить, что древнейшей из них является впадина Байкала с ее минимальными абсолютными отметками и сохранившимися местами мощными третичными отложениями. В постплиоцене происходит дальнейшее развитие системы впадин параллельно со вздыманием крыльев свода и их окончательное оформление в том виде, в каком мы их наблюдаем в настоящее время. Окраинные разломы, частью наблюдаемые на склонах впадин, хорошо также прослеживаются по низким уступам больших глубин, уступам, идущим в общем параллельно берегам Байкала. Эти разломы, в частности, контролируют газо- и нефтепроявления вдоль восточного берега озера.

Образование впадин сопровождалось излияниями базальтов, происходившими по крайней мере дважды. Наиболее древние излияния приурочены, вероятно, к концу третичного или началу четвертичного периода; вторая фаза излияний имела место совсем недавно с геологической точки зрения — в постплиоцене. Замечательно, что главная масса излияний происходила вне области свода на Витимском плоскогорье.

Базальтовые покровы и потоки известны также в Китойских и Тункинских Альпах, в хребте Хамар-Дабан. Базальты изливались на поверхности древнего пенеплена, характерного для всей области сводового поднятия и возвышающегося на 1500—1600 м над дном современных долин. Часть базальтовых потоков спускалась по склонам гор в долины.

Вся сумма имеющегося материала, правда, далеко еще не достаточная для точных заключений, дает все же основание для первых самых общих сопоставлений грандиозной и своеобразной структуры Станового хребта и связанной с ним системы впадин с известными аналогичными структурами, описанными в литературе.

В поисках структур, аналогичных впадинам Байкальской системы и обрамлению их Становым хребтом, внимание останавливается на близких явлениях, сравнительно давно известных под именем рифтовых или рамповых долин на побережье Средиземного моря, в Палестине и на востоке Африканского континента.

Еще Э. Зюсс обратил внимание на узкие полосы опускания земной коры, тянущиеся на огромном протяжении по восточному побережью Африки и Аравии. Опустившиеся полосообразные участки имеют вид длинных грабеноподобных впадин между двумя параллельными системами разломов. Система впадин Восточной Африки получила название Большого Африканского рифта. До самого последнего времени не может считаться сколько-нибудь установленным тип разломов, ограничивающих полосы опускания. Неясно, относятся ли эти разломы к категории нормальных сбросов или взбросов, или надвигов, и однотипны ли эти разломы

для всей системы Большого рифта. Весьма спорным также представляется вопрос о происхождении полос опускания рифтового типа: обязаны ли они своим образованием явлениям сжатия или расширения земной коры.

Большой рифт тянется, как известно, от оз. Танганайка через Кению, Уганду, Абиссинию до Красного моря. Красное море представляет собой впадину, входящую в состав северной части Большого рифта. Далее к северу в пределах рифтовой системы располагается Мертвое море и долина Иордана. В нижнем течении Нила находят западную ветвь великой африканской полосы опусканий.

Работы Грегори (Krenkel, 1925), Вейланда, особенно последнего, вносят много нового в дело изучения природы рифтовой полосы. Вейландом уделено много внимания изучению рельефа и истории развития речной сети экваториальной Африки. Им установлен ряд древних речных долин в районе оз. Виктории. Древние реки текли из Кении на запад в область Конго. В настоящее время древние долины заняты реками, текущими в противоположном направлении. Некоторые участки древних долин затоплены водами крупного оз. Виктории.

Весьма существенным результатом новейших исследований Уганды представляется открытие остатков великого африканского пенеплена, на фоне которого позже начали образовываться рифтовые долины. Имеется ряд фактов, говорящих о продолжении процесса формирования рифтовой полосы и в настоящее время. Об этом говорит сейсмичность и западной (Уганда), и восточной (Кения) частей рифта; о том же свидетельствует распространение в области рифта горячих ключей и выделений паров. До настоящего времени не прекратился вулканизм.

Основные этапы развития области рифта Восточной Африки представляются в следующем виде (Мушкетов, 1935): 1) выработка пенеплена, 2) поднятие пенеплена, заложение консеквентных долин, постепенно углубляющихся; площадные эффузии в Кении, 3) формирование рифта Восточной Кении, Западной Уганды и депрессии современного оз. Виктории, 4) развитие полос рифта, обусловившее antecedentное врезание речных долин вкост поднимающихся боков западного рифта и опускающейся между ними (боками) средней части, 5) крупные поднятия юго-западной части рифтовой зоны и опускания северо-восточной ее части в плювиальном периоде. В связи с этим восточная часть речной системы потекла вспять на восток. В оз. Киога оформился сток на запад (нижняя часть долины Виктория — Нил).

Наиболее интересную работу по вопросу о структурах и происхождении полос рифтового типа дал Б. Виллис (1934), изучавший это явление в 1927 г. в Палестине, Трансиордании и Сирии. Мертвое море и долина Иордана располагаются в глубокой впадине меридионального направления, доходящей на юге до Красного моря. Длина впадины до 750 км при ширине от 20 до 50 км. Впадина, имеющая характер узкой депрессии, лежит между двумя обширными нагорьями. Общее превышение рельефа от дна впадины Мертвого моря до вершин сводов на его сторонах достигает 1600 м. Формированию сводового поднятия и связанных с ним полос опускания предшествовала тектонически неактивная фаза — эпоха выработки зрелого ландшафта. Виллис прослеживает историю развития речных долин области в эпоху формирования зрелого рельефа страны и те резкие изменения, которые произошли в ней в связи с образованием свода и разрывов в его центрально-осевой части. В тесной связи с явлением образования свода стоят мощные излияния базальтов на восточной периферии сводового поднятия — в Трансиордании.

Приведенный материал по истории развития рельефа и структурам Африканского рифта и аналогичных образований Аравии позволяет убедиться, что эти явления поразительно близки к тому, что мы видим

в области развития Байкальской системы впадин. И в Африке, как и в Аравии, так же как и в Восточной Сибири, формированию сводов и полос опускания предшествовала эпоха формирования зрелого рельефа, или, местами, пенеппена. Последующий этап — вспучивание свода — создает совершенно новые условия существования речной сети, приспособляющейся к новым условиям рельефа поверхности. И в Африке, и в Байкальской зоне на фоне развития сводового поднятия образуются узкие полосовидные зоны опускания. Формирование этих последних является сложным процессом, связанным с образованием диагональных перемычек внутри впадин. Впадины в некоторых частях начинают служить водоемами для крупных озер. Эти последние, в свою очередь, оказывают определенное ориентирующее влияние на прилегающую речную систему, служа для нее местным базисом эрозии. Формирование свода и узких полос опускания в Африке, так же как и в Восточной Сибири, является процессом, не завершенным до настоящего времени. И Байкальская система, и Великий Африканский рифт представляют собой области частых землетрясений. По окраинам впадин располагаются горячие ключи и газовые источники. На периферии сводового поднятия проявляется мощная эффузивная деятельность, как это мы видели, например, в Трансиордании. Совершенно аналогичное явление характерно и для Байкальской системы.

Аналогия между Байкальской системой полосы опускания и Африкано-Аравийским рифтом выражается не только в качественной, но и в количественной стороне явления. Известный в настоящее время размер зоны Байкальской системы впадин по простираанию выражается цифрой около 2000 км. Этот отрезок земной поверхности равен, примерно, впадине Красного моря с ее продолжением на север в виде впадин Мертвого моря и долины Иордана. Ширина сводового поднятия в районе Мертвого моря, по данным Виллиса, равна приблизительно 150 км. Соответствующая цифра для Байкальского свода — 150—200 км. Ширина впадин: для Мертвого моря 20—50 км, для Байкальской системы 20—60 км. Наиболее глубокие участки дна Мертвого моря имеют отметку в 790 м ниже уровня Средиземного моря. Байкальские глубины, как известно, достигают цифры свыше 1000 м ниже уровня океана. Превышение бровок сводов над дном впадин и для района Мертвого моря, и для Байкала выражается цифрами одного порядка.

Таким образом, не только качественная близость связывает Африкано-Аравийский рифт с Байкальской системой впадин, но для этих явлений, наблюдающихся в столь удаленных друг от друга пунктах земного шара, характерна и количественная однозначность. Поразительно также, что время образования полос опускания и в Африке, и в Сибири одно — третичный и четвертичный периоды вплоть до настоящего момента. Вся сумма обстоятельств дает основание рассматривать Байкальскую систему не как нечто своеобразное, не как явление изолированное и не имеющее прецедента в других участках земной поверхности, а как специфическое проявление своеобразных и молодых геологических структур, давно уже отмеченных и известных в Восточной Африке и в Аравии. Механизм образования и природа узких полос опускания представляются до самого последнего времени дискуссионными вопросами. В споре теорий рифта и рампа последний начинает, повидимому, приобретать главенствующее значение. Преимущество теории сжатия над теорией расширения применительно к образованию интересующих нас явлений делается особенно отчетливым после работ Б. Виллиса в Аравии. Характер разрывов, обрамляющих впадины, в ряде случаев точно документируется как на дивоговый (Павловский, 1937₁).

Представления Б. Виллиса кажутся более соответствующими той совокупности фактов, которая имеется в настоящее время в отношении

полос опускания байкальского типа. Судя по данным Виллиса, структура рампа Мертвого моря и долины Иордана значительно более проста, чем структура Байкальской системы с ее сложной сетью впадин, которая, вероятно, еще более усложнится, если учесть широкое развитие аналогичных структур в Забайкалье.

Сравнение африканских структур с байкальскими показывает, что и в области Большого рифта, и в Прибайкалье в третичное и четвертичное время действовали, повидимому, однозначные тектонические факторы, приведшие к формированию близких, почти тождественных структур в столь удаленных друг от друга областях.

Большинство геологов рассматривает структуры Большого рифта и систему разломов Западной Европы, включающую рейнский грабен и ряд других, как нечто противоположное, антагонистическое средиземноморскому поясу альпийской складчатости. Зоны разломов располагаются перпендикулярно к простиранию альпийской складчатой зоны. Изучение же структур Байкальской системы разломов приводит к выводу о тесной связи и преемственности этих структур с альпийской (в широком смысле) складчатой зоной юго-востока Сибири. Более того, сами структуры Станового свода можно рассматривать, как мы видели, как своеобразные новейшие структуры складчатого типа, проявившиеся на земной поверхности.

Раскрытие этого противоречия является, несомненно, одной из интереснейших задач будущего.

Пока, в порядке предварительных соображений, необходимо отметить, что к юго-востоку от выделенного нами крупного антиклинала (сводовое поднятие) располагается зона молодой складчатости, называемая одними альпийской складчатой зоной, другими — нейтральным термином — Монголо-Охотским поясом. Наиболее молодыми морскими осадками геосинклинального типа здесь являются юрские отложения. С концом юры связан процесс интенсивного складкообразования и внедрения интрузий в толщу геосинклинальных отложений. К западу и к северу от области развития морской юры на периферии мезозойской складчатой зоны развиты пресноводные и континентальные отложения мезозоя. Условия залегания и распространения этих отложений весьма интересны. М. М. Тетяев предполагает былое сплошное развитие континентального мезозоя в Забайкалье и последующим размывом в сочетании с покровными структурами пытается объяснить лоскутный, островообразный характер распространения мезозойских отложений. Однако исследования последних лет, проведенные как в Восточном Забайкалье (Газимуро-заводский район; Павловский и Лучицкий, 1940), так и в Центральном и Западном Забайкалье, по данным ряда геологов — Н. А. Флоренсова, А. А. Арсеньева, И. В. Лучицкого и др., — позволяют подойти иначе к оценке этого явления.

Дело в том, что детальное изучение состава и фаций мезозойских отложений в самых различных участках Забайкалья показывает, что эти отложения формировались в депрессиях, обычно выраженных в современном рельефе. Состав мезозойских пород всегда определяется составом более древних коренных пород, слагающих горное обрамление каждой данной депрессии. Тип отложений мезозоя, мощность, варьирующая в значительных пределах, но выражающаяся обычно цифрами в сотни метров, а иногда и более километра, указывает на условия формирования мезозойских толщ, на прогибание области депрессий, шедшее параллельно накоплению осадков. Учитывая это обстоятельство, а также принимая во внимание строго выдержанное однообразное северо-восточное простирание депрессий, выполненных мезозоем, и разделяющих их возвышенностей, мы можем рассматривать всю область развития континентального мезозоя в Забайкалье как своеобразную периферийную часть зоны мезо-

зойской складчатости. Своеобразие ее заключается в том, что осадкообразование здесь протекало в условиях континента одновременно с формированием складчатых форм, причем в этом процессе шло волнообразное искривление — складчатая деформация — земной поверхности. В прогибавшихся синклинальных зонах отлагался кластический материал, сносимый текучими водами с соседних вздымающихся антиклиналов — положительных форм рельефа. Развитие синклинальных депрессий обычно сопровождалось продольными разрывами по их периферии, что обусловило надвигание крыльев смежных антиклиналов, сложенных более древними породами, на края синклинальных депрессий. В ряде случаев, как, например, в районе Газимурского завода, в бассейне р. Туры и ряде других мест, это встречное движение по надвиговым поверхностям частей двух разорванных смежных антиклиналов на края разделяющего их синклинала выражено совершенно отчетливо. Наличие этих своеобразных структур и дало в свое время повод для допущения развития крупных шарьированных покровов в Забайкалье.

Данный тип структур весьма, как мы видим, близок к рамповой структуре Б. Виллиса. В Забайкалье эти структуры развивались в конце мезозоя. Период их развития очевидно был достаточно длительным, соизмеримым с количеством времени, необходимым для отложения мощных толщ забайкальского мезозоя. На запад и северо-запад от области развития этих своеобразных структур соответствующие движения в земной коре проявляются значительно позже — в кайнозое. Об этом свидетельствует возраст рамповых структур Байкальской системы впадин. Здесь мы имеем дело, повидимому, с явлением медленной миграции складкообразовательных движений с востока на запад.

Система впадин байкальского типа, развивавшихся на фоне крупного сводового поднятия, с моей точки зрения определяет северо-западную и западную границу распространения мезо-кайнозойских складкообразовательных процессов. Другими словами, система Байкальских впадин, связанных со сводовым поднятием, фиксирует границу между мезо-кайнозойской складчатой зоной и ее платформой. В этой пограничной зоне движения земной коры далеко еще не закончились и продолжаются и в настоящее время. Тип этих движений унаследован от движений внутри складчатой зоны. Внутри же этой последней в кайнозое началась новая переработка созданных в мезозое структурных форм, определяемая оседанием крупных овальных площадей, ограниченных разрывами главным образом типа нормальных сбросов, по трещинам которых изливаются разнообразные эффузивные магмы, главным образом базальты. Этот процесс, характерный для кайнозоя, имеет максимальное развитие на Тихоокеанском побережье и постепенно уменьшается и по масштабу и по интенсивности в глубь континента. Проявление этих новейших движений, связанных с разрывами сбросового типа, чувствуется еще в Восточном Забайкалье, где (например, в Газимуро-заводском районе) новейшие структуры наложены на мезозойские складчатые формы.

III. ЭЛЕМЕНТЫ ГЕРЦИНСКОЙ СТРУКТУРЫ

Изучение форм современного рельефа и условий залегания и состава мезозойских и кайнозойских отложений позволило наметить некоторые основные этапы в истории развития мезо-кайнозойских и современных структур Байкальской горной области. Переходя к характеристике более древних структур, мы должны отметить, что громадный промежуток времени от юры до силура в этом отношении остается совершенно не ясным. Несомненно, что область не могла оставаться и, конечно, не оставалась в состоянии полного покоя в то время, когда на ближайшей

ее периферии, например, в Забайкалье, разворачивались сложной чередой события, отмеченные крупными складкообразовательными движениями в конце палеозоя и в мезозое.

Применительно к области Байкальского нагорья можно с уверенностью отметить лишь общую тенденцию ее тектонического развития за длительный период, начавшийся с конца силура и продолжавшийся до юры. Эта тенденция может быть охарактеризована как тенденция к длительному положительному вертикальному движению. Доказательством высказанного положения является тот факт, что юрские отложения, сохранившиеся в виде маленьких островков на территории Байкальской горной области, залегают на размытой поверхности, составленной то древнейшими архейскими образованиями, то метаморфизованными породами различных свит протерозоя, то, наконец, кембрийскими отложениями. Все это говорит о том, что к моменту отложения осадков мезозоя область была денудирована чрезвычайно глубоко, вплоть до архейского основания. Очевидно, что подобная глубина эрозионного среза могла быть достигнута в результате совместного действия длительной и интенсивной эрозии и неуклонного и очень значительного общего поднятия страны. Тенденция преобладания положительных колебательных движений над прочими составляет, видимо, характерную черту развития Байкальской горной области, входившей в это время в состав герцинской платформы Сибири. Движения же подобного типа и в тот же промежуток времени характерны и для другого участка герцинской платформы — Анабарского кристаллического массива. Область, располагающаяся между этими двумя крупными элементами герцинской платформы, являлась зоной проявления отрицательных колебательных движений. В ней нигде не выходят на поверхность докембрийские породы, крупные площади заняты отложениями наиболее молодой серии морских нижнепалеозойских отложений (силур). Эта область отрицательных движений на западе герцинской платформы в верхнем палеозое была выполнена толщей отложений Тунгусского угленосного бассейна. В мезозое соотношения между Байкальским и Анабарским массивом, с одной стороны, и разделяющей их областью прогиба — с другой, были еще раз подчеркнуты проявлением тех же движений, приведших к формированию Вилуйского прогиба, выполненного угленосной мезозойской толщей. С зоной отрицательных движений герцинской платформы Сибири связаны массовые внедрения и излияния трапповой магмы.

Обычно восточной границей распространения траппов считают меридиан Анабарского массива. Это не совсем точно, ибо пластовые трапповые интрузии и дайки траппов, связанные с толщей древнего палеозоя, известны гораздо восточнее этой условной границы, в излучине р. Лены, в бассейне р. Чары и по правобережью р. Лены к востоку от р. Олекмы. Другими словами, трапповые проявления известны не только в области западного прогиба герцинской платформы Сибири, но и в зоне отрицательных движений, расположенной между Анабарской и Байкальской областями воздымания. Интересен тот факт, что пластовые интрузии траппов, залегающие внутри толщи кембрийских отложений, смяты в складки вместе со вмещающими их осадочными породами. Этот факт, известный в литературе уже давно, свидетельствует о проявлении в зоне прогиба каких-то сравнительно молодых движений складкообразовательного типа. О молодости этих движений можно судить по тому, что начало деятельности трапповой магмы связывается с эпохой формирования туфогенной свиты комплекса отложений Тунгусского бассейна, относящегося к верхнему палеозою. Интересующие нас складчатые формы, возможно, были созданы в герцинскую эпоху. Ориентировка складчатых форм (ЮЗ—СВ) говорит, может быть, о том, что в зоне Вилуйского прогиба

каледонские складчатые формы древнего палеозоя были освежены и, вероятно, усилены в эпоху проявления герцинских складкообразовательных процессов. Возможно, впрочем, что складки древнего палеозоя с участием пластовых трапповых интрузий возникли еще позже, в эпоху формирования мезозойских складчатых структур.

IV. КАЛЕДОНСКАЯ СТРУКТУРА

Как мы видели выше, для Байкальской горной области в течение длительного периода развития платформенных герцинских структур, не говоря уже о более поздних движениях, была характерна тенденция к общему поднятию, сопровождавшемуся интенсивным размывом. В этих условиях совершенно естественно, что в области максимального поднятия почти совершенно не сохранились отложения нижнего палеозоя, уцелели незначительные островообразные участки протерозойских пород, зажатых в глубоких синклиналах, сохранились значительные поля распространения протерозойских гранитных интрузий и крупные площади, занятые архейскими кристаллическими сланцами и массивными гранитами.

Учитывая это обстоятельство, мы должны отдать себе отчет в известных трудностях, неизбежно возникающих как при оконтуривании каледонской зоны складчатости, так и при изучении ее внутренней структуры (см. тектоническую схему, фиг. 30). Наиболее отчетливо каледонская структура выражена на западной и северной периферии Байкальской области, где наиболее полно представлен весь комплекс отложений кембрия и силура. Внутренняя часть области, сложенная главным образом докембрийскими породами, выступает в виде ядра огромной антиклинальной структуры, опоясанной с запада и севера более молодыми отложениями кембрия и силура.

Контур каледонской складчатой зоны впервые был намечен де Лонэ, а также М. М. Тетяевым (Тетяев, 1923; De Launay, 1911). Позже он был несколько видоизменен мною (Павловский и Цветков, 1936) в соответствии с новыми данными. Северо-западная граница складчатой зоны каледонид устанавливается совершенно отчетливо по ряду разрезов, проведенных от оз. Байкал на северо-запад. В пределах изучаемой нами площади эта граница проходит от верховьев р. Харата через верхнее течение р. Манзурки, пересекает р. Лену близ устья р. Иликты, далее протягивается по левобережью р. Киренги к устью ее левого притока — р. Ханде. От этого пункта граница складчатой зоны каледонид и ее платформы ориентируется почти по меридиану, направляясь к г. Киренску и далее на север по верхнему течению р. Нижней Тунгуски.

На всех участках переход от складчатой зоны кембро-силура к ее платформе намечается весьма точно сменой линейной, непрерывной складчатой структуры всех отделов кембрия и, местами, силура, спокойным залеганием средне- и верхнекембрийских и нижнесилурийских отложений. Это спокойное, слабоволнистое залегание пород, характерное для платформы, лишь местами осложняется сравнительно некрупными, но резкими складками.

В пределах складчатой зоны, вернее ее окраины, все складчатые структуры представлены складками северо-восточного простирания, типичного для всей складчатой зоны. Для структур окраины складчатой зоны характерны простые формы складок, обычно слегка запрокинутых на северо-запад в сторону платформы. Нередко крылья складок разорваны и несколько перемещены по трещинам разрыва надвигового типа. Направление движения масс по надвиговым поверхностям всегда северо-западное.

От верхнего течения р. Нижней Тунгуски граница линейной складчатости плавно поворачивает на северо-восток, обтекая крупные складки

кембро-силура в бассейнах рр. Пеледуя и Ньюи. На крайнем севере эта граница не вырисовывается точно; здесь она замаскирована широко развитым мезозойским комплексом отложений, залегающим на размытой поверхности складчатого древнего палеозоя.

Вопрос о продолжении каледонской складчатой зоны далее на северо-восток в области Вилюйского прогиба, выполненного юрскими отложениями, остается неясным. М. М. Тетяев (1938) считает, что нет никаких оснований для продолжения каледонской зоны в эту область, как это предполагается А. Г. Ржонсницким (1928), А. Д. Архангельским (1937) и др.

Под вилюйским мезозоем кембро-силур залегает не горизонтально, так как юрские отложения лежат трансгрессивно на различных горизонтах нижнепалеозойского комплекса осадочных пород. Об этом же свидетельствуют куполовидные структуры в районе р. Кемпендьяй, соляное ядро которых ряд геологов связывает с соленосным горизонтом на границе нижнего и среднего кембрия. С другой стороны, близ устья р. Вилюя на левобережье р. Лены Г. Э. Фришенфельдом были найдены среднекембрийские известняки с фауной, выступающие из-под трансгрессивной юрской серии отложений.

Восточная граница каледонской складчатой зоны намечается со значительно меньшей отчетливостью, чем западная. Интенсивная складчатость кембрия и силура, наблюдаемая в широтной излучине р. Лены, быстро затухает к востоку. С известным приближением восточную границу каледонской складчатой зоны здесь можно провести по меридиану с. Березовского на р. Лене. Далее на юг эта граница проходит через середину течения р. Молво и захватывает среднее течение р. Чары близ устья р. Жуи. К востоку от пограничной линии располагаются пологие крупные структуры, образованные очень спокойно лежащими отложениями кембрия и силура. К западу от нее развита линейная складчатость мощной серии кембрийских отложений.

К югу от устья р. Жуи мы вступаем в область преимущественного распространения докембрийских пород. Граница каледонской складчатой зоны намечается лишь весьма приблизительно. Эту границу мы можем провести через северную оконечность оз. Ничатка, к востоку от которого кембрий лежит совершенно спокойно на размытом цоколе из гнейсов и гранитов, обнаруживая лишь слабоволнистое залегание. К югу от оз. Ничатка граница палеозойской складчатой зоны идет, вероятно, по прямой от Ничатки к верхнему течению р. Витима. К востоку от этой линии располагаются выходы кембрия в долине р. Малой Торы и в верховьях р. Калара. Местный разрез кембрия, залегающего совершенно спокойно, весьма близок к разрезу кембрия на Алдане, установленному впервые В. Н. Зверевым. К западу от намеченной нами пограничной линии известны кембрийские отложения иного типа, обладающие складчатой структурой (Северно-Муйский хребет, верховья р. Ципы, бассейн верхнего течения р. Витима, Витимское плоскогорье). На юге эта граница, повидимому, должна быть изогнута к юго-востоку в соответствии с новыми данными по составу и тектонике кембрия Восточного Забайкалья. В этой области, вопреки мнению М. М. Тетяева, в последнее время (Павловский и Лучицкий, 1940) обнаружены каледонские складчатые структуры северо-западного простирания, указывающие на участие Восточного Забайкалья в строении каледонской складчатой зоны.

Каледонская зона складчатости по своим размерам характеризуется в среднем длиной около 1250 км и шириной около 500 км. В плане она имеет форму широкой, суживающейся к северу полосы, вытянутой с ЮЗ на СВ. Северное окончание полосы прикрыто мезозойскими отложениями. На юге полосовидная область развития каледонской складчатости расши-

рется, сливаясь с главным стволом той же каледонской складчатой зоны, тянущейся примерно в широтном направлении из Восточного Забайкалья через Джидинский район в область Восточного Саяна.

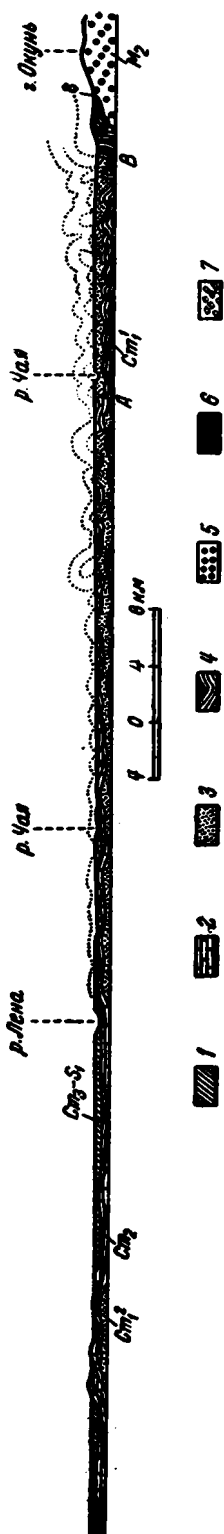
Переходя к характеристике структур каледонской складчатой зоны, отметим, что ее периферийные складки пересекают под острым углом границу складчатой зоны. Это явление, отмечаемое М. М. Тетяевым (1938), действительно характерно для Байкальских каледонид. Многочисленные складки кембро-силура, пересекая косо границу складчатой зоны, быстро распливаются на платформе.

Далее необходимо отметить, что периферийная складчатость более интенсивна в южной части Байкальских каледонид, чем в северной. Это явление отчасти может быть обусловлено привходящими причинами — неодинаковой степенью изученности хорошо известного теперь Западного Прибайкалья и сравнительно меньше обследованного северного участка. Однако вероятнее, что различный тип периферийной складчатости обусловлен более глубокими причинами — природой Байкальских каледонид. Крупная спокойная складчатость на северо-восточной периферии связана с областью общего погружения складчатой зоны; здесь подчеркнуто распливание складчатых зон в платформе. На юге же байкальские каледониды сливаются с главной каледонской складчатой зоной, с которой связана максимальная интенсивность складкообразовательных процессов.

Изучение складчатых форм периферии складчатой зоны показывает, что интенсивность складкообразования возрастает по мере движения в глубь складчатой зоны. Для иллюстрации приводим несколько разрезов (фиг. 23, 24 и 25).

Несмотря, однако, на это возрастание интенсивности смятия, мы можем говорить об общем сравнительно спокойном характере периферийной складчатости кембро-силура, в силу чего нижние горизонты разреза кембро-силура выходят на поверхность по большей части лишь у самой окраины кристаллического массива.

Изучение структур северо-западной периферии складчатой зоны вскрывает еще один интересный момент — пересечение линиями складок границы между полем сплошного развития кембро-силура и кристаллическим массивом. Особенно ясно это явление выражено на окраине Северо-Западного Прибайкалья, в области правых притоков р. Киренги — рр. Улькана, Кунермы, Окунайки и др. Здесь, по данным ряда геологов, отчетливо наблюдается вхождение длинного ряда складок кембрия в глубь кристаллического массива. В верховьях рр. Умбеллы и Савкиной складки кембро-силура северо-восточного простирания оборваны крупным меридиональным разрывом, не изменяющим, однако, общего характера взаимоотношений складчатого нижнего палеозоя с докембрийским комплексом внутренней части складчатой зоны. Новые наблюдения позволяют считать доказанным, что складчатость кембро-силура не имеет характера рамочной складчатости, обтекающей жесткую глыбу кристаллического массива. Наоборот, все данные свидетельствуют о том, что складки кембро-силура как бы втекают в кристаллический массив, выходящий на поверхность в силу общего поднятия шарниров складчатых форм каледонской структуры. Другими словами, многочисленные новые наблюдения говорят об участии кристаллического массива в каледонской складчатости, говорят о полной обоснованности трактовки этого кристаллического массива как внутренней части каледонской складчатой зоны, имеющей в общих чертах строение огромного антиклинория.



Фиг. 23. Схематический разрез нижнего течения р. Лены и водораздела рр. Лены и Нижней Тунгуски по В. В. Домбровскому (с некоторыми изменениями).

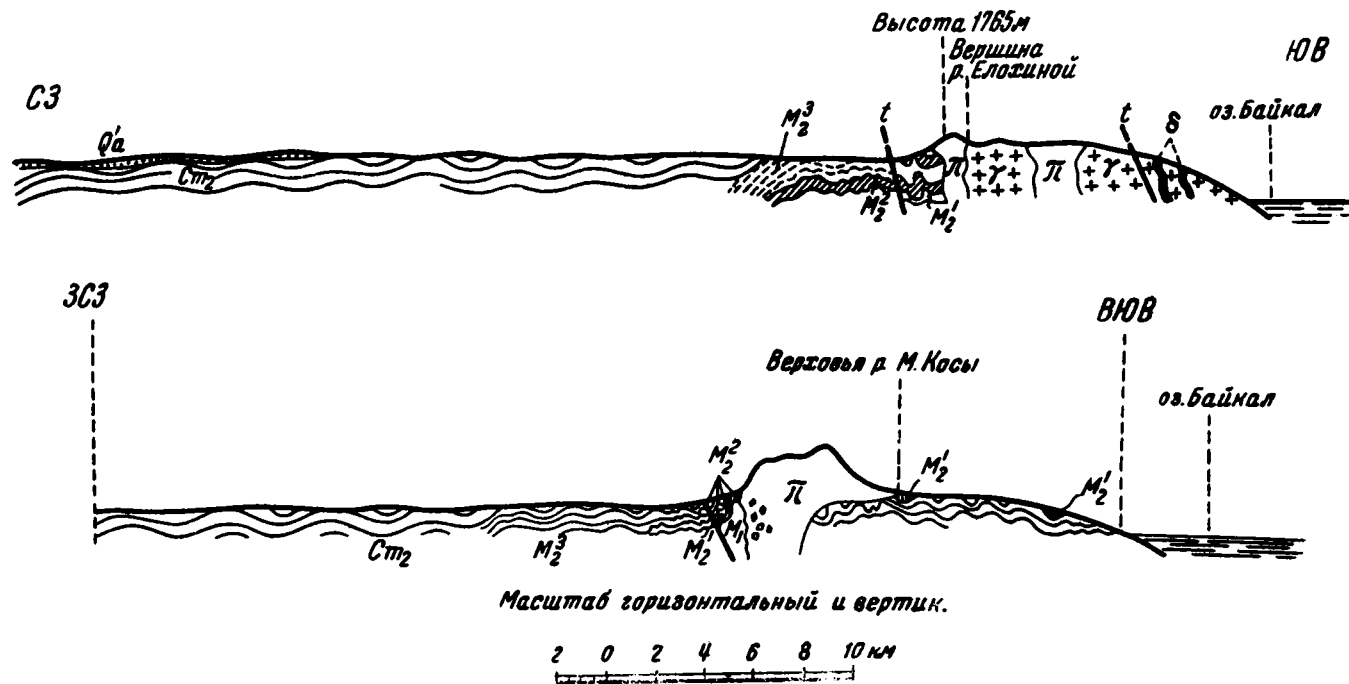
1 — нижний силур; 2 — верхний кембрий; 3 — пестроцветная (могская) свита — верхняя часть нижнего кембрия; 4 — нижний кембрий; 5 — кварцито-конгломератная свита протерозоя; 6 — диабаз; 7 — порфиры.

Об участии докембрийских пород в каледонской складчатости говорит еще факт появления их в ядрах каледонских антиклинальных структур по окраине кристаллического массива. Такие выходы докембрия в ядрах антиклиналей кембрия известны на р. Витиме около 3-го зимовья и на р. Большом Патоме в ее нижнем течении (Обручев, 1935—1937₁; Старостина, 1935).

Строение периферической зоны каледонской складчатости неодинаково на всем ее протяжении. Обратимся прежде всего к западному Прибайкалью — наилучше исследованной области в настоящее время. Для этой территории мы располагаем сейчас геологической картой (см. фиг. 10) масштаба 1 : 1 000 000, составленной на основе детальных исследований на побережье оз. Байкал (Павловский и Цветков, 1938_{1,2}) и густой сети маршрутов, проведенных в области Лено-Ангара-Байкальского водораздела (Павловский и Фролова, 1941).

Многочисленный материал, собранный во время многолетних работ в Прибайкалье, убеждает нас прежде всего в наличии регионального перерыва и несогласного залегания базальных горизонтов кембрия на докембрии.

Впервые это явление было установлено Е. В. Павловским в 1935 г. (Павловский и Цветков, 1938₁) в бассейне р. Большой Бугульдейки (см. фиг. 3). Здесь в ряде пунктов (правый склон долины р. Бугульдейки у улуса Алагуй, левый склон той же долины близ пос. Косая степь) наблюдалось трансгрессивное налегание грубообломочных отложений ушаковской свиты то на различные свиты верхнего протерозоя, то даже непосредственно на красные аляскинские архея. Аналогичные соотношения были отмечены также и для области водораздела рр. Унгуры и Сармы. Немного позже (в 1936 г.) Е. В. Павловским и А. И. Цветковым (1938₂) был прослежен контакт между кембрием и докембрием в бассейне р. Сармы. И здесь, в полном соответствии с предыдущими наблюдениями, а также старинными данными В. А. Обручева (1890, 1897), было подтверждено несогласие в залегании ушаковской свиты грауваки с подстилающими филлитами качергатской свиты верхнего протерозоя. В том же 1936 г. Е. В. Павловским было установлено трансгрессивное налегание ушаковской свиты на качергатскую в верхнем течении р. Куртуна близ одноименного поселка (Павловский, 1937). Все эти данные свидетельствовали с пол-



Фиг. 24—25. Разрезы через Приморский хребет в районе Елохина мыса.

M_2 —кварцитовые сланцы нижнего протерозоя; γ —граниты; δ —габбро-диабаз; M_2 —байкальский комплекс верхнего протерозоя; M_2' —голоустенская свита; M_2'' —улунгутская свита, M_2''' —качергатская свита; St_2 —средний кембрий; π —порфир; Qa —древний аллювий.

ной несомненностью, что разрез нижнего палеозоя Западного Прибайкалья нужно начинать, согласно с давнишним мнением В. А. Обручева, с ушаковской свиты граувакк и конгломератов, лежащих трансгрессивно и несогласно на различных образованиях докембрия. Новые данные совершенно не подтвердили предположения М. М. Тетяева о непрерывном и более мощном разрезе нижнего кембрия, в состав которого он включал вместе с ушаковской свитой также качергатскую, улунтуйскую и голоустенскую свиты верхнего протерозоя. Новый материал, как мы видели, показывает, что ушаковская свита нижнего кембрия залегает трансгрессивно и несогласно на складчатом верхнепротерозойском фундаменте, размытом весьма глубоко, местами вплоть до архейского основания. В полном соответствии с этим выводом стоят результаты специального петрографического изучения обломочного материала ушаковской свиты, проведенного А. И. Цветковым и Н. В. Фроловой (Павловский и Цветков, 1938_{1,2}; Павловский и Фролова, 1941). В состав обломочного материала базальной свиты нижнего кембрия входят все главнейшие и характерные представители пород протерозоя и архея как магматического, так и осадочного происхождения.

Дальнейшее изучение контактов между кембрием и докембрием (Павловский и Фролова, 1941) подтвердило и расширило региональное значение перерыва между ушаковской свитой нижнего кембрия и докембрийскими породами. В верхнем течении р. Лево́й Или́кты из-под граувакковых песчаников ушаковской свиты, смятых в плавные волнообразные складки, выходят весьма интенсивно перемятые филлиты качергатской свиты, залегающие моноклинально на значительном пространстве с крутым падением на юго-восток. То же явление было констатировано И. И. Катушенком в обнажениях по р. Средней Или́кте, ниже крупной излучины этой реки в ее верхнем течении — границы планшета съемки Е. В. Павловского и А. И. Цветкова в 1936 г. (Павловский и Цветков, 1938₂). Новый материал, таким образом, еще раз подтвердил правильность наших представлений о границе между кембрием и докембрием.

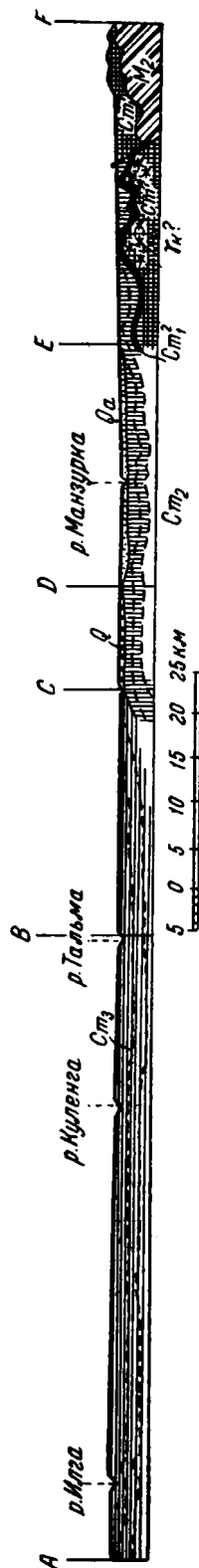
Площадная миллионная съемка 1939 г. позволила отчетливо выявить структуру нижнего палеозоя и ее взаимоотношения с более древними докембрийскими структурами на крупном участке Западного Прибайкалья. Если отвлечься от деталей, то в целом прибрежная полоса, сложенная докембрием, играет в отношении структуры нижнего палеозоя роль ядра крупного антиклинория северо-восточного простирания. Вся восточная половина района исследований 1939 г. полностью входит в состав северо-западного крыла этого антиклинория. В соответствии с этим представлением на крайнем юго-востоке нашего района вдоль подножья Приморского хребта, сложенного целиком докембрием, с юго-запада на северо-восток тянется полоса нижнего кембрия. К ней с северо-запада примыкает полосовидная область развития среднего кембрия. Вся западная часть района занята отложениями верхнего кембрия.

На геологической карте (фиг. 10) и разрезе (фиг. 26) Лено-Байкальского водораздела отчетливо выражено очень заметное упрощение и выполаживание складчатых форм от центральной части антиклинория на северо-запад. Это явление в связи с общеизвестными данными по тектонике Иркутского амфитеатра говорит о том, что район расположен в зоне перехода от складчатой зоны нижнего палеозоя, каледонской складчатой зоны, к ее платформе. Мы видим, что во всей восточной половине района развиты линейные складчатые формы, в строении которых принимают участие все три отдела кембрия.

Вся западная половина планшета характеризуется спокойным залеганием верхнего кембрия, лишь местами смятого в мелкие складки, не поддающиеся изображению на карте миллионного масштаба. Общее спокой-

ное, почти горизонтальное залегание нижнего палеозоя и отсутствие линейных структур позволяют включать всю западную половину планшета в состав каледонской платформы. Тектоника западной половины планшета может быть охарактеризована как окраина крупной очень пологой мульды, выполненной верхнекембрийскими отложениями. Лишь в немногих участках спокойное горизонтальное или очень слабо наклонное положение слоев нарушается мелкими, но резкими дислокациями складчатого типа, наблюдавшимися в долине р. Куленги и на р. Илге, где почти горизонтальное, реже слабоболнистое залегание слоев, с удивительным постоянством и однообразием выдерживающееся на многие десятки километров, внезапно нарушается. Красноцветные породы верхнего кембрия смяты в простую симметричную антиклинальную складку (углы падения на крыльях 15—18°). Размеры складок этого типа (длина полуволны) измеряются цифрой в несколько сот метров. На крыльях складки слои постепенно выполаживаются и переходят в горизонтальное залегание. Повидимому, во всех этих случаях мы имеем дело с куполовидными формами структур, развившихся на окраине каледонской платформы. Близкие по форме структуры были описаны Шараповым и Яржемским для более северных районов левобережья р. Лены (Шарапов и Яржемский, 1938).

На восточной окраине верхнекембрийской мульды, окраинной структуры платформы каледонской складчатой зоны, из-под верхнекембрийских отложений плавно выходят карбонатные породы среднего кембрия. Строение полосовидной области развития среднего кембрия довольно сложно. Здесь нет крупных участков с горизонтальным или почти горизонтальным залеганием слоев, как это наблюдается на западе в бассейне рр. Куленги и Илги. Повсеместно средний кембрий смят в крупные складки северо-восточного простирания. Другими словами, область развития среднекембрийских пород по характеру тектоники несомненно принадлежит к окраине складчатой зоны. Отличительной чертой складчатой структуры этого участка, как мы уже говорили, являются крупные размеры основных складчатых форм: «длина волны» складок здесь достигает 20—30 км. Складчатые формы на данном участке наиболее пологи на северо-западе и делаются заметно круче к юго-востоку по мере приближения к более внутренним частям складчатой зоны. В нескольких наиболее прогнутых синклиналах сохранились от размыва характерные красноцветные



Фиг. 26. Разрез Лено-Байкальского водораздела. (По Н. В. Фроловой и Е. В. Павловскому)

*M*₁ — байкальский комплекс отложений верхнего протерозоя; *St*₁ — нижний кембрий; *St*₂ — ушаковская свита; *St*₃ — мощная свита; *St*₄ — средний кембрий; *St*₅ — верхленская свита; *Тк* — предполагаемая позиция каледонских гранитоидов; *Знедочна* — зоны слабого метаморфизма нижнего кембрия; *Q* — древний аллювий; *Qa* — современный аллювий.

породы верхнего кембрия, по пятнам которого в центральной части нашего района легко выделяется несколько крупных синклиналов. Так, на юге оконтурены периклинальные окончания двух синклиналов — Хунхальского, расположенного к западу от Якутского тракта, и Хамнейского, находящегося к востоку от пос. Баяндай на том же тракте. На продолжении Хамнейского синклинала на севере планшета расположена одноименная структура — Самодуровско-Вяткинский синклинал, протягивающийся, по наблюдениям И. И. Катушенка, довольно далеко на северо-восток через верхнее течение р. Лены и по ее правобережью. Строение этих синклиналов, повидимому, весьма просто — верхнекембрийские отложения смяты в спокойные, довольно пологие волнообразные складки северо-восточного простирания. Несколько более сложны складчатые формы среднекембрийского карбонатного комплекса: складчатые формы последнего местами значительно усложнены явлениями мелкой второстепенной складчатости и скольжением отдельных пачек слоев относительно друг друга с образованием локальных зон дробления.

Мелкие складчатые формы, наблюдаемые в карбонатной толще среднего кембрия, повидимому, распространены довольно широко и являются характерным элементом структуры среднего кембрия. В этом отношении складчатая структура среднего кембрия отлична не только от простых крупных складчатых форм верхнего кембрия, но также и от сравнительно простых структур мотской и ушаковской свит нижнего кембрия. Очевидно, что структурная специфика среднего кембрия стоит в прямой связи со своеобразием механических свойств карбонатных среднекембрийских пород и сложностью разреза среднего кембрия, состоящего из чередования массивных и толстоплиточных доломитов, обладающих сравнительно плохой пластичностью, с тонкосланцеватыми известковыми сланцами высокой пластичности.

Как мы уже говорили, интенсивность смятия кембрийских пород возрастает по мере движения на юго-восток, в глубь складчатой зоны. Естественно поэтому, что в области нижнекембрийских отложений, развитых вдоль окраины Приморского хребта, мы должны встретить относительно наиболее интенсивные проявления складчатой деформации. На геологической карте это явление выражено с большой ясностью (см. фиг. 10). Здесь мы видим целый ряд сравнительно мелких и крутых складок, в которых принимают участие отложения как среднего, так и нижнего кембрия. Эти складки усложняют строение общей структуры северо-западного крыла крутого антиклинория, выделенного нами выше, образуя несколько поперечных второстепенных антиклиналов, развитых на крыле антиклинория. Поперечных антиклиналов можно выделить три. Наиболее крупный Унгурский антиклинал, связанный с верхним течением р. Унгуры, на карте выражен раздувом полосовидной площади развития ушаковских и мотских пород нижнего кембрия. С юго-запада к Унгурскому антиклиналу примыкает Кидусинский синклинал среднего кембрия, осложненный двумя мелкими антиклиналами, намеченными выходами мотской свиты и лежащими на продолжении Унгурского антиклинала. Унгурский антиклинал плавно и быстро погружается на северо-запад к долине р. Манзурки. То же явление имеет место и на северо-востоке. Здесь в верхнем течении р. Белеты, в связи с погружением шарнира Унгурского антиклинала, мы наблюдаем быструю смену ушаковских пород отложениями мотской свиты и затем среднего кембрия. Последний слагает небольшой синклинал (Белетинский), осложненный несколькими волнообразными складками второго порядка. Юго-восточное крыло синклинала, повидимому, разорвано надвигом. Здесь из разреза совершенно выпадает мотская свита. На карбонатных породах кембрия, насколько можно судить по не совсем отчетливым обнажениям, выше зи-

мовья, в верхнем течении р. Белеты, залегают интенсивно смятые граувакки ушаковской свиты.

В среднем течении р. Белеты средний кембрий быстро сменяется вновь отложениями мотской и ушаковской свит нижнего кембрия. Здесь развита новая антиклинальная структура — Белетинский антиклиналь, лежащий на продолжении Унгурского. Как и этот последний, Белетинский антиклиналь сложен ушаковской свитой, овальное пятно которой окаймлено лентой мотских отложений. Белетинский антиклиналь меньше Унгурского. Шарнир его быстро погружается на северо-восток, и на правобережье р. Лево́й Или́кты мы вновь вступаем в синклинальную зону р. Или́кты, сложенную средним кембрием. Новое вздымание шарнира антиклинала намечается лишь на водоразделе между Или́ктой и Чанчером, где, по данным И. И. Катушенка, на продолжении Белетинского антиклинала появляется аналогичная структура — Чанчерский антиклиналь.

Во всей полосе развития нижнего кембрия, лишь местами прерываемого синклиналами среднего кембрия, наблюдается непрерывная линейная складчатая структура. Складки, имеющие длину волны 1—2 км, как правило, асимметричны благодаря некоторому запрокидыванию на северо-запад. Углы падения пластов на северо-западных крыльях антиклиналов обычно составляют 45—50°, редко 60°. Соответствующие углы падения на юго-восточных крыльях антиклиналов значительно положе — 20—25—30°. Лишь местами, как, например, в вершине р. Белеты, можно предполагать присутствие небольшого надвига, вероятно северо-восточного простирания, осложняющего общую картину плавного волнообразного залегания слоев.

Полосовидная область развития ушаковской свиты, раздувающаяся в антиклинальных зонах, лишь местами включает узкие синклиналы, сложенные породами мотской свиты. Синклинальные формы этого типа отмечены по р. Средней Или́кте ниже прииска и в нижнем течении р. Кидусы.

Структура всего района определяется общим погружением северо-западного крыла крупного каледонского антиклинория, лишь частью входящего в изученную нами в 1939 г. площадь. Плавное погружение на северо-запад устанавливается полосовидным распространением различных свит кембрия. Наиболее древние отложения — ушаковская и мотская свиты — развиты на крайнем юго-востоке района. К северо-западу они плавно сменяются отложениями среднего и затем верхнего кембрия. Параллельно с общим погружением антиклинальной структуры на северо-запад в том же направлении наблюдается постепенное, но весьма заметное упрощение складчатых структур, постепенное их выполаживание и укрупнение. В средней части района пологие крупные складки среднего и верхнего кембрия весьма плавно переходят в область спокойного, почти горизонтального залегания верхнего кембрия — зону платформенной каледонской складчатости.

Геологи почти всех школ и направлений связывают формирование складчатых структур приленского нижнего палеозоя именно с каледонидами. Несогласованность мнений существует лишь в трактовке роли Байкальского кристаллического массива в общей структуре каледонид. Как известно, В. А. Обручев до самого последнего времени продолжает допускать рамочный характер каледонских складок, прижатых к кристаллической глыбе, тогда как противоположное мнение сводится к представлению об активном участии докембрийских пород Байкальского массива в каледонском складкообразовании. С этой точки зрения область хорошо известного теперь Западного Прибайкалья весьма интересна.

Одним из аргументов В. А. Обручева, говорящим против того, что Прибайкалье входит в состав каледонской складчатой зоны, является

факт отсутствия каких-либо магматических проявлений, которые могли бы быть связаны с каледонским складкообразованием. В самом деле, если действительно Прибайкалье входит в состав каледонской складчатой зоны, то какие-то отзвуки каледонской магматической деятельности должны бы проявляться даже в области окраины складчатой зоны. Однако ни одного факта, могущего поколебать позицию В. А. Обручева в этом вопросе, до сих пор не было обнаружено. В этом отношении Западное Прибайкалье представляет исключительный интерес, ибо здесь впервые (Павловский и Фролова, 1941) удалось наблюдать явление контактного метаморфизма в безусловно кембрийских отложениях мотской и ушаковской свит, о чем говорилось уже в разделе стратиграфии. В ряде пунктов глинистый цемент, связующий кластический материал песчаников мотской и ушаковской свит, перерожден почти нацело. Характер этого перерождения, тип новообразований (биотит, эпидот, хлорит) не оставляет сомнений в том, что в отдельных пунктах отложения нижнего кембрия контактово-метаморфизованы.

Несмотря на усиленные поиски магматических пород в районе р. Белеты, где были обнаружены явления метаморфизма нижнекембрийских пород, никаких признаков их непосредственного развития не найдено. Вероятно, здесь мы имеем дело с контактным метаморфизмом осадочной оболочки, прорванной интрузивным телом, не вскрытым еще нигде на поверхности в пределах развития нижнего палеозоя.

Возвращаясь к вопросу о типе каледонских структур Прибайкалья, мы неизбежно приходим к выводу, что Байкальский кристаллический массив несомненно принимал самое активное участие в каледонской складчатости.

Анализируя соотношения складчатого комплекса кембрия в Западном Прибайкалье с разнообразными докембрийскими структурами так называемого кристаллического массива, мы нигде не видим прислонения складок нижнего палеозоя к древней глыбе. Наоборот, повсеместно выражена картина вхождения складчатых структур каледонид в тело кристаллического массива, выявляется роль последнего как сложного складчатого фундамента, сминавшегося вместе со складчатым нижним палеозоем и выходящего в ядрах размытых каледонских антиклинальных структур.

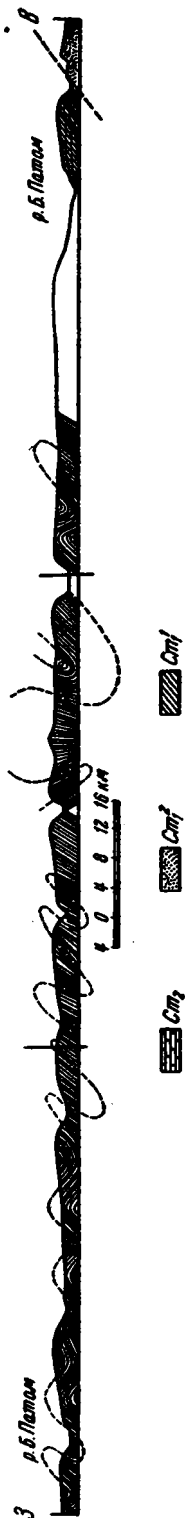
Здесь же на примере Западного Прибайкалья мы должны отвести одно из существенных положений, принадлежащих М. М. Тетяеву. Речь идет о смещении М. М. Тетяевым (1923, 1938) складчатых структур верхнего протерозоя и нижнего палеозоя, о якобы существующем тождестве структур этих двух contemporaneous комплексов. Корни этого недоразумения таются в старинных наблюдениях М. М. Тетяева, впервые выделившего голоустенскую, улунтуйскую и качергатскую свиты и нигде не обнаружившего контакта этих свит с отложениями нижнего кембрия. В силу отсутствия какого-либо фактического материала им было высказано провизорное положение о согласном залегании указанных трех свит с несомненным кембрием. Это провизорное положение, так и оставшееся несомненным никаким новым материалом точных наблюдений, постепенно превратилось в догмат. Однако при первом же соприкосновении с реальной действительностью выяснилось полное несоответствие этого догмата с конкретными природными соотношениями отложений нижнего кембрия и докембрия. Выяснилось, что базальная свита нижнего кембрия (ушаковская) отделена от качергатской, улунтуйской и голоустенской свит региональным перерывом, связанным со складчатостью прибайкальского трехчленного комплекса и последующим глубоким размывом. Складкообразование сопровождалось интенсивной магматической деятельностью. Каледонская складчатость была последующим и совершенно самостоя-

тельным этапом в истории развития складчатых структур Байкальской области.

Последнее положение прекрасно иллюстрируется, в частности, нашей картой (фиг. 10). Мы видим, что структура ядра размытого каледонского антиклинория весьма сложна. В состав этой структуры входит крупный синклиниорий верхнего трехчленного протерозоя северо-восточного простирания, шарнир которого погружается на северо-восток. В связи с этим максимальное развитие верхнего протерозоя имеет место в бассейне р. Сармы и в верхнем течении р. Иликты. На юго-запад отчетливо выражено вздымание шарнира складок верхнего протерозоя, в связи с чем на водоразделе рр. Бугульдейки и Анги появляются древние породы архейского фундамента — аляскиты, гнейсы, мраморы и парасланцы. Трансгрессивная серия нижнего кембрия перекрывает размытую складчатую структуру верхнего протерозоя, залегая то на архейских породах, то на различных свитах верхнего протерозоя. Прямого и точного соответствия между складчатой структурой верхнего протерозоя и нижнего кембрия не имеется. Единственная черта сближает эти одновременные структуры: единство простирания складчатых форм. И каледонская, и верхнепротерозойская складчатость вытянуты с юго-запада на северо-восток. Это обстоятельство, наряду с путаницей в нормальном разрезе, и является основным аргументом М. М. Тетяева, объединяющего весь нижний палеозой и верхний протерозой в единый стратиграфический и тектонический комплекс. Очевидно, что подобные представления соответствуют давно минувшему уровню геологической изученности Западного Прибайкалья. Если для области Западного Прибайкалья строение периферической части каледонской зоны можно было охарактеризовать как сравнительно простую структуру северо-западного крыла главного антиклинория, осложненной более мелкой второстепенной складчатостью, постепенно затухающей к платформе, то для более северных частей периферической зоны мы имеем более сложные соотношения. Так, в упоминавшемся уже районе верховьев ряда левобережных притоков р. Киренги у самой окраины кристаллического массива отмечается довольно крупный синклиналь, составленный, по наблюдениям В. П. Маслова (1935), верхним кембрием и нижним силуром. К северо-западу от этого синклиналя располагается ряд антиклинальных структур, пересекающих долину р. Киренги. Эта антиклинальная зона отделяет Окунайский синклиналь от области почти сплошного развития нижнего силура на Ленеко-Киренгском водоразделе — области перехода от складчатой зоны к ее платформе. На простирании отмеченной антиклинальной зоны к северо-востоку в нижнем течении р. Кутимы расположена аналогичная структура, разделяющая два мелких синклиналя, выполненных силуром.

В разрезе низовьев р. Чаи (Домбровский, 1940) наблюдается ряд мелких антиклинальных структур с обнажающимися в ядрах нижнекембрийскими отложениями, разделенных синклиналями среднего кембрия (см. фиг. 23). Близ устья р. Чаи вдоль долины р. Лены расположен крупный синклиналь, выполненный нижним силуром. Этот синклиналь входит в состав целой синклинальной зоны, отделяющей Пеледуйско-Ньюский антиклинорий, выделенный и околнуренный М. М. Тетяевым (Тетяев, 1938) от главного антиклинория — кристаллического массива.

К северо-востоку от устья р. Чаи прослеживается целая серия складчатых структур, заметно отличающихся от пологих простых структур нижнего палеозоя Западного Прибайкалья и верховьев р. Лены. По данным В. В. Домбровского (1940), при движении вверх по р. Чае интенсивность смятия пород быстро увеличивается, и в 20—25 км от Лены наблюдается ряд сильно сближенных, опрокинутых к западу, иногда вееро-



Фиг. 27. Схематический геологический профиль среднего течения р. Б. Патома. (По З. М. Старостиной).
 См₁ — нижний кембрий; См₂ — пестроцветная свита нижнего кембрия; См₃ — средний кембрий.

образных антиклиналов, в ядрах которых нередко обнажаются нижнекембрийские породы (фиг. 24). Антиклиналы разделены узкими, часто также опрокинутыми синклиналами среднекембрийских известняков. Складки нередко осложнены мелкими сколами, горизонтами дробления и местными складочками, не выходящими за пределы нескольких пластов. Выше по реке интенсивность складчатости еще увеличивается, учащаются случаи локального смятия слоев, разрывов надвигового типа. С приближением к окраине горной страны средний кембрий исчезает, уступая место нижнему кембрию. Породы последнего становятся все более смятыми, теряют постоянство элементов залегания, разорваны и брекчированы.

Этот тип структур кембрийской толщи, прослеживаемый и далее по простиранию на северо-восток, находит свое продолжение в складках «Коршуново-Витимской складчатой зоны» З. М. Старостиной (Зегебарт и Старостина, 1935).

Ниже устья р. Витима р. Лена вступает в область более спокойного залегания древнего палеозоя. На левобережье Лены в области Ленско-Патомского междуречья появляется (Зегебарт и Старостина, 1935) синклинал сравнительно простого строения, вытянутый в северо-восточном направлении. Этот синклинал, выраженный на карте полосой нижнего силура, расположен параллельно той синклинальной зоне, которая отделяет главный каледонский антиклинорий от Пеледуйско-Ньюского. Дальнейшее погружение этих синклинальных структур к северо-востоку обуславливает появление крупного Жербинского синклинория, выполненного верхнесилурийскими отложениями и закрытого почти полностью юрской толщей.

К юго-востоку от Жербинского синклинория выступает периклинальное окончание главного антиклинория, прорезаемого долинами рр. Лены и Большого Патома. Здесь, по данным З. М. Старостиной (1935), наблюдается целый ряд сложных антиклиналов нижнего кембрия, в промежутках между которыми в синклиналах иногда появляется средний кембрий (рис. 27); в ядрах некоторых антиклиналов вскрыты метаморфизованные породы докембрия.

Так же как и в остальных участках складчатого кембро-силура, здесь по мере продвижения в глубь главного антиклинория появляются все более и более низкие горизонты нижнего кембрия. Широкая полоса складчатого нижнего кембрия опоясана с юга извилистой лентой выходов базального горизонта нижнего кембрия, налегающего на разнообразные докембрийские породы. Это та «дуга кварцитов и конгломератов», ко-

торая по данным первых исследователей Ленского золотоносного района опоясывает с севера Патомское нагорье (Обручев, 1932_а).

Внутренняя структура крупного поля осадочных пород, в той или иной степени метаморфизованных, слагающих область так называемого Ленского золотоносного района, во многих отношениях представляется еще неясной. Под влиянием работ В. А. Обручева возникло представление, что тектоника этой местности характеризуется плавным дугообразным перегибом простираний с ЮЗ—СВ в западной части Ленского района на СЗ—ЮВ в его восточной части. Еще Э. Зюсс отмечал северо-западные простирания метаморфической свиты в центральной части района как загадку, требующую разрешения.

М. М. Тетяев (1923, 1938) пытался разрешить эту загадку, объясняя ее тем, что северо-восточная окраина кристаллического массива обнаруживает резкий уклон шарниров складок на СВ. Благодаря этому, при общем северо-восточном простирании складок на шарнирах получается преобладание СВ простирания, определяющего замыкание складок. Однако, предположение Тетяева, при всей внешней его заманчивости, повидимому, мало соответствует истине. Прежде всего Тетяев исходил, из того, что вся метаморфическая свита Ленского района относится к нижнему кембрию. Это предположение Тетяева отпадает, так как мы видели, что Ленский золотоносный район составлен, вероятно, сложным комплексом отложений, в составе которого намечается участие нижнего и верхнего протерозоя; весьма вероятен также и нижний палеозой. Таким образом, выделение «Бодайбинского синклинала», как это делает Тетяев, представляется весьма искусственным объединением разнообразных структур докембрия и нижнего палеозоя. Искусственность структурной характеристики Ленского золотоносного района, даваемой Тетяевым, подчеркивается еще тем известным фактом, что в центральной части района мы имеем дело не с простым пологим синклиналом, а со сложной структурой, состоящей из ряда острых и крупных складок «метаморфической свиты», опрокинутых на ЮЗ. Этот факт неоднократно подчеркивался В. А. Обручевым. Одна из таких складок изображена на прекрасной фотографии, приложенной к одной из работ В. А. Обручева и А. П. Герасимова и вновь воспроизведенной в I томе «Геологии Сибири» В. А. Обручева. Очевидно, что тектоника Ленского золотоносного района значительно сложнее, чем это казалось. Я допускаю возможность наличия здесь целой серии разновозрастных складчатых структур верхнего и нижнего протерозоя и нижнего кембрия, разобраться в которых пока невозможно, впредь до точного расчленения сложной «метаморфической свиты». «Загадка» Э. Зюсса продолжает еще быть неразрешенной.

У устья р. Малого Патома нижнекембрийские породы сменяются среднекембрийскими, на которые, в свою очередь, налегают отложения верхнего кембрия и нижнего силура. Спокойное залегание этих пород, слагающих крупные пологие складки, выдерживающееся и далее вниз по Лене, свидетельствует, что вниз от устья М. Патома р. Лена вступает в область платформы каледонской зоны складчатости. Структура нижнего палеозоя на восточной окраине складчатой зоны изучена еще очень плохо. Можно лишь сказать, что в области нижнего течения р. Жуи и прилегающего отрезка течения р. Чары кембрийские отложения смяты довольно интенсивно. Складки обычно простые, не осложненные никакими добавочными нарушениями, нередко опрокинуты на северо-запад в сторону главного антиклинория. Интересно, что простираение складок на восточной окраине складчатой зоны несколько уклоняется от северо-восточного направления, столь характерного для ориентировки складчатых форм северо-западной окраины зоны складчатости. Уже в ориентировке крупного синклинала, выполненного нижним силуром и протягивающегося

от р. Бирюка к пос. Березовскому на р. Лене, видно некоторое изменение простираания в сторону приближения к меридиану.

Еще более резко это явление выражено в среднем течении р. Чары в районе устья р. Жуи, где складки кембрийских пород вытянуты почти по меридиану в северо-северо-восточном направлении. Намечается таким образом непараллельность складчатых форм на периферии северного окончания складчатой зоны, схождение под острым углом складок северо-западной и восточной окраин зоны. Это обстоятельство свидетельствует, помимо, о погружении складчатой зоны в северо-восточном направлении, о том, что в районе Ленской излучины и Б. Патома мы имеем дело с периклинальным окончанием главного антиклинория складчатой зоны каледонид.

Переходя к характеристике структуры внутренней части каледонской складчатой зоны, к области кристаллического массива, необходимо отметить, что М. М. Тетяев (1938) пытается расчленить главный антиклинорий на целый ряд более элементарных структур. Им выделяются внутри кристаллического массива несколько антиклинориев (Чуйский, Баргузино-Жуинский и др.) и синклинориев (Тыйский, Ципикано-Витимский и т. д.). Однако, подобная трактовка структуры внутренней части зоны Байкальских каледонид представляется весьма сомнительной, ибо Тетяев относит разнообразные и разновозрастные отложения (нижний и верхний протерозой), развитые внутри кристаллического массива, к нижнему кембрию. Эта предвзятая и необоснованная исходная позиция предопределяет неправильность структурного анализа центральной части каледонид.

Выше в разделе, посвященном стратиграфии, мы уделили много внимания тщательному отделению кембрийских отложений от докембрия внутри горной области. Этот пересмотр старых данных, основанных в смысле возрастных определений на давнишних работах М. М. Тетяева в Западном Прибайкалье, позволил переоценить многое на базе многочисленных и детальных исследований, произведенных в последние годы на западном побережье оз. Байкал.

Переоценка, произведенная нами, привела к выводу, что более или менее достоверные выходы кембрия внутри нагорной области весьма немногочисленны. Они сосредоточены, главным образом, вдоль восточной границы складчатой зоны, намеченной нами выше, и частью на юге — в бассейне верхнего течения р. Витима. В этих условиях мы можем рассматривать каледонскую структуру кристаллического массива лишь в самых общих чертах. Именно, вся центральная часть каледонской складчатой зоны представляет структуру крупного антиклинория северо-восточного простираания. Шарнир этого антиклинория, который радионально именовать главным, погружается на северо-восток, в связи с чем в районе излучины р. Лены мы имеем перуклинальное окончание этой структуры. Вдоль северо-западной окраины кристаллического массива прослеживается северо-западное крыло главного антиклинория, сложенное складчатым комплексом кембро-силура. Вдоль юго-восточной окраины складчатой области в направлении ЮЗ—СВ протягивается синклинальная зона. Она намечена рядом выходов нижнего кембрия, располагающихся примерно на одной линии северо-восточного простираания. Выходы нижнего кембрия, намечающие существование крупного синклинория, примыкающего с юго-востока к главному антиклинорию, более или менее известны в Делюн-Уранском хребте по работам А. К. Мейстера (1932), а также в верховьях р. Ципы и в окрестностях Баунтовских озер (Свитальский, 1915_{2,3}; Свитальский и Половинкина, 1931), далее — на центральном плато Витимского плоскогорья (Мейстер и Половинкина, 1932) и по левобережью р. Витима в ее верхнем течении (рч. Кыдымит и др.).

Кроме этих выходов кембрия, в бассейне р. Турки и еще далее на юг — в Морском хребте, близ р. Селенги (татауровские конгломераты), вероятно более широкое развитие кембрийских отложений, чем внутри Байкальского кристаллического массива. Это обстоятельство, возможно, указывает на начало погружения шарнира главного антиклинория к юго-западу. Таким образом, наше представление о строении внутренней части каледонской зоны значительно разнится от представлений М. М. Тетяева.

М. М. Тетяев, давая характеристику внутреннего строения каледонской байкальской зоны, выделяет здесь в частности Чуйский антиклинорий. Выделение этого антиклинория представляется с первого взгляда обоснованным сравнительно хорошо. Вот что пишет М. М. Тетяев по этому поводу в своей «Геотектонике СССР»: «Этот антиклинорий, который мы назовем Чуйским, протягивается от пос. Нохтуйского на Лене через Витим между сс. Воронцовка и Мама, далее на юго-запад вдоль Большой Чуи и выходит за Киренгу к югу от пос. Казачинского. Он прекрасно очерчивается на северо-востоке, где его погружение обуславливает облекание в бассейне р. Патома и далее на Лене докембрийского ядра породами кембрия и затем силура. В юго-западной части он намечается выпуклостью к западу контура докембрия у с. Казачинского, который обнимается кембрийскими отложениями, благодаря погружению шарнира антиклинория на юго-запад». Из этой характеристики явствует, между прочим, что вопреки своим прежним высказываниям, М. М. Тетяев признает существование «докембрийского ядра» в бассейне рр. Патома и Лены. Мы видели выше, что в районе р. Б. Патома и в излучине р. Лены наблюдается периклинальное окончание главного антиклинория, а не частной антиклинальной структуры внутри складчатой зоны. На северо-востоке складчатой зоны выделение частной структуры «Чуйского антиклинория» представляется малообоснованным. Еще более необоснованно оно для юго-западного окончания «Чуйского антиклинория». Выступ докембрия у с. Казачинского, о котором говорит Тетяев, с моей точки зрения вовсе не говорит в пользу наличия здесь частной антиклинальной структуры. Прежде всего нужно сказать, что здесь нет никакого локального выступа докембрия. Граница между кристаллическим массивом и складчатым полем кембро-силура по всей западной окраине массива выражается в общем в форме дуги, выпуклой в сторону платформы. Максимальная выпуклость этой дуги приурочена к правобережью р. Киренги. Южнее дугообразный характер границы между кембрием и докембрием искажен, вследствие размыва новейших структур сводового поднятия Станового хребта. Дугообразный характер границы кембро-силура и кристаллического массива лишь подчеркивает структуру главного антиклинория. Максимальная выпуклость дугообразной границы, о которой мы здесь говорим, свидетельствует о вздымании шарнира главного антиклинория в середине кристаллического массива.

Тетяев ищет продолжение структуры «Чуйского антиклинория» в складках палеозоя Киренги и Лены, говорит об облекании докембрийского выступа кембрийскими отложениями. И здесь структурные взаимоотношения даны неверно. Породы кристаллического массива здесь не облекаются кембрием. На продолжении оси «Чуйского антиклинория» располагается Окунайский нижнесилурийский синклинал, подходящий вплотную к кристаллическому массиву.

Мы видим, сколь мало обосновано М. М. Тетяевым существование «Чуйского антиклинория».

Об остальных антиклинориях, выделяемых Тетяевым по «пятнам» развития протерозойских пород внутри кристаллического массива, говорить не приходится. Ряд каледонских антиклинориев и синклинориев

Тетяева является, как мы увидим далее, гораздо более древними — протерозойскими структурами.

Переходя к структуре платформы каледонской складчатой зоны, коснемся только тех участков платформы, которые непосредственно прилегают к складчатой зоне. Структуры платформы, слогаемой мощной толщей кембро-силура, представляются в виде крупных депрессий синклинального типа. Такая структура, в частности, характерна для области «Иркутского амфитеатра». Восточная окраина синклинальной депрессии, хорошо выраженной на карте почти сплошным развитием силурийских отложений, подходит вплотную к окраине палеозойской складчатой зоны.

Другая крупная синклинальная структура хорошо выражена на севере нашей области как дальнейшее развитие цепи синклиналов, разделяющих Пеледуйско-Ньюский антиклинорий от главного антиклинория. Данная синклинальная структура, впервые установленная А. Г. Ржонсницким, протягивается, повидимому, далеко на северо-восток под юрой Виллюйского бассейна. С нею, вероятно, связана пологая спокойная синклинальная депрессия, пересекаемая р. Ленкой ниже пос. Березовского и протягивающаяся, повидимому, далеко на юг в область Олекмо-Витимского междуречья, входящего в состав каледонской платформы. На Олекмо-Витимском междуречном пространстве кембрийские отложения платформенного типа сохранились лишь в виде небольших островообразных участков. Синклинальные структуры отделены друг от друга антиклинальными зонами, осложняющими общий синклинальный характер строения периферии платформы.

На фоне этих крупных депрессий синклинального типа, характеризующихся чрезвычайно спокойным залеганием кембрийских и силурийских отложений и как бы обрамляющих складчатую зону каледонид, наблюдаются более мелкие складчатые структуры. Последние можно расчленить на две группы. В первую из них входят куполовидные структуры, развитие которых в ряде случаев, вероятно, тесно связано со своеобразным проявлением соляной тектоники. Структуры этого типа известны за пределами нашего района в области Виллюйской депрессии на р. Кемпендзай (Обручев, 1935—1937₁). Структуры куполовидного типа появляются по левобережью р. Лены к юго-западу и северо-востоку от Пеледуйско-Ньюского антиклинория. Аналогичные структуры распространены, видимо, и по восточной окраине складчатой зоны в бассейне р. Чары, где по данным И. А. Ефремова и А. А. Арсеньева (1935), в долине р. Токко обнаружен небольшой купол, ядро которого сложено гипсом, а периферия — известняками кембрия. Подобные структуры здесь, вероятно, не единичны. М. М. Тетяев (1938) связывает появление куполовидных структур на платформе с зонами погружения шарниров антиклиналов на окраине складчатой зоны. По отношению к структуре Пеледуйско-Ньюского антиклинала и прилежащих участков платформы эта связь, повидимому, действительно имеет место.

Другой тип структур, весьма характерный для каледонской платформы, это узкие удлиненные, валоподобные антиклиналы, возникающие на фоне крупных, очень пологих синклинальных депрессий. В верховьях р. Харат в ядре крутого антиклинала наблюдается сильное смятие карбонатных среднекембрийских пород ядра. Крылья антиклинала круты (угол наклона до 50°), поперечный профиль асимметричный, указывающий на наклон плоскости шарнира к СЗ в сторону платформы.

Многие складки этого типа, наблюдаемые в бассейне рр. Илги, Куленги (Павловский и Фролова, 1941), не выражены на геологических картах,

так как в ядрах их выходят те же породы верхнего кембрия, что и на периферии антиклинала и в прилегающих синклинальных депрессиях. Встречаются также и более крупные структуры этого типа. Представителем этой группы является крупный антиклинал среднего кембрия, тянущийся по правобережью рр. Тутуры и Чикана и прорезаемый р. Леной у пос. Жигалово. Падение крыльев складки здесь колеблется от $15-20^\circ$ до $65-70^\circ$.

Наличие разнотипных структур, осложняющих сравнительно простое синклинальное строение окраин каледонской платформы, указывает на известное участие этой окраины в складкообразовательных движениях, имевших максимальный размах в каледонской зоне складчатости. Другими словами — в области левобережья р. Лены, и в бассейне рр. Чары и Олекмы мы наблюдаем своеобразную зону перехода от структуры платформы к структуре складчатой зоны каледонид.

Попытаемся теперь наметить основные этапы истории развития каледонской складчатой зоны. В данном случае эта попытка сильно осложняется тем, что сейчас сравнительно хорошо известны и мощность и состав только древнего палеозоя, развитого на периферии складчатой зоны и в пределах ее платформы; сведения же о составе и мощности нижнего палеозоя внутри складчатой зоны еще очень отрывочны и неполны. В этой неоднородности состояния фактического материала кроется источник многих коренных разногласий. Изучая структуру древнего палеозоя, мы видели, что полный разрез его наблюдается только на периферии складчатой зоны. Естественно, что в этих условиях наиболее высокие горизонты разреза нижнего палеозоя, начиная со среднего кембрия до силура включительно, развиты на периферии складчатой зоны и на ее платформе представлены платформенными или «наплитными», по выражению Н. С. Шатского (1932), осадками. Естественно поэтому, что стратиграфия и литология толщи верхов кембрия и силура Ленского края лишь косвенно отображают геологические процессы, происходившие в это время в соседней геосинклинальной области. Очевидно, что платформенный характер рассматриваемых отложений никоим образом не предопределяет тот же тип отложений внутри складчатой зоны. С этой точки зрения наибольший интерес представляет изучение разреза нижнего кембрия, отложения которого мощно развиты на самой окраине кристаллического массива и известны в нескольких местах внутри него.

Анализируя условия осадкообразования в нижнем кембрии, мы пришли к выводу, что в это время в области кристаллического массива существовала весьма подвижная область геосинклинального типа, вытянутая в северо-восточном направлении от Западного Забайкалья через Баргузинский район к нижнему течению рр. Витима и Б. Патомы. Эта геосинклинальная область не была однородна, она была расчленена на несколько второстепенных элементов — областей погружения и областей воздымания (см. фиг. 15). Основных областей погружения (интрагеосинклиналей, по терминологии М. М. Тетяева), в которых происходило накопление мощных отложений, было, вероятно, две — южная Баргузинская и северная Чае-Патомская. Нужно думать, что они отделялись друг от друга областью воздымания (интрагеоантиклинал), с которой в обе стороны, и на юг и на север, поступал обломочный материал. Южная, баргузинская зона прогиба в свою очередь распадалась на несколько более мелких участков прогибания и участков поднятия. В частности, сюда входит зона передового ушаковского прогиба, в которой отлагались грубые терригенные осадки ушаковской свиты. Мы уже отмечали, что питание обломочным материалом этого прогибающегося участка шло несомненно из внутренней части Баргузинской геосинклинальной области. Здесь, очевидно, была местная зона поднятия, подвергавшаяся интенсивной

Тетяева является, как мы увидим далее, гораздо более древними — протерозойскими структурами.

Переходя к структуре платформы каледонской складчатой зоны, коснемся только тех участков платформы, которые непосредственно прилегают к складчатой зоне. Структуры платформы, слогаемой мощной толщей кембро-силура, представляются в виде крупных депрессий синклинального типа. Такая структура, в частности, характерна для области «Иркутского амфитеатра». Восточная окраина синклинальной депрессии, хорошо выраженной на карте почти сплошным развитием силурийских отложений, подходит вплотную к окраине палеозойской складчатой зоны.

Другая крупная синклинальная структура хорошо выражена на севере нашей области как дальнейшее развитие цепи синклиналив, разделяющих Пеледуйско-Ньюский антиклинорий от главного антиклинория. Данная синклинальная структура, впервые установленная А. Г. Ржонсницким, протягивается, повидимому, далеко на северо-восток под юрой Виллюйского бассейна. С нею, вероятно, связана пологая спокойная синклинальная депрессия, пересекаемая р. Леной ниже пос. Березовского и протягивающаяся, повидимому, далеко на юг в область Олекмо-Витимского междуречья, входящего в состав каледонской платформы. На Олекмо-Витимском междуречном пространстве кембрийские отложения платформенного типа сохранились лишь в виде небольших островообразных участков. Синклинальные структуры отделены друг от друга антиклинальными зонами, осложняющими общий синклинальный характер строения периферии платформы.

На фоне этих крупных депрессий синклинального типа, характеризующихся чрезвычайно спокойным залеганием кембрийских и силурийских отложений и как бы обрамляющих складчатую зону каледонид, наблюдаются более мелкие складчатые структуры. Последние можно расчленить на две группы. В первую из них входят куполовидные структуры, развитие которых в ряде случаев, вероятно, тесно связано со своеобразным проявлением соляной тектоники. Структуры этого типа известны за пределами нашего района в области Виллюйской депрессии на р. Кемпендзай (Обручев, 1935—1937₁). Структуры куполовидного типа появляются по левобережью р. Лены к юго-западу и северо-востоку от Пеледуйско-Ньюского антиклинория. Аналогичные структуры распространены, видимо, и по восточной окраине складчатой зоны в бассейне р. Чары, где по данным И. А. Ефремова и А. А. Арсеньева (1935), в долине р. Токко обнаружен небольшой купол, ядро которого сложено гипсом, а периферия — известняками кембрия. Подобные структуры здесь, вероятно, не единичны. М. М. Тетяев (1938) связывает появление куполовидных структур на платформе с зонами погружения шарниров антиклиналов на окраине складчатой зоны. По отношению к структуре Пеледуйско-Ньюского антиклинала и прилежащих участков платформы эта связь, повидимому, действительно имеет место.

Другой тип структур, весьма характерный для каледонской платформы, это узкие удлиненные, валоподобные антиклиналы, возникающие на фоне крупных, очень пологих синклинальных депрессий. В верховьях р. Харат в ядре крутого антиклинала наблюдается сильное смятие карбонатных среднекембрийских пород ядра. Крылья антиклинала круты (угол наклона до 50°), поперечный профиль асимметричный, указывающий на наклон плоскости шарнира к СЗ в сторону платформы.

Многие складки этого типа, наблюдаемые в бассейне рр. Илги, Куленги (Павловский и Фролова, 1941), не выражены на геологических картах,

так как в ядрах их выходят те же породы верхнего кембрия, что и на периферии антиклинала и в прилегающих синклинальных депрессиях. Встречаются также и более крупные структуры этого типа. Представителем этой группы является крупный антиклинал среднего кембрия, тянущийся по правобережью рр. Тутуры и Чикана и прорезаемый р. Леной у пос. Жигалово. Падение крыльев складки здесь колеблется от 15—20° до 65—70°.

Наличие разнотипных структур, осложняющих сравнительно простое синклинальное строение окраин каледонской платформы, указывает на известное участие этой окраины в складкообразовательных движениях, имевших максимальный размах в каледонской зоне складчатости. Другими словами — в области левобережья р. Лены, и в бассейне рр. Чары и Олекмы мы наблюдаем своеобразную зону перехода от структуры платформы к структуре складчатой зоны каледонид.

Попробуем теперь наметить основные этапы истории развития каледонской складчатой зоны. В данном случае эта попытка сильно осложняется тем, что сейчас сравнительно хорошо известны и мощность и состав только древнего палеозоя, развитого на периферии складчатой зоны и в пределах ее платформы; сведения же о составе и мощности нижнего палеозоя внутри складчатой зоны еще очень отрывочны и неполны. В этой неоднородности состояния фактического материала кроется источник многих коренных разногласий. Изучая структуру древнего палеозоя, мы видели, что полный разрез его наблюдается только на периферии складчатой зоны. Естественно, что в этих условиях наиболее высокие горизонты разреза нижнего палеозоя, начиная со среднего кембрия до силура включительно, развиты на периферии складчатой зоны и на ее платформе представлены платформенными или «наплитными», по выражению Н. С. Шатского (1932), осадками. Естественно поэтому, что стратиграфия и литология толщи верхов кембрия и силура Ленского края лишь косвенно отображают геологические процессы, происходившие в это время в соседней геосинклинальной области. Очевидно, что платформенный характер рассматриваемых отложений никоим образом не предопределяет тот же тип отложений внутри складчатой зоны. С этой точки зрения наибольший интерес представляет изучение разреза нижнего кембрия, отложения которого мощно развиты на самой окраине кристаллического массива и известны в нескольких местах внутри него.

Анализируя условия осадкообразования в нижнем кембрии, мы пришли к выводу, что в это время в области кристаллического массива существовала весьма подвижная область геосинклинального типа, вытянутая в северо-восточном направлении от Западного Забайкалья через Баргузинский район к нижнему течению рр. Витима и Б. Патомы. Эта геосинклинальная область не была однородна, она была расчленена на несколько второстепенных элементов — областей погружения и областей воздымания (см. фиг. 15). Основных областей погружения (интрагеосинклиналей, по терминологии М. М. Тетяева), в которых происходило накопление мощных отложений, было, вероятно, две — южная Баргузинская и северная Чае-Патомская. Нужно думать, что они отделялись друг от друга областью воздымания (интрагеоантиклинал), с которой в обе стороны, и на юг и на север, поступал обломочный материал. Южная, баргузинская зона прогиба в свою очередь распадалась на несколько более мелких участков прогибания и участков поднятия. В частности, сюда входит зона передового ушаковского прогиба, в которой отлагались грубые терригенные осадки ушаковской свиты. Мы уже отмечали, что питание обломочным материалом этого прогибающегося участка шло несомненно из внутренней части Баргузинской геосинклинальной области. Здесь, очевидно, была местная зона поднятия, подвергавшаяся интенсивной

денудации. Вторая местная зона поднятия возможно ограничивала баргузинскую зону прогиба с востока и располагалась, может быть, в области современного центрального плато Витимского плоскогорья. Этот участок воздымания обусловил появление местных красноцветных кембрийских отложений.

Северная, Чае-Патомская геосинклинальная область представляется более однородной, чем Баргузинская, хотя быть может и на севере со временем будут выявлены отдельные частные структуры. Необходимо учитывать вероятное в ближайшем будущем расчленение сложного комплекса отложений метаморфической свиты Ленского района на целый ряд свит, часть которых, может быть, будет отнесена к нижнему палеозою.

Область воздымания, отделявшая северную геосинклинальную зону от южной, вероятно, также была неоднородной. Пока можно говорить лишь о том, что в ее пределах в течение нижнего кембрия положительные движения имели доминирующее значение. К концу нижнего кембрия, в эпоху отложения красноцветных пород мотской свиты, завершилась первая фаза в истории развития геосинклинальной области.

Для всей области распространения пород мотской свиты, для периферии нижнепалеозойской геосинклинали мы не видим черт геосинклинального развития и констатируем лишь общее воздымание. Однако, вряд ли это имело место всюду внутри геосинклинальной области. Вероятнее, что там продолжали развиваться те самые основные структурные элементы области, которые достаточно отчетливо были намечены ранее.

За отсутствием достаточных данных мы не можем пока проследить дальнейшее развитие первичных структур внутренней части геосинклинальной области в течение среднего кембрия. Изучение среднего кембрия на периферии геосинклинальной области приводит к представлению о ее общем новом погружении, пришедшем на смену поднятия в предыдущую эпоху. На фоне этого общего погружения выделяется формирование широкого прогиба в районе излучины р. Лены. Этот прогиб, намеченный Д. И. Зеgebартом и З. М. Старостиной (Зеgebарт и Старостина, 1935), по всем признакам тесно связан с областью Чае-Патомской геосинклинальной зоны, природа которой, вероятно, осталась неизменной в среднем кембрии. Мощность среднего кембрия в зоне прогиба значительно больше, чем в прилегающих областях. Крупные отрицательные движения в начале среднего кембрия охватили по всем признакам не только зоны геосинклинальных прогибов, но и значительную (восточную) часть срединной области воздымания, наметившейся в нижнем кембрии. Об этом нам свидетельствует очень мощная толща карбонатных пород среднего кембрия Северно-Муйского хребта. Повсеместное согласное залегание среднего кембрия на нижнем указывает, что на грани этих двух эпох не произошло «инверсии» геосинклинали.

В области каледонской платформы в эпоху среднего кембрия намечается развитие пологих мульдообразных депрессий, вероятно унаследованных от соответствующих нижнекембрийских структур. В некоторых из них, например в области Вилуйского прогиба, в Иркутском районе, помимо карбонатных пород, наиболее типичных для данной эпохи, отлагались битуминозные сланцы. В областях, прилегавших к геосинклинальной зоне, для отдельных моментов среднего кембрия был характерен лагунно-морской режим, в условиях которого шло интенсивное отложение разнообразных химических осадков.

Господство карбонатных отложений во всем верхнем и большей части разреза среднего кембрия, наблюдаемое во всех областях его развития, говорит об устойчивости режима бассейна. С эпохой отложения среднекембрийских осадков связана следующая посленижнекембрийская трансгрессия, охватившая всю область.

Новый общий подъем ясно выражен в верхнем кембрии. Режим открытого морского бассейна, характерный для эпохи среднего кембрия, сменился режимом лагун, в которых отлагались красноцветные осадки регрессирующего бассейна. Внутри геосинклинальной зоны, вероятно, верхнекембрийские отложения были менее монотонны, чем на ее периферии. О продолжающихся движениях внутри геосинклинали говорит изменение фаций верхнего кембрия, выражающееся в повышении роли карбонатных пород от р. Лены на восток к кристаллическому массиву. О том же свидетельствует заметное возрастание мощности верхнего кембрия, измеряемой в верховьях р. Лены цифрой 200 м, а в области Лено-Байкальского водораздела (бассейн рр. Куленги, Манзурки) достигающей 400—450 м (Павловский и Фролова, 1941).

Внутри геосинклинальной области (Северно-Муйский хребет), судя по данным Н. П. Михно, мощность красноцветных отложений верхнего кембрия достигает почти 1000 м.

Новое проявление динамичности геосинклинальной области мы видим в нижнем силуре. В отличие от среднего и верхнего кембрия в комплексе отложений нижнего силура наблюдается значительная пестрота фаций. Здесь отлагались мощные осадки того же типа, что и в верхнем кембрии, наряду со светлыми карбонатными породами, часто органогенными (водорослевыми); известную роль играют также терригенные отложения. Для отдельных горизонтов характерна обильная фауна, в том числе фауна открытого морского бассейна. Все это говорит о новой (третьей) трансгрессии моря в нашей области, более, однако, скромной по размерам охваченной площади, чем предыдущие.

Как уже было отмечено в очерке стратиграфии силура, наиболее устойчивый морской режим в течение нижнего силура был в области северной геосинклинальной зоны — чае-патовской.

В нижнем силуре, очевидно, проявились дифференцированные движения в геосинклинальной области, столь типичные для кембрия, особенно нижнего. Можно предполагать при этом, что основные тенденции (векторы) этих движений, определившиеся в нижнем кембрии, в том или ином виде сохранились и в нижнем силуре. Так, например, по западной окраине горной области еще в нижнем кембрии выделилась область преобладающих положительных движений, возникла срединная область денудации, продукты разрушения которой сносились как в северный Чае-Патовский геосинклинальный прогиб, так, вероятно, и в южный Баргузинский.

В нижнем силуре эта тенденция, видимо, сохранилась, в связи с чем по окраине нагорья в современном хр. Шуринья отложилась мощная серия грубых терригенных пород, констатированная В. П. Масловым и В. В. Домбровским (Домбровский, 1940).

В верхнем силуре, представленном исключительно мелководными отложениями небольшой мощности, определилась последняя в истории этой области регрессия моря. С концом эпохи верхнего силура связано отмирание геосинклинального режима области и оформление складчатых структур как внутри складчатой зоны, так и на ее периферии. Переходные слои между ниже- и верхнесилурийскими отложениями часто бывают обогащены обломочным материалом, как это наблюдается в ряде разрезов на рр. Лене и Вилюе. Появление этих обломочных пород указывает, может быть, на одновременные мощные складкообразовательные процессы в соседней геосинклинальной области, на становление каледонской складчатой зоны.

Завершающие этапы складчатости, повидимому, связаны с концом силура, что и позволяет определить возраст ее как каледонский. В пользу каледонского возраста складчатости свидетельствует также отсутствие

отложений верхнего палеозоя, вхождение всей нашей области в состав герцинской платформы.

С заключительными моментами складкообразования в каледонской зоне связаны интрузии гранитов и образование целой серии разнообразных по форме тел слюдоносных пегматитов. Однако, вопреки мнению Тетяева, к категории каледонских интрузий можно отнести пока лишь немногие интрузивные тела кислой магмы, известные в пределах Байкальского кристаллического массива. Сейчас с известной уверенностью можно отнести к каледонским магматическим проявлениям лишь сравнительно мелкие гранитные интрузии в Патомском и Верхне-Витимском районах, приуроченные к зонам погружения шарнира главного каледонского антиклинория. Ряд же крупных гранитных тел внутри массива, относимых Тетяевым также к категории каледонских, скорее являются, по имеющимся данным, преимущественно более древними протерозойскими. С каледонским интрузивным циклом связаны еще слюдоносные пегматиты р. Мамыи, вероятно, аналогичные образования в Северо-западном Прибайкалье. Более подробно мы останавливались на этом вопросе выше, в главе об истории вулканизма.

То, что сейчас известно о каледонской складчатой зоне Байкальской области, свидетельствует о значительном своеобразии ее и позволяет наметить ряд специфических черт, отличающих структуру и историю развития Байкальских каледонид от каледонид Западной Европы. Прежде всего мы должны отметить, что Байкальские каледониды развивались на фундаменте складчатого протерозоя. Ниже мы увидим, что складчатая структура верхнего протерозоя оказала очень большое влияние на ориентировку каледонских складчатых форм. В Западной Европе мы не находим прямых структурных и стратиграфических аналогов комплексу протерозойских, особенно верхнепротерозойских отложений Байкальской области. В этой последней, повидимому, представлены очень полно последние этапы докембрийской истории Земли, близкие к нижнему палеозою. Может быть, с верхним протерозоем Прибайкалья можно синхронизировать безусловно докембрийскую часть отложений спаргамитовой формации, в частности спарамит района оз. Мьёзен (Бубнов, 1935) в Норвегии. В Байкальской области развитие нижнепалеозойской геосинклинали в значительной мере было predetermined предыдущим этапом геосинклинального развития области, имевшим место в верхнем протерозое. Аналогичные соотношения намечены Т. Фогтом (Бубнов, 1935) для норвежских каледонид. По Фогту, наиболее мощное накопление осадков нижнего палеозоя наблюдается именно в «докембрийской» впадине.

Далее, в отличие от Западноевропейских каледонид в кембро-силуре Байкальской области пока нигде не установлено наличия зеленокаменных излившихся магматогенных пород. Последние известны лишь в составе нижнего палеозоя главной зоны каледонской складчатости, в частности в области Западного Саяна. Эта специфическая черта подчеркивает окраинный, периферический характер каледонской складчатой зоны Байкальской области. О том же свидетельствует ряд признаков весьма раннего отмирания геосинклинального развития, спазматическое чередование фаз геосинклинального развития с фазами относительно спокойствия, накопления красноцветных толщ на границе нижнего и среднего кембрия, в верхнем кембрии, в начале и конце силура. Ничего похожего не наблюдается ни на одном участке каледонской зоны Великобритании и Скандинавии (Бубнов, 1935), где накопление геосинклинальных мощных отложений, обычно начинавшее резко проявляться в начале силура, достигает максимума к концу силурийского периода. Это явление весьма характерно и для норвежской части каледонид (трондjemская мульда) и для шотландской. Лишь в Северном и Южном Уэльсе непрерывное накопление осад-

ков геосинклинального типа начинается, как и в Прибайкалье, с нижнего кембрия. Но в Англии, в отличие от Прибайкалья, от нижнего кембрия до конца силура идет непрерывное и быстрое, лишь с очень редкими и мимолетными остановками, возрастание мощности отложений в геосинклиналях, развитие геосинклинального прогиба и связанных с ним областей размыва внутри геосинклинальной области. Это стремительное и мощное развитие геосинклинальной области в Великобритании, приводящее к быстрой «инверсии» геосинклинали в конце силура, проявляется здесь долгое время после завершающих этапов каледонского складкообразования. Проявление геосинклинальной природы Великобританских каледонид резко выявлено в среднем палеозое: накопление мощных красных песчаников в ряде девонских впадин, образовавшихся на базе каледонских складчатых структур, последующий сложный верхнепалеозойский цикл осадконакопления, своеобразные герцинские структуры Англии, с формированием которых связаны определенные магматические проявления. Ничего похожего мы не видим в Байкальской области. В отношении истории послекаледонского развития наша область скорее может быть сближена с норвежской частью каледонид Западной Европы, в которой нет отложений ни типа красных песчаников Шотландии, ни еще более молодых палеозойских осадков. На размытом каледонском складчатом фундаменте Норвежских каледонид залегают лишь пресноводные угленосные отложения юры. Обращает на себя внимание и еще ряд особенностей Байкальских каледонид, особенностей, выявляющихся при сравнении с одноименными образованиями северо-запада Европы. Складчатые структуры в Байкальской области, поскольку мы их знаем, представляются гораздо более простыми, чем в Западной Европе. В Байкальской области нет, повидимому, регионального развития тех крупных покровных структур, которые столь характерны для Западноевропейских каледонид. Роль фактора метаморфизма во внутренней части Байкальских каледонид, повидимому, меньшая, чем на западе. В тесной связи с этим стоит сравнительно небольшой размах магматических проявлений в байкальской зоне каледонской складчатости.

Все особенности развития и строения этой зоны, из которых мы старались выделить главнейшие, говорят о том, что мы не имеем оснований безоговорочно отождествлять Западноевропейские и Байкальские каледониды. Можно говорить с достаточной уверенностью о том, что развитие и становление каледонских структур Байкальской области имели место примерно в то же время, что и соответствующие этапы геологической истории в «грампианской геосинклинали». В этом смысле структуры нижнего палеозоя байкальской зоны с полным правом должны именоваться каледонскими. Ряд особенностей отличает Байкальские каледониды от Западноевропейских. В сумме эти особенности могут быть охарактеризованы как вялость развития геосинклинальной области в Прибайкалье. Следствием же такого хода процесса геосинклинального развития явились сравнительно простые складчатые структуры нижнего палеозоя, относительно небольшая роль, отведенная магматическим проявлениям, агентам метаморфизма. Своеобразие процесса развития байкальской зоны, повидимому, определяется ее боковым, периферическим положением («аппендикс») по отношению к главной зоне каледонской складчатости, где черты геосинклинального развития складчатой зоны выражены несравненно более мощно и резко.

Своеобразная история развития Байкальских каледонид, определяемая их положением в общей каледонской структуре Евразии, и явилась источником тех достаточно широко известных серьезных разногласий, о которых мы говорили в начале главы о тектонике. В данной обстановке естественно длительное сосуществование непримиримых по существу

теорий «древнего темени» и каледонской складчатой зоны, понятно появление такой своеобразной позиции, какую занял Н. С. Шатский, колебания этого исследователя в вопросе о возрасте последнего этапа складчатости в байкальской зоне (донижнепалеозойский, нижнекембрийский). Естественным синтезом этих противоречий, основанным на новом материале, является представление о своеобразной природе Байкальских каледонид, не имеющих пока себе прямых аналогов в пределах известных нам участков складчатых структур каледонских складчатых зон.

У. ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ СТРУКТУРА

А. Структура верхнего протерозоя

Каледонская складчатая зона в Байкальской горной области, как это неоднократно уже было подчеркнуто нами выше, развивалась на базе предшествовавшего структурного плана верхнего протерозоя. Общее простираение складчатой зоны верхнего протерозоя северо-восточное, то же самое, что было типично для каледонид. Этот факт, наряду с целым рядом неясностей в нормальном разрезе области, существовавших до сих пор, давал М. М. Тетяеву повод для объединения верхнепротерозойского комплекса с кембро-силурийским. Выше, в стратиграфическом разделе, была показана несостоятельность этого объединения со стратиграфической точки зрения, основанная не на фактах, а скорее на отсутствии таковых. Одинаковая общая ориентировка структурного плана складчатого кембро-силура и нижнего протерозоя, с точки зрения М. М. Тетяева, говорит с непреложностью закона о том, что эти структуры одновременны, что все они относятся к каледонидам. Позиция Тетяева в данном вопросе представляется, однако, произвольной и совершенно, повидимому, неразработанной, а высказываемой лишь попутно, по мере надобности.

Если в сложной истории развития разновозрастных структур Западной Европы точка зрения, подобная высказываемой М. М. Тетяевым, и может найти известное подтверждение, то не нужно забывать про специфику развития этих структур, про то, что по свидетельству С. Бубнова (1934, 1935) развитие их протекало в особых, «патологических» условиях. Существенно иные выводы по вопросу о преемственности крупных структурных планов, о пространственных соотношениях между разновозрастными складчатыми зонами напрашиваются при изучении тектоники Северной Америки.

Общеизвестно, что в пределах складчатого обрамления Канадского щита имеются проявления и каледонской, и герцинской, и более молодой складчатости. В системе Аппалачей, как известно, и древние и более молодые складчатые зоны характеризуются одинаковым структурным планом. В этом легко убедиться при ознакомлении, например, с картой тектоники Северной Америки, составленной Кингом и опубликованной в трудах XVI сессии Международного геологического конгресса в Вашингтоне.

Таким образом, вопреки мнению М. М. Тетяева, вряд ли существуют какие-либо общие основания для объединения в каледонский комплекс действительно каледонских структур кембро-силура Байкальской области и более древних структур верхнего протерозоя. К тому же, как мы увидим далее, в деталях эти разновозрастные структуры заметно разнятся друг от друга.

Контуры верхнепротерозойской складчатой зоны намечаются с гораздо большим трудом и меньшей точностью, чем это можно было сделать для каледонид. С уверенностью можно говорить о том, что в зоне каледонской складчатости эрозией вскрыта лишь часть верхнепротерозойской

складчатой зоны, имевшей значительно большие размеры, чем это можно видеть в настоящее время. Наблюдения вдоль северо-западной окраины Байкальского кристаллического массива говорят о том, что под складчатым кембро-силуром почти повсеместно располагается комплекс интенсивно смятых мощных верхнепротерозойских отложений. В этих условиях мы не можем наметить северо-западной границы верхне-протерозойской складчатой зоны. Изучение фаций верхнего протерозоя не дает оснований для предположения о большой близости окраины соответствующей геосинклинальной области к западу и северо-западу от Байкальского кристаллического массива. То же мы можем предполагать и для северной части кристаллического массива. Можно думать, что на запад и север от современного Байкальского кристаллического массива распространены складчатые структуры верхнего протерозоя, возникшие в результате развития крупной верхнепротерозойской геосинклинальной области, в значительной мере погребенной под мощными отложениями кембро-силура и, вероятно, в той или иной части вошедшей в состав каледонской платформы.

На востоке вероятная граница верхнепротерозойской складчатой зоны проходит в меридиональном направлении в области Олекмо-Витимского междуречья. К востоку от этой линии мы нигде не знаем отложений верхнего протерозоя. На Олекмо-Витимском междуречье, так же как и в Алданском районе, трансгрессивная серия кембрия ложится обычно прямо на архей или, как это наблюдается, например, в верховье р. Калара, на складчатый комплекс нижнего протерозоя. Вполне вероятно, что Олекмо-Витимское междуречье, примыкающее с запада к Алданскому массиву, играло вместе с последним роль платформы верхнепротерозойской складчатой зоны.

К югу от Байкальского кристаллического массива в области Забайкалья мы еще не знаем развития верхнепротерозойских структур, хотя здесь они вполне вероятны. Мощное развитие складчатых верхнепротерозойских отложений, сопоставимых с аналогичными отложениями Байкальской области, намечается в Восточном Саяне по данным последних наблюдений С. В. Обручева.

Резюмируя небольшой круг известных явлений, относящихся к характеристике контуров складчатой зоны верхнего протерозоя, мы можем сказать, что эта зона имеет, повидимому, очень крупные размеры, протягиваясь из Восточного Саяна в Байкальскую горную область до ее крайнего севера. Западная и северная части этой зоны глубоко погружены и перекрыты мощным комплексом кембро-силура. На востоке области (Алданский массив вместе с Олекмо-Витимским междуречьем) намечается в грубых чертах контур платформы верхнепротерозойской складчатой зоны.

Другими словами, мы можем сказать, что в области Байкальских каледонид вскрыта восточная часть крупной верхнепротерозойской складчатой зоны, западная и северная глубокопогруженные части которой входят в состав каледонской платформы.

Внутреннее строение известной части верхнепротерозойской складчатой зоны довольно отчетливо характеризуется распределением «пятен» верхнего протерозоя внутри кристаллического массива. В области рр. Чаи, Чуи и Мамы хорошо очерчивается крупный антиклинорий (Чуйско-Витимский), центральная часть которого сложена полосой архея, тянувшейся из Северо-западного Прибайкалья (верховья рр. Савкиной, Мини и др.) через верховья р. Чуи к низовью р. Мамы. К северо-западу и юго-востоку от этого антиклинория располагаются синклинальные структуры верхнего протерозоя, вытянутые в северо-восточном направлении. Первая из них (окраинный синклинорий) хорошо намечена полосой верхнего протерозоя, тянувшейся в северо-восточном направлении от р. Кутимы

через р. Чаю к нижнему течению р. М. Чуи. Эта полоса расположена вдоль границы кембрия с породами кристаллического массива. Ее крайним продолжением на северо-восток является полосовидная область распространения верхнего протерозоя в бассейне р. Патомы, предположительно выделяемая нами.

Вдоль юго-восточной окраины Чуйско-Витимского антиклинория расположен крупный Тыйско-Мамский синклиниорий, сложенный очень мощной толщей верхнепротерозойских отложений. Структура юго-восточного крыла этого синклиниория осложнена внедрением крупного гранитного массива (центрального массива), связанного со складчатостью верхнего протерозоя.

Интересно, что на продолжении оси Чуйско-Витимского антиклинория на юго-западе в пределах развития складчатых форм кембро-силура наблюдается крупная синклинальная структура (Окунайский синклиналь) каледонской системы. Это обстоятельство очень характерно. Оно свидетельствует об отсутствии связи в крупных даже деталях складчатого строения каледонид и структур верхнего протерозоя, на чем так настаивает М. М. Тетяев, объединяющий нижний палеозой и верхний протерозой в один стратиграфический и структурный комплекс.

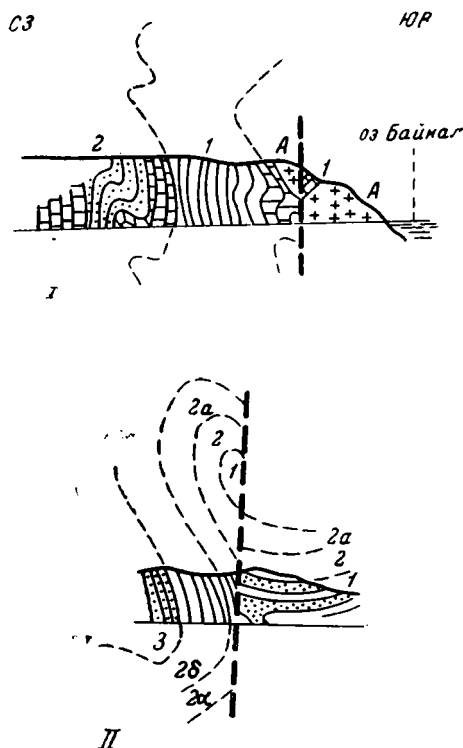
К юго-востоку от Тыйско-Мамского синклиниория находится аналогичная крупная структура Верхней Ангары. Верхне-Ангарский синклиниорий отделен от предыдущего сравнительно узкой антиклинальной зоной, в состав которой входят архейские кристаллические сланцы, прорванные верхнепротерозойскими гранитами. Более крупный антиклинорий, намечающийся к юго-востоку от Верхне-Ангарского синклиниория, отделяет последний от сложного синклиниория, протягивающегося из верховьев р. Витима и бассейна р. Витимкана через вершину р. Ципы и далее в область Делюн-Уранского хребта. Двумя поперечными антиклинальными перегибами этот сложный синклиниорий расчленен на три более элементарные структуры того же типа — Верхне-Витимский, Ципинский и Делюн-Уранский синклиниории. К юго-западу от системы синклиниориев, упомянутых выше, располагается крупный Баргузинский антиклинорий, сложенный архейскими кристаллическими сланцами, прорванными огромными гранитными интрузиями, пока еще не расчлененными по возрасту. Ось этого антиклинория проходит примерно вдоль наивысших точек современного Баргузинского (Чивыркуйского) хребта. С северо-запада Баргузинский антиклинорий ограничен синклиниорием верхнего протерозоя. Юго-восточное крыло этой структуры вскрыто на западном побережье Байкала, большая же ее часть погребена под отложениями кембро-силура. Заметно выражено погружение шарнира Баргузинского антиклинория на северо-восток, причем область максимального его погружения определяется расположением Верхне-Ангарского синклиниория и узких антиклинальных зон, отделяющих его от соседних синклиниориев. Далее к северо-востоку намечаются новое воздымание шарнира и развитие второго крупнейшего антиклинория — Витимско-Патомского, сложенного археем и нижним протерозоем, прорванным верхнепротерозойским гранитным массивом. Последний слагает центральную часть описываемого антиклинория. Ряд более мелких верхнепротерозойских интрузивов расположен на периферии Верхне-Витимского и Ципинского синклиниориев и, в аналогичной ситуации, на западном побережье Байкала. Контуры гранитных массивов характеризуются известной линейностью, подчиненной общему северо-восточному простиранию складчатых форм верхнего протерозоя.

Обращаясь к деталям структур верхнего протерозоя, мы видим прежде всего значительно большую интенсивность смятия верхнепротерозойских пород, чем это имело место для каледонских структур. И на запад-

ном побережье Байкала, и внутри кристаллического массива из-под сравнительно простых складчатых структур каледонид выступают значительно более сложные складчатые формы верхнего протерозоя, денудированные весьма глубоко перед трансгрессией нижнекембрийского моря.

В районе р. Голоустной (Тетяев, 1916₂) комплекс отложений верхнего протерозоя, по Тетяеву, образует крутые стулообразные складки северо-восточного простирания, более или менее опрокинутые на северо-запад. Шарниры складок поднимаются на северо-восток (фиг. 28). Породы кристаллической свиты архея участвуют в складчатости, появляясь в одном из разрезов (по пади Озерко) в ядре опрокинутого антиклинала. Аналогичные складчатые формы характерны для района р. Бугульдейки. Здесь сложная структура юго-восточного крыла синклинория верхнего протерозоя осложнена надвигом (см. фиг. 3) архейских аляскитовых гранитов на интенсивно смятую голоустенскую свиту. Характерно сильное развитие кливажа, типа кливажа течения, маскирующего порой до неузнаваемости элементы слоистой текстуры осадочного комплекса верхнего протерозоя. Структура нижнего кембрия, собранного в простые пологие складки, здесь совершенно независима от структуры фундамента, сложенного интенсивно смятыми в более мелкие, более сложные складки отложениями верхнего протерозоя; в ядрах антиклиналов верхнего протерозоя выходят аляскитовые граниты и кристаллические сланцы рахей, также служащие фундаментом для трансгрессивной серии кембрия.

Еще севернее в районе рр. Сармы и Иликты трехчленный комплекс верхнего протерозоя смят в целую серию острых крутых складок, опрокинутых к северо-западу. Здесь крылья и замковые части складок осложнены мелкой интенсивной пloyчатостью. Так же и для соседнего района р. Бугульдейки характерно развитие многочисленных трещин кливажа, пересекающих верхнепротерозойский складчатый комплекс. Близ Байкала на вершинах Приморского хребта прекрасно виден ряд острых синклиналов базальных горизонтов голоустенской свиты, зажатых среди кристаллических пород архея (см. фиг. 2). Последние, несомненно, принимали участие в складчатой деформации, создавшей структуры верхнего протерозоя. Здесь наблюдается совершенно то же явление, что было описано М. М. Тетяевым для более северного района с. Горемыки. Эти факты говорят о том, что кристаллический фундамент Байкальской горной обла-



Фиг. 28. Разрезы пади Озерко (I) и левобережья р. Голоустной (II) по М. М. Тетяеву.

A — архей; 1 — голоустенская свита; 2 — улунгутская свита; 3 — качергатская свита.

сти не был несминаемой жесткой глыбой в эпоху складчатости верхнего протерозоя, а активно участвовал в складкообразовании. То же явление, как мы видели, было характерно и для более поздних каледонских складкообразовательных процессов.

В области Северо-западного Прибайкалья верхний протерозой смят в крутые, острые, часто стулообразные, веерообразные складки, опрокинутые на северо-запад. Нередки явления разрыва крыльев складок по волнистым надвиговым поверхностям, обуславливающие движения масс по плоскостям скольжения с юго-запада на северо-восток (см. фиг. 1, 2). Для верхнепротерозойского комплекса, развитого в бассейне рр. Кунеры и Ирели, характерны крупные асимметричные складки, опрокинутые на запад и северо-запад. Кристаллические породы массива выступают в ядрах антиклиналов, принимая активное участие в складчатости верхнего протерозоя.

Структура юго-западного конца Тыйско-Мамского (см. фиг. 6) синклинория, известная по работе М. М. Тетяева, представляется в виде ряда синклиналов верхнего протерозоя, разделенных антиклиналами, в которых выступают архейские образования. К северо-востоку шарниры синклиналов погружаются, в связи с чем в верховье р. Чаи все сравнительно мелкие синклинали сливаются в один общий крупный синклинорий. Крылья синклиналов, обычно асимметричных, усложнены второстепенными складками. Складки наклонены к юго-востоку, в глубь кристаллического массива.

Детали верхнепротерозойских структур внутри нагорья известны еще плохо в связи с исключительно маршрутным характером исследований во всей этой области. В общих чертах характер структур здесь, повидимому, близок к тому, что наблюдается в Западном и Северо-западном Прибайкалье.

В результате ознакомления со структурами верхнего протерозоя мы видим, что с каледонидами их роднит только одна общая черта — северо-восточное простирание основных складчатых форм. Изучение деталей стратиграфических и структурных взаимоотношений каледонского и верхнепротерозойского комплексов показывает со всей ясностью, что здесь мы имеем дело с двумя разновременными структурами. Более древняя из них, верхнепротерозойская, была создана в основных чертах до начала нижнекембрийской трансгрессии, отложившей свои осадки на глубоко денудированный складчатый комплекс верхнего протерозоя. Наблюдения по западной окраине кристаллического массива и внутри него говорят о том, что развитие каледонских структур пошло в смысле общей ориентировки структурного плана по пути, проложенному ориентировкой складчатой зоны верхнего протерозоя. Но процесс формирования каледонских структур шел независимо от деталей складчатой структуры верхнего протерозоя, в связи с чем каледонские антиклиналы, например, развились на фундаменте, включающем ряд верхнепротерозойских синклинориев, чему примером может служить главный каледонский антиклинорий. В связи с этим же обстоятельством на юго-западном окончании Чае-Витимского верхнепротерозойского антиклинория развился Окунайский каледонский синклинал и т. д. Другими словами, мы убеждаемся в том, что даже при современном, очень еще не удовлетворительном состоянии знания геологии Байкальской горной области каледонские структуры легко отделяются от более древних структур верхнего протерозоя.

История развития верхнепротерозойской геосинклинальной области рядом специфических черт отлична от того, что было намечено в этом отношении для кембро-силура. Прежде всего это различие сказывается в том, что всюду, где мы знаем верхнепротерозойские отложения, они представлены мощными (2—2.5 км) отложениями геосинклинального типа. Здесь

совершенно отсутствуют горизонты красноцветных пород, столь характерные для кембро-силура; нет никаких признаков замедления или отмирания геосинклинального развития внутри верхнепротерозойского цикла осадкообразования. Серия отложений верхнего протерозоя начинается голоуспенской свитой, составленной преимущественно терригенными породами. В большинстве случаев эта свита начинается более или менее мощным (многие десятки метров) базальным конгломератом, состоящим из обломочного материала архейских и нижнепротерозойских пород. Лишь изредка, как, например, в бассейне р. Голоустной, разрез голоуспенской свиты начинается горизонтом известняков, лежащих трансгрессивно на более древних докембрийских породах.

Эпоха образования голоуспенских отложений, достигающих местами мощности до 1 км, характеризуется преобладанием терригенных осадков над органогенными (водорослевые известняки), сравнительным мелководьем и частой сменой условий осадкообразования, на что указывает чередование водорослевых известняков с филлитами, кварцитами и аркозами. К концу эпохи отложения голоуспенской свиты ясно определяется общее углубление бассейна, отлагавшего тонкие глинистые и карбонатные осадки. Отложение осадков на дне голоуспенского бассейна сопровождалось мощными вулканическими явлениями. Об этом свидетельствуют толщи рассланцованных порфиров в низах голоуспенской свиты в районе р. Ципы, пластообразные тела кератофинов, залегающие согласно со вмещающими их осадочными породами голоуспенской свиты на водоразделе рр. Анги, Сармы и Унгуры. Большая устойчивость режима верхнепротерозойского бассейна наблюдается в эпоху отложения мощных глинистых сланцев и известняков улунтуйской свиты (максимальная мощность 1000—1500 м). Водорослевые рифы, связанные с горизонтами известняков, свидетельствуют о неглубоком, но крупном, открытом морском бассейне того времени.

К концу верхнего протерозоя интенсивность движений в геосинклинальной области очевидно возросла, в связи с чем верхняя качергатская свита (максимальная мощность 800—1000 м) сложена исключительно из терригенного глинисто-песчаного материала. О наличии тех же движений в верхнепротерозойской геосинклинальной области свидетельствует флишевый характер верхнепротерозойских отложений, отмеченный Эскола для области Верхне-Ангарского синклинория.

Общий характер пород верхнепротерозойского комплекса, период его формирования, его складчатые докаледонские структуры, их соотношение с каледонидами во многом близки к соответствующим особенностям рифейской (верхнеальгонской) формации Урала и Каледонских гор, выделяемой в последнее время Н. С. Шатским (1946).

Сейчас мы не можем расчленить геосинклинальную область верхнего протерозоя так, как это было сделано, например, для эпохи нижнего кембрия. Сопоставление разрезов верхнего протерозоя в различных участках западного побережья оз. Байкал указывает на значительное уменьшение мощности голоуспенской и улунтуйской свит к северо-западу, на значительное упрощение состава первой из них. Это обстоятельство дает основание для допущения существования области размыва в районе верхнего течения р. Лены. Допущение это хорошо увязывается с дельтовым характером отложений мощной серии верхнепротерозойских отложений в нижнем течении р. Чаи (кварцито-конгломератовая свита В. В. Домбровского). Остается неясной тектоническая природа этой области размыва, вопрос о том, входила ли она в состав геосинклинальной области или платформы верхнепротерозойской складчатой зоны. Ряд фактов, указывающих на близость верхнепротерозойской суши в районе верхнего течения р. Лены, подтверждает в этом пункте существование «Протеро-Сибири» А. Н. Чуракова (1933).

Складкообразовательные процессы конца верхнего протерозоя сопровождались мощными интрузиями магмы. Эти интрузии, о расположении которых внутри складчатой зоны мы уже говорили выше, очевидно происходили не в один из моментов становления структур верхнего протерозоя, а несколькими этапами. Судя по наблюдениям в Западном Прибайкалье (Павловский и Цветков, 1939), таких этапов было по крайней мере два. Первый из них, относительно более древний, характеризовался внедрением магматических интрузивных тел среднего и основного состава (габбро-диоритовая формация Западного Прибайкалья). Для второго этапа типичны кислые магматические породы гранитного семейства.

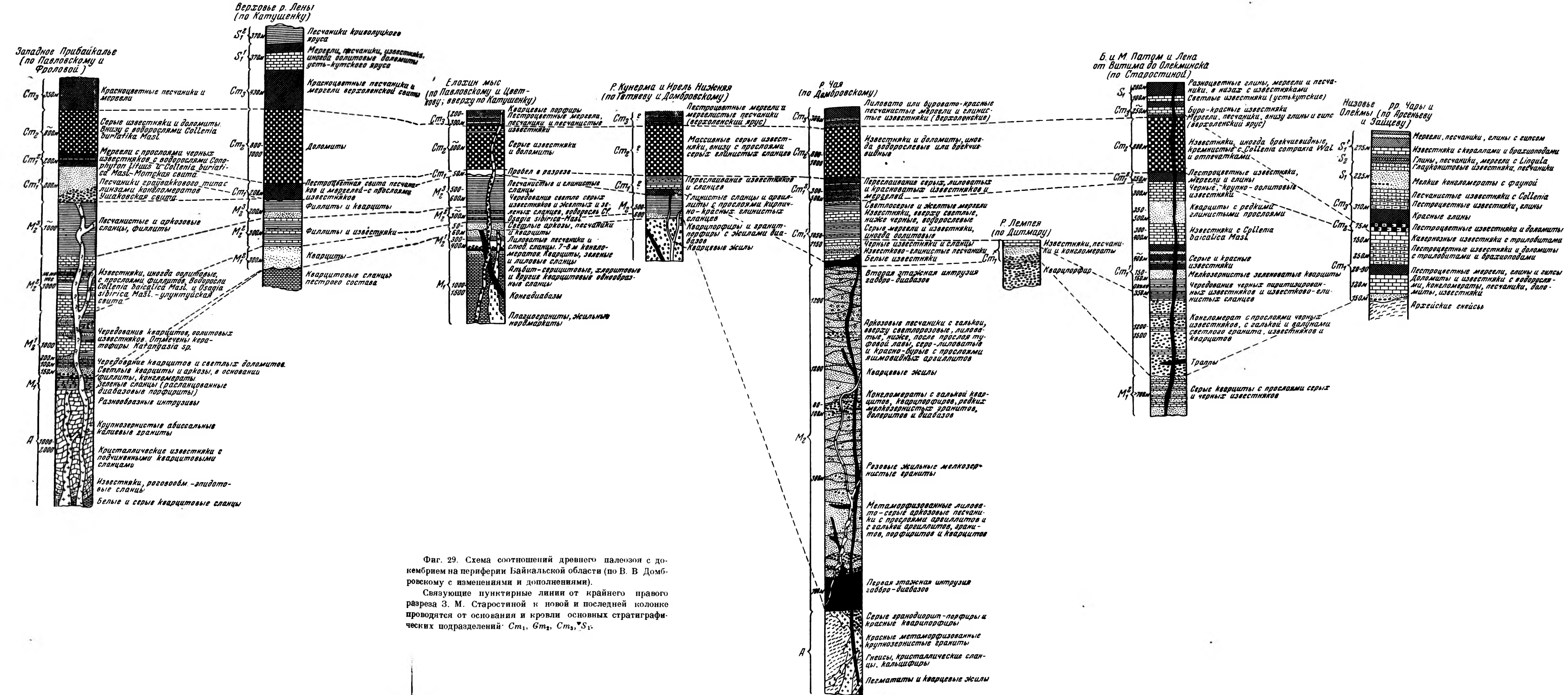
В заключение отметим, что мощность, состав и последовательность чередования верхнепротерозойских отложений Байкальской области весьма близки к соответственным чертам, типичным для отложений синийской формации Китая. Черты близкого сходства верхнепротерозойских отложений Сибири и Китая подчеркиваются еще общностью ископаемой флоры водорослей. Сумма этих обстоятельств, выявленных впервые Ю. М. Шейнманом (1937), представляет, несомненно, очень большой интерес и с тектонической точки зрения. Наибольшее внимание привлекает здесь тот факт, что верхний протерозой Байкальской области, бесспорно, формировался в геосинклинальных условиях, а в Китае — в условиях платформы. Эффект же, как мы видим, получился почти тождественный. В этом отношении, может быть, прав Н. С. Шатский, полагающий, что в отдаленные геологические периоды не было того резкого противопоставления платформенных и геосинклинальных областей, которое обрисовалось лишь позже — в палео- и особенно, в мезо- и кайнозое.

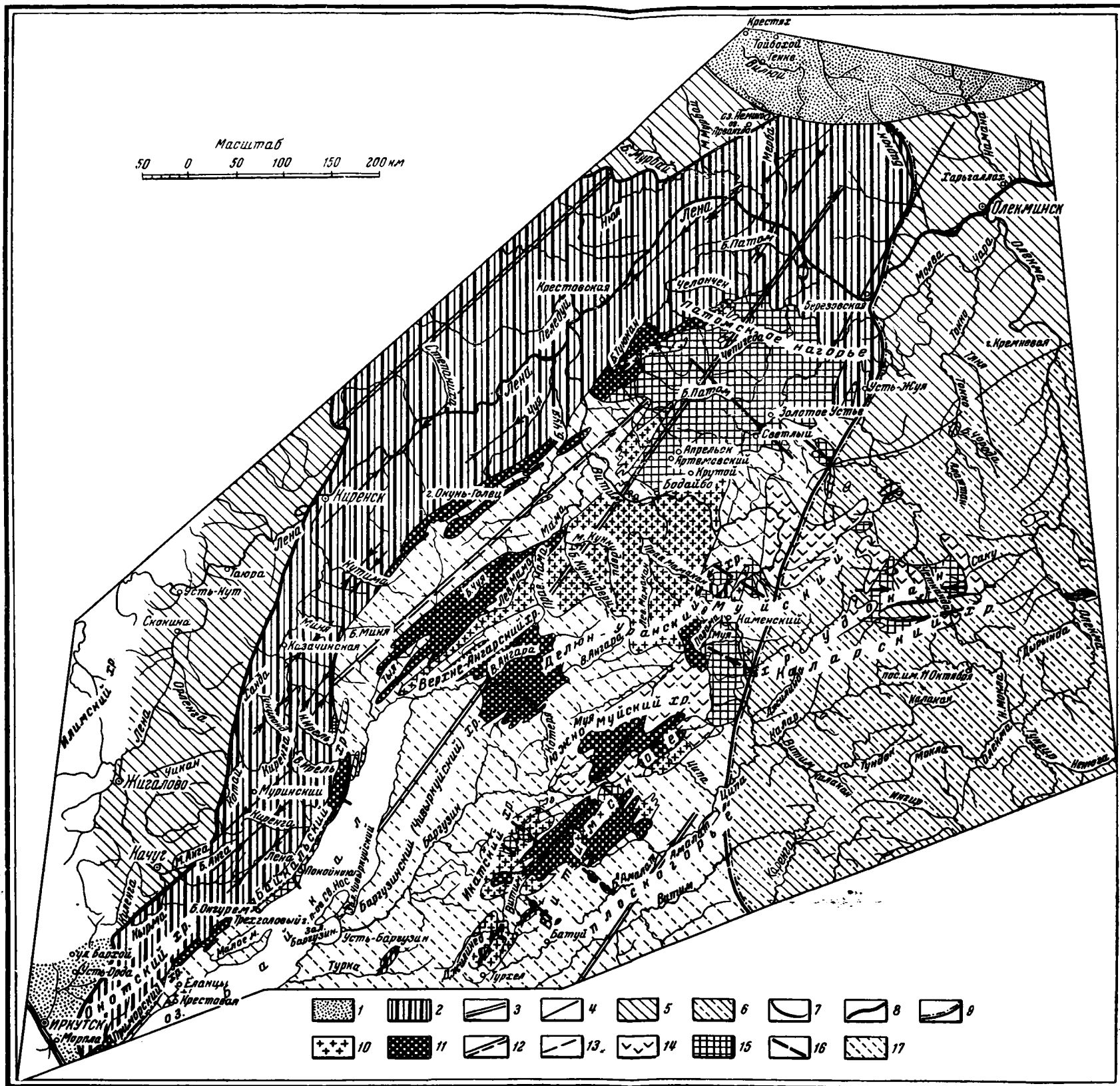
Северо-восточный план верхнепротерозойской складчатой структуры был повторен позже в каледонскую эпоху складкообразования, но в уменьшенном (по площади) и ослабленном виде. В каледонскую эпоху в более слабой степени и в меньшем масштабе снова проявилась геосинклинальная природа области, основные черты которой были заложены и развиты в верхнем протерозое.

Б. О структуре нижнего протерозоя

Фундамент, на котором развивалась складчатая зона верхнего протерозоя, имеет довольно сложное строение, определяемое наличием складчатого комплекса нижнего протерозоя, его интрузий и наиболее древних пород фундамента — архейских.

Выше, в стратиграфическом очерке, было показано распространение нижнего протерозоя на территории Байкальской горной области. Мы видели (см. тектоническую схему, фиг. 30), что отложения нижнего протерозоя известны почти во всех участках кристаллического массива. Состав этих отложений характеризуется резким преобладанием терригенного типа (кварциты, в том числе железистые филлиты, кварцитовые сланцы, внутриформационные конгломераты) над прочими. Роль карбонатных пород подчиненная. Мощность нижнепротерозойских отложений весьма значительна, повидимому, колеблется в разных местах от многих сотен метров до нескольких километров. Все эти характерные черты свидетельствуют о том, что нижнепротерозойские отложения осаждались в геосинклинальных условиях. Однако, оконтурить и расчленить геосинклинальную область нижнего протерозоя мы не в состоянии, так как слишком еще мало известно о характере изменения фаций этой серии отложений, уцелевших лишь местами в узких синклиналах внутри кристаллического массива. К тому же в пределах кристаллического массива мы находим только отложения геосинклинального типа, смятые и метаморфизованные достаточно интенсивно. Мы можем лишь сказать, что вся





Фиг. 30. Тектоническая схема Байкальского нагорья. (Составил Е. В. Павловский).

1 — пологие прогибы, выполненные мезозойскими отложениями; 2 — зона непрерывной (линейной) складчатости кембрия и силура (каледонские структуры и отдельные выходы складчатого кембрия внутри нагорной области); 3 — оси каледонских антиклинорий; 4 — оси каледонских синклинориев и синклиноалов; 5 — платформа каледонской складчатой зоны, сложенная древнепалеозойскими отложениями; отдельные выходы спонной лежащего кембрия в пределах нагорной области; 6 — участок платформы каледонской складчатой зоны, сложенный преимущественно отложениями докембрия; 7 — равнины типа надвигов, вероятно каледонского возраста; 8 — западная граница каледонской зоны складчатости; 9 — предполагаемая восточная граница ка-

ледонской зоны складчатости; 10 — молодые интрузивы, главным образом граниты; большей частью верхнепротерозойские, частью каледонские; 11 — складчатый комплекс отложений верхнего протерозоя; 12 — оси верхнепротерозойских антиклинорий; 13 — оси верхнепротерозойских синклинориев; 14 — нижнепротерозойские гранитные интрузивы; 15 — складчатый комплекс нижнего протерозоя, в Ленском районе — нерасчлененный комплекс протерозойских и каледонских структур; 16 — оси нижнепротерозойских синклинориев; 17 — архейский, кристаллический фундамент вместе с пронизывающими его интрузивами гранитов архейского, частью неопределенного возраста.

область современного Байкальского кристаллического массива входила в состав крупной складчатой зоны нижнего протерозоя.

Изучая структуру тех «островков» нижнего протерозоя, которые уцелели от эрозии, мы видим, что ориентировка его складчатых форм существенно отлична от характерных северо-восточных простираний складок верхнего протерозоя и каледонид. На крайнем востоке области, на р. Олекме, у устья р. Нюкжи, в области Удоканского хребта нижний протерозой смят в крупные складки отчетливого западо-северо-западного, почти широтного простирания.

Во внутренней части горной страны северо-западные простирания складок нижнего протерозоя прослеживаются, по данным А. К. Мейстера, А. А. Демина и др., в области Делюн-Уранского и Южно-Муйского хребтов, в верхнем течении р. Витима, на р. Витимкане, в области центрального плато Витимского плоскогорья. Совершенно аналогичное явление наблюдается и на западном побережье Байкала в районе Елохина мыса, где из-под складчатого комплекса верхнего протерозоя выступают интенсивно перемятые и прорванные разнообразными интрузиями мощные отложения нижнего протерозоя. Крупные сложные складки нижнего протерозоя вытянуты в северо-западном направлении и опрокинуты на юго-запад.

Таким образом, на основе весьма еще скудного материала, как будто намечается совершенно своеобразная система складок нижнего протерозоя, ориентированных с юго-востока на северо-запад или западо-северо-запад. Вывод этот, пока еще «предварительный», представляется тем не менее интересным с точки зрения одного из возможных вариантов решения знаменитой «загадки» Зюсса, касающейся тектоники Ленского золотоносного района. Вполне возможно, что северо-западные простирания складок в центральной и восточной частях района отвечают древним складчатым формам нижнего протерозоя. При таком предположении в Ленском золотоносном районе мы бы имели сочетание северо-восточных складчатых структур верхнего протерозоя и каледонских структур, развивавшихся в том же плане, хорошо намеченных на карте линейными массивами гранитов Патомского нагорья и контурами складчатого кембросилура, наложенных на древние нижнепротерозойские складчатые формы северо-западного простирания. Эти последние входят в состав Витимско-Патомского антиклинория верхнего протерозоя и главного антиклинория каледонид. При такой трактовке тектоники Ленского золотоносного района нет необходимости соединять в форме дуг простирания разновозрастных северо-восточных и северо-западных структур. К сожалению, сейчас нет достаточной фактической базы для подтверждения высказанного предположения, так как в состав метаморфической свиты, как мы уже говорили неоднократно, входят, вероятно, и протерозойские, и нижнепалеозойские отложения, структурные соотношения которых совершенно еще не ясны.

Изучение геологической карты Байкальской горной области показывает, что древние складчатые структуры были основательно переработаны северо-восточной складчатостью верхнего протерозоя и каледонид. Это обстоятельство подчеркивается фактом локализации пятен нижнего протерозоя преимущественно в области крупных синклинорий верхнего протерозоя — сложного синклинория верхнего Витима — Ципы — Делюн-Уранского хребта и аналогичной структурной формы западного побережья Байкала.

Форма складок нижнего протерозоя значительно более сложна, чем у более молодых комплексов — верхнепротерозойского и нижнепалеозойского. В районе Елохина мыса нижний протерозой смят в очень острые, крутые, асимметричные, часто веерообразные складки, осложненные целой

системой мелких разрывов на крыльях. Замковые части складок, иногда и крылья, сильно осложнены мелкими острыми второстепенными складками и плсйчатостью. Отчетливо выражены явления взаимных перемещений пачек слоев, выдавливание мягких прослоев в замковых частях как крупных, так и второстепенных складок. Весьма сложна сеть трещин кливажа, рассекающих складчатый комплекс.

Отложения нижнего протерозоя повсеместно метаморфизованы; изучение этого явления позволяет сказать, что мы имеем дело обычно с метаморфизмом эпизоны; местами ясно выражены явления контактного метаморфизма.

Весьма обильны магматические проявления, связанные со складчатостью нижнего протерозоя и представленные, главным образом, гранитными интрузиями. Эти интрузии слагают крупные площади внутри кристаллического массива. Они достоверно выделяются в областях развития протерозойских отложений. Вероятно их распространение на значительно более крупных площадях внутри кристаллического массива, изученного еще совершенно недостаточно. В связи с этим пока не удастся наметить никакой закономерности в пространственном распределении интрузий нижнего протерозоя.

Заканчивая этим схематическую характеристику структуры нижнего протерозоя, отметим, что М. М. Тетяев в «Геотектонике СССР» (1938) пытался наметить северо-западную складчатую структуру «карелид» для Прибайкальской области. Однако это сделано им не совсем удачно, так как, в силу своих представлений по вопросам геологии докембрия, он принял за «карельские» структуры некоторые структуры архейского комплекса, в частности в районе р. Слюдянки. На своей схеме структур карельского комплекса Тетяев показал еще один пункт с «карельской» структурой в районе р. Бугульдейки. Здесь развиты архейские отложения, смятые в складки северо-восточного простирания, перекрытые складчатым комплексом верхнего протерозоя той же, в общем, ориентировки. Очевидно, потребность в северо-западном простирании складок нижнего протерозоя определялась у М. М. Тетяева самыми общими соображениями, ориентировкой протерозойских структур Енисейского кряжа, района Соснового Байца и др. Мы видим, что северо-западные структуры нижнего протерозоя, как это было впервые высказано мною сравнительно давно (Павловский и Цветков, 1936), существуют в Байкальской горной области, но в иных ее местах и в иных соотношениях с более молодыми структурами (верхнего протерозоя, например), чем это кажется Тетяеву. Изучение этих взаимоотношений, равно как детальное ознакомление со стратиграфией и тектоникой нижнего протерозоя и интрузиями этого периода представляется весьма интересной задачей будущего, тем более, что с нижнепротерозойскими отложениями связана толща железистых кварцитов, найденных *in situ* в Удоканском хребте (И. А. Ефремов) и представленных обильной галькой в конгломератах верхнего протерозоя р. Чаи на западной окраине Байкальской горной области по данным В. В. Домбровского

VI. О СТРУКТУРЕ АРХЕЙСКОГО КОМПЛЕКСА

Дать характеристику структур архейского комплекса представляется весьма трудной и сложной задачей. Затруднения в этом вопросе связаны не только с тем обстоятельством, что еще очень плохо и неравномерно изучены архейские образования, широко распространенные в Байкальском кристаллическом массиве. Дело осложняется еще тем, что породы архея испытали серьезные изменения под влиянием глубинного метаморфизма, изменения, сказавшиеся не только в составе этих пород и в их

микротекстуре и микроструктуре, но и в несомненном преобразовании их первичной тектонической структуры. О последнем свидетельствует хотя бы тот факт, что древнейшие архейские кристаллические сланцы залегают очень спокойно, почти горизонтально на крупных площадях (левобережье р. Олекмы в районе р. Дырынды, Морской хребет), хотя мы знаем, что породы архейского фундамента принимали активное участие в складчатости более поздних эпох складкообразования, в частности верхнепротерозойской. Наиболее отчетливо это наблюдается на западном побережье оз. Байкал в бассейне рр. Сармы и Иликты и в районе с. Горемыки. Вся сумма обстоятельств говорит, таким образом, о том, что собственную структуру архейского фундамента вряд ли вообще удастся восстановить. Можно привести лишь ряд разрозненных фактов, относящихся к тектонике архея, для различных участков кристаллического массива.

Так, еще со времен И. Д. Черского мы знаем, что на обоих берегах Байкала архейские кристаллические сланцы собраны в ряд крупных складок северо-восточного простирания. На востоке, в районе р. Олекмы преобладают широтные простирания складчатых форм архея, как это наблюдалось И. А. Ефремовым и А. А. Арсеньевым. На левобережье р. Олекмы по р. Дырынде архейские сланцы лежат очень спокойно, почти горизонтально. На севере кристаллического массива в области оз. Ничатки архей собран в складки почти меридионального простирания. Эти факты, перечень которых можно было бы еще значительно увеличить, говорят об отсутствии определенных закономерностей в пространственной ориентировке структур архейского фундамента. Ясно лишь, что во всей западной части кристаллического массива, испытавшей интенсивные складкообразовательные движения, из которых последними интенсивными движениями этого рода были каледонские, эти движения весьма ощутительно проявились на структурах архея. С этим явлением позднейшей переработки очевидно и стоит в связи преобладающее северо-восточное простирание крупных складчатых форм архейского фундамента в области каледонид.

Однообразная, выдержанная по составу на громадных пространствах, многокилометровая толща архейских пород, осадочное происхождение известной части которых вряд ли вызывает сомнения, отлагалась, по видимому, в условиях интенсивного прогибания дна бассейна — явление, обычно связываемое с обстановкой геосинклинали.

Обилие амфиболитов, часть которых, возможно, представляла собой продукты вулканических извержений, вполне увязывается с этим представлением. Крупная роль терригенных отложений в составе парасланцев архея говорит о движениях в древнейшей геосинклинальной области и, следовательно, так же, как это наблюдалось и в более поздние периоды, о ее расчленении на ряд областей, — на области воздымания, эрозии, и области погружения, аккумуляции. Сейчас, однако, не представляется возможным ни расчленить эту древнейшую геосинклинальную область, ни наметить линии ее развития.

Глубокое погружение толщи архейских отложений, имевшее место, вероятно, неоднократно и позже, в эпохи развития протерозойских и каледонских геосинклиналей, обусловило интенсивный и одноименный метаморфизм архейских парапород на огромных пространствах. Этим же явлением глубокого погружения можно объяснить необычайно тесную связь парапород архея с магматогенными породами, выражающуюся не только во внедрении огромных пластообразных глубинных аляскитовых гранитов в толщу архея, но и в тонком проникновении, инъекции магмы в эту толщу осадочных образований. Комплекс этих явлений составляет глубоко специфическую черту структуры архея, отсутствующую у всех позднейших, более молодых структурных образований.

ВН. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Оценивая общий ход развития структур Байкальской области, прежде всего мы должны отметить проявление геосинклинальной природы этого участка с древнейших времен — с архея. К сожалению, начальные и конечные этапы развития архейской геосинклинальной области остаются совершенно неясными. Первые, вероятно, и впредь останутся неясными ввиду полной переработки нижних частей разреза архейских парапоруд магматической деятельностью. Конечные этапы развития архейской геосинклинальной области в будущем, вероятно, выявятся более отчетливо, чем сейчас. Нужно думать, что тогда можно будет отличить истинные черты складчатой структуры архея и определить их влияние на формирование и развитие более поздних геосинклинальных областей протерозоя. Эта связь еще не может быть установлена; мы принимаем факт развития нижнепротерозойской геосинклинали пока вне связи со складчатой структурой архея.

Нижнепротерозойская геосинклинальная область, имевшая, повидимому, очень крупные размеры, вскрыта эрозией в пределах Байкальского кристаллического массива лишь частично. Контуры соответствующей складчатой зоны и ее платформы в пределах нашей области не намечаются. Трансгрессия нижнепротерозойского бассейна развилась на глубоко денудированном архейском фундаменте. Это обстоятельство говорит о длительном геосинклинальном режиме области после архейского складкообразования. Движения в нижнепротерозойской геосинклинали были достаточно интенсивными, об этом свидетельствует сравнительно грубый, терригенный характер большей части отложений этой эпохи.

С завершающими интенсивными движениями в нижнепротерозойской геосинклинали, со становлением складчатой зоны связаны интрузии основной и кислой магмы. Последние играют преобладающую роль. Кислые интрузии нижнего протерозоя представлены характерными щелочноземельными гранитами гипабиссального типа, особенно резко отличающимися их от абиссальных гранитных интрузий архея. Характерно северо-западное простирание складок нижнего протерозоя в пределах всей вскрытой эрозией площади его современного распространения.

После складчатости нижнего протерозоя область пережила период общего подъема и интенсивной эрозии, в связи с чем верхнепротерозойские отложения налегали трансгрессивно на различные свиты нижнего протерозоя, местами на гранитные и иные интрузии того же возраста, а большей частью непосредственно на комплекс кристаллических сланцев и гранитов архейского фундамента. К началу верхнепротерозойской трансгрессии наметилось расчленение известного нам участка нижнепротерозойской складчатой зоны на западную часть — область вновь приобретенных свойств геосинклинали, и восточную часть — вошедшую в состав соответствующей платформы. Верхнепротерозойская геосинклинальная область расположилась поперек складчатой структуры нижнепротерозойского фундамента. Причины этого явления не могут быть выявлены в рамках изучаемого нами объекта и, вероятно, связаны с общей перестройкой структурного плана Азии к началу верхнего протерозоя. Можно думать, что площадь, занимаемая геосинклинальной областью верхнего протерозоя, была заметно меньше по сравнению с тем, что наблюдается для однотипной области нижнего протерозоя.

Состав верхнепротерозойских отложений свидетельствует об интенсивных движениях в геосинклинальной области того времени. Здесь мы видим отложения типа флиша, многокилометровые накопления грубых терригенных отложений в некоторых участках впадин (район р. Чаи). Характерно участие эффузивных пород в составе комплекса геосинклинальных мощных отложений верхнего протерозоя.

Завершающие интенсивные складкообразовательные движения этой эпохи были связаны с интрузиями основной и кислой магмы, происшедшими по крайней мере в два этапа. Кислые интрузии обычно представлены нормальными гранитами. Интрузивные тела вытянуты по простиранию складчатой зоны — указание на тесную связь складкообразования с магматической деятельностью. Характер геосинклинальных отложений верхнего протерозоя и история развития геосинклинальной области этой эпохи ничем, в сущности, не отличаются от того, что известно для более молодых геосинклинальных областей.

Сопоставление с синийской формацией Китая указывает на ту особенность развития структурных элементов верхнего протерозоя Азии, что на платформе (Синийской) и в геосинклинальной области (Прибайкалье) отлагались однотипные осадки, общая мощность которых выражается близкими цифрами. Это обстоятельство весьма интересно, повидимому оно указывает на еще слабую общую дифференциацию земной коры в конце докембрия, на существование глубоких и, вероятно, очень крупных прогибов в областях древних платформ. В таких прогибах происходило интенсивное накопление осадков, но движения отличались сравнительно небольшим размахом, они не заканчивались общей инверсией и складкообразованием. Нечто подобное имело место и позже, в нижнем палеозое, на территории каледонской платформы Сибири.

Зона Байкальских каледонид, расположенная на части верхнепротерозойской складчатой зоны, развивалась на более узкой территории, но в том же северо-восточном плане. В отношении общей ориентировки геосинклинальной области и возникшей в результате ее развития складчатой зоны каледониды Байкальской области являются структурами, унаследованными от верхнего протерозоя. В деталях строения складчатых форм каледониды, естественно, отличны от верхнепротерозойских структур, так же, скажем, как это наблюдается во взаимоотношениях герцинской и мезозойской складчатости Восточного Забайкалья.

Для нижнего палеозоя Байкальской области отчетливо намечается существование геосинклинальной области, вытянутой в северо-восточном направлении и замыкающейся в этом направлении к северу от излучины Лены. На юг эта область расширяется, сливаясь с одноименной зоной Забайкалья и Саяна. Нижнепалеозойская геосинклинальная область в байкальской части распадалась по крайней мере на две крупные части прогиба (собственногеосинклинали), разделенные областью внутригеосинклинального поднятия. Последняя являлась главным поставщиком обломочного материала, отложившегося в прогибах.

Развитие нижнепалеозойской геосинклинальной области шло, как мы видели, своеобразно, неравномерно, порою вяло. В состав отложений этой эпохи входят соленосные и красноцветные породы, свидетельствующие об общих поднятиях всей области. Тем не менее, окончательное оформление складчатой зоны произошло только в каледонскую эпоху складчатости, к концу силурийского периода. С каледонской складчатостью связаны некоторые кислые интрузии, скорее относящиеся к категории «халых» интрузий и сравнительно малочисленные. Эти интрузии подчинены общему северо-восточному плану строения каледонид.

В прилегающих к складчатой зоне участках платформы, развивавшихся, вероятно, также на базе складчатого верхнего протерозоя, отчетливо выражены явления глубокого прогибания и накопления в этих прогибах мощных отложений нижнего палеозоя. Однако интенсивность движений в этих областях платформы была значительно меньшей, чем в геосинклинальной области. Выражением этого является спокойная структура платформенного нижнего палеозоя. Соотношения здесь между складчатой зоной и платформой видимо весьма близки к тому, что было характер-

но и для верхнего протерозоя. На каледонской платформе, помимо крупных зон спокойных прогибов, выделились участки с тенденцией к общему подъему, оформившие Алданский и Анабарский кристаллические массивы, как геоантиклинальные зоны каледонской платформы. Эти структуры, вероятно, являются также унаследованными от верхнего протерозоя, так как в это время они видимо уже входили в состав соответствующей платформы.

Своеобразное развитие Байкальских каледонид и прилегающих участков платформы необходимо ставить в связь не только с общим характером взаимоотношений древних складчатых зон и их платформ (распльвчатость границ между этими двумя основными структурными элементами), но и со своеобразным положением в виде «аппендикса» Байкальских каледонид относительно главной зоны каледонской складчатости. В развитии этой последней совершенно незаметны те черты своеобразия геосинклинального режима, которые были характерны для байкальской зоны.

Для послекаледонского развития Байкальской области характерна тенденция к общему подъему, гораздо более значительному, чем это наблюдается для ряда участков каледонской платформы. Входя вместе с последней в состав герцинской платформы, Байкальская область проявляет себя в это время как крупный геоантиклинал, подвергавшийся интенсивному размыву. К северу от этого геоантиклинала на герцинской платформе располагалась зона прогиба, отделявшая Байкальский геоантиклинал от Анабарского. Упомянутая зона прогиба, унаследованная от одноименной структуры каледонской платформы, явилась ареной проявления траппового вулканизма, характерного для всех крупных областей прогиба герцинской платформы.

Свою подвижность Байкальская область сохранила и в послегерцинское время, проявив ее и в эпоху мезозойской складчатости формированием крупных складкоподобных деформаций на поверхности (сводовое поднятие Станового хребта и ряд более мелких аналогичных структур Западного Забайкалья, разделенных депрессиями синклинального типа), когда Байкальская область входила в зону перехода от мезозойской геосинклинали к ее платформе. Мезозойские структуры носят черты явной унаследованности от более древних структур области. Так, сводовое поднятие Станового хребта в юго-западной части полностью определено простиранием каледонских складок Байкальской области. Западный участок этого поднятия развился на базе герцинского геоантиклинала, опоясанного с севера древним Вилуйским прогибом, заложением, как мы видели, еще в каледонской платформе и ограниченным с юга герцинской складчатой зоной, перекрытой позже мезозоидами.

Свою подвижность и способность к формированию сложных структур складчатого типа Байкальская область сохранила и в кайнозое и даже в современную эпоху. Это качество Байкальской области проявилось в кайнозое созданием целой системы впадин, образовавшихся в области сводовых поднятий и продолжающих развиваться до сих пор. Их образованию сопутствовали региональные проявления новейшего вулканизма.

Черты современной тектоники Байкальской области свидетельствуют может быть о начале новой фазы ее геосинклинального развития на окраине зоны крупных оседаний Тихоокеанского побережья.

Такова вкратце тектоническая история Байкальской области. Мы видим, что эту область с точки зрения современного состояния изученности ее нет оснований рассматривать как участок древнего темени Азии (И. Д. Черский, Э. Зюсс, В. А. Обручев) или Сибирской платформы (Н. С. Шатский). Нет также оснований сводить ее тектоническую сущность только к представлению о каледонской складчатой зоне, возникшей на неизвестном докембрийском фундаменте, как это делает М. М. Тетяев.

Мы видели, как постепенно развивались здесь этапы геосинклинальной истории архея и протерозоя, как своеобразно шел процесс геосинклинального развития в нижнем палеозое. Мы проследили далее развитие Байкальской области как участка герцинской платформы и отметили вхождение его в новый, очень своеобразный цикл геосинклинального развития на окраине мезокайнозойской и, позже, современной геосинклинальной области. История развития Байкальской области, богатая событиями, протекавшими с древнейших времен докембрия до настоящих дней, на фоне интенсивных и разнообразных движений различного типа, значительно сложнее, чем это казалось ранее.

ПУТИ ВОЗМОЖНОГО РАСШИРЕНИЯ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ БАЙКАЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ

В этом заключительном очерке я не буду останавливаться на характеристике месторождений различных полезных ископаемых, хорошо известных по сводным работам В. А. Обручева, С. С. Смирнова, Д. Т. Мишарева и других исследователей. Более интересной задачей является попытка выявления некоторых новых перспектив, базирующаяся на общих теоретических возможностях, вытекающих из проделанной нами работы.

Прежде всего необходимо отметить, что до сих пор не уделялось почти никакого внимания изучению «молодых» верхнепротерозойских и каледонских интрузий, местами эродированных весьма незначительно. В ряде пунктов, например в бассейне р. Верхней Ангары, в вершине р. Витима, в Южно-Муйском и Северно-Муйском хребтах, хорошо сохранилась осадочная оболочка этих интрузий, представленная по преимуществу глинисто-песчано-карбонатными породами верхнего протерозоя и кембрия. Судя по наблюдениям, например, В. К. Котульского в верховье р. Витима (1932), кислые интрузии, прорывающие комплекс осадочных пород верхнего протерозоя, хорошо раздифференцированы, с ними связана целая серия разнообразных жильных производных. Контактные явления в зоне соприкосновения интрузивных тел с осадочной оболочкой, весьма яркие и интенсивные, свидетельствуют о богатстве гранитной магмы летучими компонентами.

В этих условиях совершенно естественно ожидать появления ряда рудных месторождений различного типа и генезиса. Мы знаем, что с каледонскими интрузиями на р. Джиде связан целый ряд рудных проявлений (медь, полиметаллы), что, вероятно, к каледонской гипабиссальной интрузии кварцевого кератофира на р. Намаме приурочено известное месторождение меди. Уже эти единичные факты, число которых можно было бы увеличить, опираясь на данные В. В. Домбровского (1940), свидетельствуют о потенциальном богатстве рудными эманациями тех магматических очагов, из недр которых вышли разнообразные интрузивные породы верхнего протерозоя и каледонского комплекса.

В последнее время на крайней западной периферии каледонской складчатой зоны — в Западном Прибайкалье (Павловский и Фролова, 1941) обнаружены ясные признаки локального контактового метаморфизма нижнекембрийских пород мотской и ушаковской свит. В связи с этим обстоятельством, указывающим на наличие здесь еще не вскрытых эрозией интрузивов, можно предполагать, что часть рудных проявлений, известных давно на Лено-Ангарском водоразделе и в верхнем течении р. Лены, может быть связана с деятельностью каледонского магматического очага. В частности, к этой категории могут относиться низкотемпературные вкрапленные руды свинцового блеска, известные в карбонатных породах среднего кембрия (Павловский и Фролова, 1941) и нижнего силура (Обручев, 1935—1937₁, Обручев, 1932₂). С этим предпо-

ложением хорошо согласуется факт находки в 1940 г. секущих прожилков свинцового блеска в породах усть-кутского яруса нижнего силура на Лено-Илимском междуречье (И. И. Катушенков,). В связи с новыми данными следовало бы вновь подойти к изучению вкрапленных медных руд Верхней Лены, с точки зрения их генезиса. Осадочное происхождение всех ленских медных руд, подтверждаемое в последнее время И. А. Яговкиным (1934), невольно становится сейчас под сомнение.

Итак, ряд фактов и некоторые общие соображения свидетельствуют о том, что сейчас нельзя рассматривать с металлогенической точки зрения всю Байкальскую область как древний глубоко эродированный «цит». Взамен этого представления выдвигается совершенно иная трактовка той части области, которая была ареной проявления складкообразовательных движений в конце протерозоя и в эпоху каледонского диастрофизма. С моей точки зрения зона верхнепротерозойской и каледонской складчатости является перспективной с точки зрения вероятного и разнообразного оруденения, связанного с магматической деятельностью этих двух эпох складкообразования.

В. В. Домбровский и М. М. Тетяев отмечают как характерное явление для магмопроявлений каледонид зону инъекции слюдоносных пегматитов, протягивающуюся от района Мамских месторождений слюды на юго-запад к северной оконечности Байкала. Повидимому, эта зона не ограничивается только северо-западной частью каледонской складчатой области. Данные Д. Т. Мишарева (Мишарев и Коноплев, 1935) показывают, что слюдоносные пегматиты мамского типа довольно широко развиты и в районе р. Верхней Ангары, рр. Муи и Баргузина. В. К. Котульский отмечает наличие слюдоносных пегматитов в верхнем течении р. Витима.

Повидимому, внедрение пегматитовых масс в одну из конечных фаз каледонского магматогенеза является характерным моментом не только для той или иной части складчатой зоны, а для большей части площади развития Байкальских каледонид.

Интересной и не лишенной некоторых перспектив является проблема поисков железных руд, связанных с железистыми кварцитами. В. В. Домбровский (1940) обнаружил в гальке кварцито-конгломератовой толщи, относимой В. А. Обручевым (1939₂) и мной к верхнему протерозою, железистые кварциты, принадлежащие очевидно более древнему, вероятно нижнепротерозойскому комплексу. Химический анализ гальки показал, что в ней содержится 28.52% Fe_2O_3 и 3.58% FeO . Находка Домбровского показывает, что во внутренней части горной страны, где нижнепротерозойские отложения местами развиты довольно широко, можно рассчитывать встретить железистые кварциты в коренном залегании. В связи с этим обстоятельством интересно отметить, что И. А. Ефремовым и А. А. Арсеньевым во время маршрутных работ в верховье р. Чары (1935) были обнаружены джаспициты, входящие в состав местной нижнепротерозойской (удоканской) свиты.

В последнее время всеобщее внимание приковано к вопросам соли- и нефтеносности каледонской платформы и к разрешению вопроса о происхождении и значении давно известных нефтепроявлений на восточном побережье Байкала. Сейчас может считаться доказанным факт регионального развития соленосного комплекса, приуроченного к нижней части карбонатной толщи среднего кембрия. Этому вопросу посвящено несколько специальных работ (Шарапов и Яржемский, 1938). М. М. Тетяев (1938) отметил, что распространение солепроявлений совпадает с «субгеосинклиналами» платформы. Действительно, известные солепроявления связаны как с областью перехода от складчатой зоны каледонид к ее платформе, так и с крупными депрессиями — мульдами платформы, окаймляющими складчатую зону и с запада (р. Лена, Лено-Ангарский водораздел) и с

востока (бассейн р. Чары и среднее течение р. Лены). Изучение контакта доломитового среднекембрийского комплекса с нижележащими отложениями нижнего кембрия, стратиграфии и литологии последнего (Павловский и Фролова, 1941) показывает, что в области сплошного линейного развития складчатых структур каледонид соленосная толща отсутствует. Повидимому, ее фациальная обособленность в депрессиях платформы тесно связана со своеобразным и длительным процессом развития этих крупных структур платформы. Практически доказанная в настоящее время нефтеносность кембрия платформы (Сенюков, 1937, 1938) в районе р. Толбы и недавняя находка геологами Главгеологии Наркомнефти твердых битумов в трещинах и кавернах карбонатных пород среднего кембрия в районе с. Усть-Ку свидетельствуют в пользу регионального значения этого явления. Связь известных нефтепроявлений с окраинными мульдами платформы с их характерной соленосной фацией представляется совершенно естественной. Развитие куполовидных структур, типичных для окраины платформы, весьма удобных объектов разведки, равно как то внимание, которое сейчас уделяется проблеме сибирской нефти, — все это говорит за то, что практическая ценность нефти каледонской платформы в ближайшее время будет выявлена достаточно отчетливо.

Значительно более сложен вопрос о возрасте тех нефтеносных отложений, с наличием которых стоят в связи известные нефтепроявления у восточного побережья Байкала. После открытия кембрийской нефти на р. Толбе, потом на р. Амге, возникло предположение о том, что байкальская нефть также связана с кембрием. Это предположение, высказываемое в частности А. Г. Вологдиным, Н. А. Гедройцем и А. П. Смирновым (Вологдин и Гедройц, 1938), основано, повидимому, на простой экстраполяции. Такая экстраполяция очевидно должна быть подкреплена какой-то определенной позицией, позволяющей отождествлять предполагаемый кембрий восточного побережья оз. Байкал с нефтеносными отложениями кембрия на окраине каледонской платформы. Однако геологического обоснования этой позиции пока не имеется.

Небольшое количество фактов, позволяющее составить себе представление о каледонской складчатой зоне, ее контурах и строении, свидетельствует не в пользу гипотезы кембрийской нефти на Байкале. Исходя из имеющегося фактического материала, южная часть нижнепалеозойской геосинклинальной области может быть расчленена на следующие структурные элементы: передовой прогиб (ушаковский) на западе, внутренняя зона (интрагеоантиклинал) поднятия, отделявшая передовой прогиб от главной зоны геосинклинального прогиба — Баргузинского.

Восточное правобережье Байкала расположено с этой точки зрения где-то в области перехода от зоны поднятия к главному геосинклинальному прогибу. Безусловно кембрийские отложения на собственно восточном побережье Байкала неизвестны. В виде мелких остроугольных участков они присутствуют в районе верхнего течения р. Витима (Кыдымит), вероятно в том же виде в районе оз. Баунт и р. Ципы. Фаунистически охарактеризованный кембрий на р. Кыдымите прорван, по данным геолога Колесова, жильными гранитоидами. Вся сумма имеющегося материала говорит, таким образом, об очень глубоком размыве каледонского складчатого комплекса, сохранившегося в Забайкалье лишь в виде незначительных клочков — остатков мощной когда-то серии отложений. Это явление понятно в свете послекаледонской истории развития области, очерченной нами выше. Кембрий на р. Кыдымите прорван гранитоидами, в силу этого контактово-метаморфизован. Тип отложений кембрия на р. Кыдымите, как и следовало ожидать, отличен от кембрия каледонской платформы, что сказывается между прочим в отсутствии на Кыдымите красноцветных отложений мотской свиты.

Вся сумма известных фактов не свидетельствует в пользу большого значения байкальских нефтепроявлений, если они, действительно, связаны с кембрием, как это думает А. Г. Вологдин и др.

Относительно возраста байкальского верхнепротерозойского комплекса до сих пор не оставлена та точка зрения, что он относится не к докембрию, а составляет основание разреза кембрия Байкальской области. Эта точка зрения, принадлежащая М. М. Тетяеву, имеет и в настоящее время некоторых сторонников. Несостоятельность позиции М. М. Тетяева в данном вопросе с моей точки зрения выявляется достаточно отчетливо. Допустим, однако, на короткое время, что М. М. Тетяев в этом вопросе совершенно прав и что байкальский комплекс относится не к верхнему протерозою, а к нижнему кембрию. В этом случае сторонники кембрийской нефти на Байкале должны связывать нефтепроявления с толщей характерных геосинклинальных отложений. Геосинклинальный характер отложений байкальского комплекса наряду с путаницей в стратиграфии кембрия и докембрия, как известно, служил и служит М. М. Тетяеву одним из главных аргументов для выделения и оконтуривания каледонской складчатой зоны Прибайкалья, трактуемой им отлично от взглядов других исследователей на этот вопрос. Геосинклинальная серия «байкальских» отложений, в составе которых участие принимают флишевые образования (Eskola, 1930) и кислые эффузивные породы, смята, как мы знаем, весьма интенсивно и прорвана крупными и мелкими интрузиями главным образом кислой магмы. Повсеместно отложения байкальского комплекса, в той или иной степени метаморфизованы.

В пределах Байкальской горной области верхнепротерозойские отложения сохранились в целом ряде синклиналий; их присутствие в частности в Морском хребте на восточном берегу Байкала в последнее время убедительно доказывается исследованиями Б. А. Аверьянова и Л. М. Салопа.

Связывая байкальские нефтепроявления с верхнепротерозойским трехчленным комплексом, необходимо иметь в виду, что тем самым ставятся в прямые соотношения нефть и складчатый комплекс в той или иной степени метаморфизованных осадочных пород, находящихся в большинстве случаев в тесном взаимодействии с крупными телами магматических массивных пород. Насколько благоприятны в этих условиях перспективы нефтеносности восточного побережья оз. Байкал?

Недавно была сделана попытка вновь вернуться к «мезозойской» гипотезе байкальской нефти. Эта позиция, защищаемая Е. А. Пресняковым, кажется более аргументированной с геологической точки зрения, чем позиция А. Г. Вологодина и др. Но и в трактовке Е. А. Преснякова имеются весьма слабые стороны. В самом деле, если байкальская нефть связана с нижнемеловой тургинской свитой, то почему в области развития последней в Западном и Восточном Забайкалье нефтепроявлений неизвестно? Слабым звеном позиции Преснякова является отсутствие анализа истории развития мезозойских и кайнозойских структур Байкальской области, с которой формирование толщ тургинских отложений связано теснейшим образом. Выше нами была дана характеристика мезо-кайнозойской структуры Байкальской области. Из этой характеристики явствует, что нет доказанной прямой связи мезозойских отложений со впадинами Байкальской системы. Данные, которыми мы располагаем в настоящее время, говорят о том, что формирование впадин байкальского типа происходило по следам отложения мезозойских толщ. Формирование этих последних происходило в иных условиях, в ином плане, в обстановке начальных фаз развития структуры сводового поднятия Станового хребта. Эти выводы существенно отличны от взглядов Преснякова, предполагающего отложение мезозойской осадочной серии во впадинах Бай-

кала и других, с нею сопряженных впадинах. Впрочем, в порядке рабочей гипотезы предположение подобного рода допустимо. Но тогда следует учесть, что мезозойские отложения, опущенные на дно впадины вместе с цоколем более древних пород, будут представлять лишь большей или меньшей величины обрывки, части поля былого развития осадков мезозоя, разорванного краевыми разломами полосы оседания.

Несмотря на обилие гипотез, происхождение, возраст и практическое значение байкальской нефти продолжают оставаться загадочными. Наиболее правильный путь к ее разрешению — это тот, который и взят руководством Главгеологии Наркомнефти — разбуривание глубокими скважинами толщи древних кристаллических пород, слагающих восточный берег озера, выяснение природы тех отложений, на которые надвинут древний массив и с которыми, вероятно, и связана байкальская нефть. То, что окраинный разлом, ограничивающий с востока впадину Байкала, относится к категории надвигов, как будто выясняется работами Г. Е. Рябухина (1940). Это обстоятельство прекрасно согласуется с представлением о рамповом типе структуры Байкальской системы впадин. Известные нефтепроявления на восточном берегу Байкала, повидимому, контролируются именно этой зоной надвига, простираение которой определило в основном контур впадины озера в ее современном виде.

Последним вопросом, на котором следует здесь остановиться, является вопрос о перспективах возможного увеличения числа объектов золотодобычи — поисков новых золотых россыпей.

До сих пор все внимание при поисках новых золотоносных площадей сосредоточивалось на изучении сложного комплекса четвертичных отложений — послеледниковых, межледниковых и доледниковых. С последними, как известно, связаны наиболее богатые золотоносные россыпи так называемого Ленского золотоносного района. В настоящее время, в связи с открытием целой системы древних, во всяком случае доледниковых долин на обширной территории, связанных с формированием сводового поднятия Станового хребта, перспективы увеличения количества объектов золотодобычи возрастают весьма значительно. Этот вопрос мною был поднят и разработан в специальной статье, опубликованной в трудах Нигризолото и треста Золоторазведка (Павловский, 1938). Дальнейшее изучение этой весьма интересной и важной проблемы должно быть обеспечено специальными исследованиями того же типа, как ведущиеся группой геологов Академии Наук СССР на Среднем Урале.

Золото, вошедшее в состав разновозрастных россыпей, было вынесено из глубин магматического очага не в какую-нибудь одну фазу магматической деятельности, а, вероятно, связано как со сравнительно молодыми каледонскими и верхнепротерозойскими интрузиями, так и с более древними — нижнепротерозойскими. С первыми по всем признакам связана золотоносность Ленского района, западной окраины Байкальского нагорья, района верхнего течения р. Витима. Более древние, нижнепротерозойские гранитные массивы определили по всем признакам золотоносность верховьев р. Калара; вероятно та же связь характерна для района оз. Ничатки и верховьев р. Чары. Выше мы видели, что после эпохи каледонской складчатости Байкальская область прошла через стадию длительного геоантиклинального режима, являясь зоной энергичного размыва в течение девона, карбона, перми и триаса. Продукты размыва уносились, повидимому, далеко за пределы Байкальской области. В ее пределах соответствующие отложения нигде не известны.

Начиная с юры и, повидимому, до настоящего времени Байкальская область является ареной проявления своеобразных складкообразовательных процессов, выраженных в складчатой деформации эрозийной поверхности, созданной агентами размыва в предыдущие периоды. Юрские,

нижнемеловые и затем третичные отложения, осаждавшиеся в депрессиях рельефа, в синклиналах этой поверхностной складчатой структуры, создавались за счет размыва поднимающихся соседних антиклинальных зон. В этих условиях необходимо предполагать перенос золота из коренного первоисточника в состав обломочного материала, отлагавшегося в синклинальных депрессиях. Естественно, что изучение фаций мезо-кайнозойских отложений синклинальных зон и их опробование на присутствие золота представляют значительный интерес, и может быть этим путем могут быть выявлены древние россыпи дельт и озер. В этом отношении показательна золотоносность конгломератов байкальской юры, образованных, как мы видели выше, в условиях синклинальной депрессии, разделявшей антиклинальные зоны крупной складкоподобной структуры свода Станового хребта.

Нижнекембрийская трансгрессия, охватившая всю Байкальскую область, развивалась в довольно сложных условиях рельефа субстрата, который был составлен глубоко размытым складчатым верхнепротерозойским комплексом. Местами размывом были нацело снесены все протерозойские породы, и кембрийские отложения легли непосредственно на архейские граниты. Местами, как, например, в районе Алдана, поверхность субстрата была сильно сглаженной, в других участках каледонской платформы (район оз. Ничатки, среднее течение р. Токко) существовали значительные контрасты в рельефе. В связи с этим обстоятельством нижние горизонты кембрия представлены местами мощными грубыми кластическими отложениями, возникшими за счет энергичного размыва положительных форм рельефа субстрата. Еще более значительными были контрасты в рельефе дна нижнекембрийского бассейна в подвижной геосинклинальной зоне всей западной части Байкальской горной области. Здесь шел весьма энергичный размыв вздымающихся участков внутри геосинклинальной области и отложение терригенного материала в соседних зонах опускания. К этой категории относится мощная серия грубых кластических отложений ушаковской свиты нижнего кембрия Западного Прибайкалья, еще более мощные толщи пород того же типа, известные в основании кембрия на рр. Чуе, Витиме и Б. Патоме, конгломераты кембрия внутри геосинклинальной зоны (Северно- и Южно-Муйские хребты, район р. Кыдымита). Объектом размыва повсеместно являлись верхне- и нижнепротерозойские складчатые комплексы, прорванные гранитами, вынесшими значительное количество золота. Отсюда мы вправе сделать вывод о вероятной золотоносности нижних горизонтов кембрия, о возможности нахождения в них древних морских россыпей, более или менее близких по типу «бичам» современного Тихоокеанского побережья Аляски.

В одной из своих работ А. П. Герасимов (1905) приводит интересный факт: опробование серо-зеленой глины из толщи кембрийских отложений р. Чары, произведенное А. А. Семенченко, обнаружило в ней «хорошие следы золота». Промывка мною раздробленного цемента базального конгломерата кембрия с р. Сен, вытекающей из оз. Ничатка, показала наличие единичных мелких золотин неправильной формы с неровной мелкобугристой поверхностью. Эти пока единичные факты подтверждают предположение о качественной золотоносности нижних горизонтов кембрия. Несомненно, базальные горизонты кембрия должны быть включены в число объектов поисково-разведочных работ на золото. Необходимо учесть, что в пределах каледонской складчатой зоны кембрийские отложения прорваны различными магматогенными породами. В этих условиях возможно обогащение первичной россыпи, перераспределение в ней благородного металла, подобно тому, как это наблюдается в древних золотоносных конгломератах знаменитого месторождения Витватерсранд.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- А р с е н ь е в А. А. К геоморфологии Олекмо-Витимской горной страны. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1937, № 5.
- А р с е н ь е в А. А. 1. Северо-западное Прибайкалье. Материалы по петрографии кристаллических сланцев и массивно-кристаллических пород бассейнов рр. Тын и Кунермы. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1938, вып. 6, сер. геол., № 1.
- А р с е н ь е в А. А. 2. О возрасте витимских базальтов. Докл. Акад. Наук СССР, нов. сер., 1938, 19, № 3.
- А р с е н ь е в А. А. 3. Месторождение горючих сланцев на р. Витиме. Сов. геол., 1938, вып. 12.
- А р с е н ь е в А. А. 1. К стратиграфии архея долины р. Олекмы. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1939, № 6.
- А р с е н ь е в А. А. Олекмо-Витимская горная страна. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1939, № 1.
- А р с е н ь е в А. А. Геология правобережья р. Витима. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1940, вып. 27, сер. геол., № 7.
- А р с е н ь е в А. А. и Н е ч а е в а Е. А. К стратиграфии кембрия Олекмо-Токкинского района (ЯАССР). Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1942, № 5—6.
- А р т е м ь е в Б. Н. Геология и полезные ископаемые Ольхонского края. Изв. Вост.-Сиб. отд. Рус. геогр. общ., 1924.
- А р х а н г е л ь с к и й А. Д. О некоторых спорных вопросах тектонической терминологии и тектоники СССР. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1939, вып. 1.
- А р х а н г е л ь с к и й А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР, т. 1, 1941.
- А р х а н г е л ь с к и й А. Д., Ш а т с к и й Н. С. и др. Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. Изд. Акад. Наук СССР, 1937.
- Б о б и н Е. С. Геологические исследования в Олекмо-Каларском районе. Тр. Всесоюз. геол.-разв. об., 1933, вып. 271.
- Б о б и н Е. С. и Л е р м о н т о в а Е. В. О древне-палеозойских движениях в восточной части Сибирской платформы. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1940, № 1.
- Б о р и с ь я к А. А. Геологический очерк Сибири. 1923.
- Б о р и с ь я к А. А. Тектоника Азии. Природа, 1927, № 4.
- Б у б н о в С. Основные проблемы геологии. Нефтеизд., 1934.
- Б у б н о в С. Геология Европы, т. 2, ч. I, ОНТИ, 1935.
- В а с и л ь е в В. Г. О древнем палеозое Н. Тунгуски, Чоны и Нюи. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1938, 16, вып. 1.
- В и л л и с Б. Проблема Мертвого моря. ОНТИ, 1934.
- В о л о г д и н А. Г. Пути практического разрешения проблемы Сибирской нефти. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1939, вып. 2.
- В о л о г д и н А. Г., Г е д р о й ц Н. А. и С м и р н о в А. П. Нефтеносность Сибири. Тр. Нефт. геол.-разв. инст., сер. А, 1938, вып. 91.
- Г а в р у с е в и ч Б. А. К вопросу о геохимии Прибайкалья. Проблемы Бурято-Монгольской АССР, т. I. Изд. Акад. Наук СССР, 1935.
- Г а п е е в а М. М. К вопросу о характере сочленения платформы и нагорья в Олекминско-Витимской горной стране. Изв. Акад. Наук СССР, 1946, № 2.
- Г е р а с и м о в А. П. Геологические исследования в бассейнах рр. Вачи и Кадали в Ленском горном округе в 1900 г. Геол. иссл. в золотоносн. обл. Сиб., Ленск. р., 1901, вып. 1.
- Г е р а с и м о в А. П. Геологические исследования в бассейнах рр. Кадали и Энгажимо в 1901 г. Геол. иссл. в золотоносн. обл. Сиб., Ленск. р., 1902, вып. 2.
- Г е р а с и м о в А. П. Геологическая карта Ленского золотоносного района. Лист II—6. 1904.

- Герасимов А. П. Геологические исследования в Ленском горном округе в 1902 г. Геол. иссл. в золотоносн. обл. Сиб., Ленск. р., 1905, вып. 3.
- Герасимов А. П. Геологические исследования в Ленском горном округе в 1903 г. Геол. иссл. в золотоносн. обл. Сиб., Ленск. р., 1907, вып. 4.
- Герасимов А. П. Геологическая карта Ленского золотоносного района. Лист. III—6. 1907, Лист. 1—6/7. 1910.
- Герасимов А. П. Граниты окрестностей Константиновского прииска и их роль в образовании золотых россыпей. Мат. общ. и прикл. геол., 1926, вып. 50.
- Гурари О. Г. К стратиграфии кембрия юго-востока Сибирской платформы. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1945, № 4.
- Демин А. А. 1. Геологические исследования в бассейнах рр. Жуи и М. Патомы. Геол. иссл. в золотоносн. обл. Сиб., Ленск. р., 1910, вып. 5.
- Демин А. А. 2. Геологические исследования в бассейнах рр. Ципикана и Уссою в 1909 г. Геол. иссл. в золотоносн. обл. Сиб., Ленск. р., 1910, вып. 7.
- Демин А. А. Геологические исследования по рр. Чине, Уссою, Б. и М. Амалату, Ципе и Витиму в 1910 г. Геол. иссл. в золотоносн. обл. Сиб., Ленск. р., 1912, вып. 8.
- Домбровский В. В. Геология Байкало-Патомского нагорья. Тр. Вост.-Сиб. геол. упр., 1940, вып. 26.
- Думитрашко Н. В. Геоморфологический очерк Прибайкалья. Пробл. Бурято-Монгольской АССР, т. 1, 1935.
- Думитрашко Н. В. Геоморфологический очерк верхнего течения бассейна рр. Лены и Киренги. Тр. Инст. геогр. Акад. Наук СССР, 1936, вып. 23.
- Думитрашко Н. В. Основные моменты геоморфологии и молодые движения в районе р. В. Ангара. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геогр., 1938, вып. 4.
- Ефремов И. А. Геологический очерк Олекмо-Тындинского района. Тр. СОПС Акад. Наук СССР, сер. сиб., 1935, вып. 2.
- Зверев В. Н. Краткий отчет о геологических исследованиях в долине р. Алдана. Изв. Геол. ком., 1913, 32, вып. 4.
- Зверев В. Н. Краткий отчет о геологических исследованиях в долине р. Алдана. Изв. Геол. ком., 1914, 33, вып. 5.
- Зверев В. Н. Материалы для характеристики Томмотского золотоносного района. Тр. Гл. геол.-разв. упр., 1931, вып. 26.
- Зегебарт Д. К. О геологическом исследовании палеозоя и мезозоя междуречья Лены, Н. Тунгузки и Чоны. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1935, 18, вып. 2.
- Зегебарт Д. К. К стратиграфии и тектонике древнего палеозоя и мезозоя правого и левого берега р. Лены от устья р. Бирюк до устья р. Синей и притоков рр. Наманы и Бирюка. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1936, 14, вып. 3.
- Зегебарт Д. К. и Старостина З. М. К вопросу о геологической истории северо-восточной части Ленско-Енисейского поля и северной части Байкальской складчатой зоны. Пробл. сов. геол., 1935, 5, вып. 3—4.
- Каманин Л. Г. Геоморфологический очерк Средне-Сибирской плоской возвышенности. Тр. Инст. геогр. Акад. Наук СССР, 1938, 29.
- Катушенов И. И. О геологическом строении низовьев р. Чуи и Лено-Чуйского водораздела. Тр. Геол. инст. Акад. Наук СССР, 1934, вып. 4.
- Катушенов И. И. Кембрий Лено-Байкальского водораздела. Очерки по геологии Сибири, вып. 8, 1940.
- Коржинский Д. С. Петрология архейского комплекса Алданской плиты. Тр. ЦНИГРИ, 1936, вып. 86.
- Коржинский Д. С. Кристаллические толщи юго-западного Прибайкалья. Сибирская экскурсия XVII Международного геологического конгресса, Вост. Сибирь. 1937.
- Коржинский Д. С. Докембрий Алданской плиты и хребта Станового. Стратиграфия СССР, т. 1. 1939.
- Котельников Л. Г. 1. Коренные месторождения золота на с. Ольхоне и генезис бурожелезняковых и марганцевых руд Ольхонского края. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1934, вып. 2—3.
- Котельников Л. Г. 2. Кристаллически-зернистые породы Ольхонского края. Тр. Петр. инст. Акад. Наук СССР, 1934, вып. 6.
- Котельников Л. Г. Маршрутные геологические исследования Средне-Витимской горной страны. Тр. СОПС Акад. Наук СССР, сер. сиб., 1935, вып. 2.
- Котульский В. К. Маршрутные геологические исследования в Ленском Горном округе. Геол. иссл. в золотоносн. обл. Сиб., Ленск. р., 1910, вып. 5, 6.
- Котульский В. К. Геологические исследования в Баргузинском округе (в 1909—1913 гг.). Геол. иссл. в золотоносн. обл. Сиб., Ленск. р., 1910, вып. 7; 1912, вып. 8; 1913, вып. 9; 1915, вып. 11.
- Котульский В. К. Геологические исследования в Витимском золотоносном районе в 1909 г. Тр. Всесоюз. геол.-разв. об., 1932, вып. 197.

- Кропоткин П. Н. Общий очерк орографии Восточной Сибири. Зап. Рус. геогр. общ., по общ. геогр., 1875, 5.
- Кропоткин П. Н. и Поляков И. С. Отчет об Олекминско-Витимской экспедиции. Зап. Рус. геогр. общ., по общ. геогр., 1873, 3.
- Круглов М. В. Геологические наблюдения в северной части Ленско-Витимского района. Тр. СОПС Акад. Наук СССР, сер. вост.-сиб., 1935, вып. 2.
- Куплетский Б. М. Формация нефелиновых сиенитов СССР, 1937.
- Лебедев В. Г. Новые данные о нижнекембрийских отложениях района озера Ничатка. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1946, № 6.
- Лопатин И. А. Дневник Витимской экспедиции. Зап. Рус. геогр. общ., по общ. геогр., 1895, 28, вып. 1.
- Лучицкий В. И. и Кузнецов Е. А. Петрографические провинции СССР, 1936.
- Маслов В. П. и Лавров М. М. Материалы к геологии истока р. Ангары. Тр. Всесоюз. геол.-разв. об., 1933, вып. 298.
- Маслов В. П. Следы четвертичного оледенения в Северо-Западном Прибайкалье. Сб., посвящ. акад. В. А. Обручеву, т. 2. Изд. Акад. Наук СССР, 1938.
- Маслов В. П. Геолого-литологический очерк среднего кембрия Приангарья (Восточная Сибирь). Тр. Геол. инст. Акад. Наук СССР, 1940, вып. 15, геол. сер., № 5.
- Мейстер А. К. 1. Средневитимская горная страна. Геол. иссл. в золотоносн. обл. Сиб., Ленск. р., 1910, вып. 7.
- Мейстер А. К. 2. Восточная окраина Ленского золотоносного района. Геол. иссл. в золотоносн. обл. Сиб., Ленск. р., 1910, вып. 5.
- Мейстер А. К. Предварительный отчет о геологических исследованиях в бассейнах рр. Мамакана, Б. и М. Кункудери и В. Ангары в 1911 г. Геол. иссл. в золотоносн. обл. Сиб., Ленск. р., 1913, вып. 9.
- Мейстер А. К. Восточная окраина Ленского золотоносного района. Геол. иссл. в золотоносн. обл. Сиб., Ленск. р., 1914, вып. 10.
- Мейстер А. К. Горная область Северно-Муйского хребта. Тр. Всесоюз. геол.-разв. об., 1932, вып. 157.
- Мейстер А. К. и Половинкина Ю. И. Центральное плато Витимского плоскогорья. Тр. Всесоюз. геол.-разв. об., 1932, вып. 147.
- Мишарев Д. Т. Мамско-Витимско-Чуйское месторождение слюды. Тр. Всесоюз. геол.-разв. об., 1932, вып. 154.
- Мишарев Д. Т. и Коноплев С. П. Слюдяные месторождения Бурято-Монгольской АССР. Проблемы Бурято-Монгольской АССР. Тр. I Конфер. по изуч. произв. сил, т. 1. Изд. Акад. Наук СССР, 1935.
- Мушкетов Д. И. Региональная геотектоника. ОНТИ, 1935.
- Никитин Д. В. Геологические исследования в верхней части бассейна р. Чары Витимско-Олекминской горной страны. Изв. Геол. ком., 1918, 36.
- Обручев В. А. Оро-геологические наблюдения на о. Ольхоне и в Западном Прибайкалье. Горн. журн., 1890, № 12.
- Обручев В. А. Геологическое исследование Олекминско-Витимской горной страны и ее золотоносных россыпей в 1890 г. Изв. Вост.-Сиб. отд. Рус. геогр. общ., 1891, 22, № 2—3.
- Обручев В. А. 1. Древне-палеозойские осадочные породы долины р. Лены между ст. Качугской и Витимской. Зап. Вост.-Сиб. отд. Рус. геогр. общ., 1892, 2, вып. 1.
- Обручев В. А. 2. Геологическое исследование Олекминско-Витимской горной страны и ее золотоносных россыпей в 1891 г. Изв. Вост.-Сиб. отд. Рус. геогр. общ., 1892, 23, № 3.
- Обручев В. А. Экскурсия в золотоносный район Западного Прибайкалья по рр. Сарме и Иликте. Изв. Вост.-Сиб. отд. Рус. геогр. общ., 1897, 28, № 1.
- Обручев В. А. Бассейн р. Бодайбо. Геол. иссл. в золотоносн. обл. Сиб., Ленск. р., 1903, вып. 2.
- Обручев В. А. Геологическая карта Ленского золотоносного района. Листы IV—1 и IV—2, 1907; V—1 и V—2, 1910; IV—3, V—3, 1914.
- Обручев В. А. О метаморфизме горных пород Олекминско-Витимской области и его причинах. Геол. вестн., 1918, вып. 3, № 1—6.
- Обручев В. А. Юные движения на древнем темени Азии. Природа, 1922, вып. 8—9.
- Обручев В. А. Олекминско-Витимский золотоносный район. Горн. журн., 1923, № 1.
- Обручев В. А. Исторический очерк изучения докембрия вообще и кристаллических и метаморфических сланцев Сибири. Зап. Мин. общ., 2 сер., 1925, вып. 52.
- Обручев В. А. Геологический обзор Сибири. 1927.
- Обручев В. А. Селенгинская Даурия. Орографический и геологический очерк. Изд. Троицко-Савск. отд. Гос. геогр. общ., 1929.
- Обручев В. А. Признаки ледникового периода в Северной и Центральной Азии. Бюлл. Четверт. ком. Акад. Наук СССР, 1931, № 3.

- Обручев В. А. 1. Древнее темя или каледонская складчатая зона. Тр. I Вост.-Сиб. краевого научн.-иссл. съезда, вып. 1. Иркутск, 1932.
- Обручев В. А. 2. Геологический очерк Прибайкалья и Ленского района. Очерки по геологии Сибири. 1932.
- Обручев В. А. Проблема золотоносности пиритизированных сланцев Лено-Витимского района. Пробл. сов. геол., 1935, № 1.
- Обручев В. А. 1. Геология Сибири, тт. 1—3. Изд. Акад. Наук СССР, 1935—1937.
- Обручев В. А. 2. История геологического исследования Сибири. тт. 1—4. Изд. Акад. Наук СССР, 1935—1937.
- Обручев В. А. Молодость рельефа Сибири. Сб., посвящ. акад. В. И. Вернадскому, т. 2, 1936.
- Обручев В. А. Решение вопроса о границе между кембрием и докембрием в Прибайкалье. Изв. Иркутск. гос. научн. музея, 1937, 2 (57).
- Обручев В. А. 1. Докембрий Западного Забайкалья. Стратиграфия СССР, т. 1. Докембрий. 1939.
- Обручев В. А. 2. Докембрий Байкальского нагорья и Средне-Витимской горной страны. Стратиграфия СССР, т. 1. Докембрий. 1939.
- Обручев В. А. 3. Докембрий Патомско-Витимского нагорья. Стратиграфия СССР, т. 1. Докембрий. 1939.
- Обручев В. А. 4. Докембрий СССР. Стратиграфия СССР, т. 1. Докембрий. 1939.
- Обручев В. А. 5. О некоторых спорных вопросах тектонической терминологии и тектоники СССР. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1939, вып. 3.
- Обручев В. А. и Герасимов А. В. Геологическая карта Ленского золотоносного района. Листы IV—4 и V—4; листы VI—1 и VI—2. 1929.
- Обручев В. А. Яблоновый и Становой хребет по новым данным. За индустр. Сов. Востока, 1933, № 2.
- Обручев В. А. История геологического исследования Сибири. Период пятый (1918—1940 гг.). вып. 5 и 6. Изд. Акад. Наук СССР, 1945.
- Павловский Е. В. О послетретичной истории Северо-Байкальского нагорья и прилегающих частей Приленской плоской возвышенности. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., нов. сер., 1930, 38.
- Павловский Е. В. О послетретичной истории долины р. Калар и ее притока р. Кетемяхты (бассейн р. Витимы). Тр. Ком. по изуч. четверт. периода, 1932, 2.
- Павловский Е. В. 1. Восточная часть Средне-Витимской горной страны. Ороно-Ничатский район. Тр. Геол. инст. Акад. Наук СССР, 1933, вып. 3.
- Павловский Е. В. 2. Геологический очерк района Верхней Чары (Олекмо-Витимская горная страна). Тр. Всесоюз. геол.-разв. об., 1933, вып. 271.
- Павловский Е. В. 1. Впадина озера Байкал. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1937, вып. 2.
- Павловский Е. В. 2. Новые данные по стратиграфии кембрия Прибайкалья. Докл. Акад. Наук СССР, 1937, 14, № 6.
- Павловский Е. В. 3. Краткий очерк геологической истории Прибайкалья. Сб., посвящ. акад. В. А. Обручеву, т. 1, 1937.
- Павловский Е. В. Древние долины юга Восточной Сибири и Приамурья и их возможная золотоносность. Тр. Нигризолото и Тр. Золоторазведка. 1938, 6.
- Павловский Е. В. Новые данные по геологии и флюопитонности юга Якутской АССР. Изв. Акад. Наук, сер. геол., 1944, № 3.
- Павловский Е. В. и Лучицкий И. В. Восточное Забайкалье. Геолого-петрографический очерк Газимуро-заводского района. Очерки по геологии Сибири, вып. 10, 1940.
- Павловский Е. В. и Цветков А. И. Южная окраина Олекмо-Витимской горной страны. Тр. Геол. инст. Акад. Наук СССР, 1935, 4.
- Павловский Е. В. и Цветков А. И. Северо-западное Прибайкалье. Геолого-петрографический очерк района Елохина мыса. Тр. СОПС Акад. Наук СССР, сер. сиб., 1936, вып. 22.
- Павловский Е. В. и Цветков А. И. 1. Западное Прибайкалье. Геолого-петрографический очерк Бугульдейско-Ангинского района. Тр. Геол. инст. Акад. Наук СССР, 1938, 8.
- Павловский Е. В. и Цветков А. И. 2. Западное Прибайкалье. Геолого-петрографический очерк западного побережья Малого моря. Очерки по геологии Сибири, вып. 7, 1938.
- Павловский Е. В. и Цветков А. И. 1. Докембрий Прибайкалья. Стратиграфия СССР, т. 1. Докембрий. Изд. Акад. Наук СССР, 1939.
- Павловский Е. В. и Цветков А. И. 2. Стратиграфия докембрия Прибайкалья. Тр. XVII Геологического международного конгресса, т. 2, 1939.
- Преображенский П. И. Бассейны рр. Тахтыги и Анангры. Геол. иссл. в золотоносн. обл. Сиб., Ленск. р., 1905, вып. 3.
- Преображенский П. И. Геологические исследования в Ленском горном округе в 1903 г. Геол. иссл. в золотоносн. обл. Сиб., Ленск. р., 1907, вып. 4.

- Преображенский П. И. 1. Северная и западная окраина Патомского нагорья. Геол. иссл. золотоносн. обл. Сиб., Ленск. р., 1910, вып. 5.
- Преображенский П. И. 2. Реки Большая и Малая Чуя и низовья р. Мамы. Геол. иссл. в золотоносн. обл. Сиб., Ленск. р., 1910, вып. 7.
- Преображенский П. И. Западная окраина Северо-байкальского нагорья. Геол. иссл. в золотоносн. обл. Сиб., Ленск. р., 1912, вып. 8.
- Преображенский П. И. Маршруты в юго-западной части Северо-Байкальского нагорья. Геол. иссл. в золотоносн. обл. Сиб., Ленск. р., 1913, вып. 9.
- Преображенский П. И. Витим между Холоем и Парамой. Геол. иссл. в золотоносн. обл. Сиб., Ленск. р., 1915, вып. 11.
- Рейс О. М. Фауна рыбных сланцев Забайкалья. Геол. иссл. Сиб. ж. д., 1910, вып. 29.
- Ржонсницкий А. Г. Геологические исследования в верховьях р. Киренги. Мат. по геол. Рос., 1912, вып. 26.
- Ржонсницкий А. Г. К стратиграфии палеозойских отложений Верхней Киренги. Геол. вестн., 1916, вып. 5—6.
- Ржонсницкий А. Г. Геологические исследования по долинам рр. Пеледуя, Нюя, Чоны и Вакунайки. Изв. Геол. ком., 1917, 36, вып. 1.
- Ржонсницкий А. Г. Краткий отчет о геологических исследованиях в бассейне рр. Вилюя и Лены. Зап. Мин. общ., 2 сер., 1923, вып. 1.
- Ржонсницкий А. Г. О циклах эрозии Приленского края. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1928, вып. 36.
- Рябухин Г. Е. 1. Байкальский нефтеносный район. Нефт. хоз., 1934, № 7.
- Рябухин Г. Е. 2. К изучению Байкальского месторождения нефти. Тр. Нефт. геол.-разв. инст., сер. Б, 1934, вып. 33.
- Рябухин Г. Е. Третичные отложения Прибайкалья и их нефтеносность. Проблемы Бурято-Монгольской АССР, т. 1. 1935.
- Рябухин Г. Е. О геологической структуре Байкала. Сов. геол., 1940, № 5—6.
- Свицальский Н. И. Монциты в системе р. Ципикана. Геол. иссл. в золотоносн. обл. Сиб., Ленск. р., 1913, вып. 9.
- Свицальский Н. И. 1. Геологические исследования в Баргузинском округе в 1912 г. Геол. иссл. в золотоносн. обл. Сиб., Ленск. р., 1915, вып. 11.
- Свицальский Н. И. 2. Геологические исследования в системах рр. Ципы и Муи в 1913 г. Геол. иссл. в золотоносн. обл. Сиб., Ленск. р., 1915, вып. 11.
- Свицальский Н. И. 3. Геологические исследования в Ципиканском золотоносном районе. Геол. иссл. в золотоносн. обл. Сиб., Ленск. р., 1915, вып. 12.
- Свицальский Н. И. и Половинкина Ю. И. Маршрутные геологические исследования по рр. Усюю, М. и Б. Амалату, Ципи и Витиму (по маршрутам А. А. Демина). Тр. Гл. геол.-разв. об., 1931, вып. 32.
- Сенюков В. М. Новая нефтеносная область кембрийских отложений северного склона Алданского массива. Нефт. хоз., 1937, № 7.
- Сенюков В. М. Река Толба и нефтеносность северного склона Алданского массива. Тр. Нефт. геол.-разв. инст., 1938, вып. 107.
- Ситников С. П. Колебательные движения северного склона Алданского массива в кембрийском периоде. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1946, № 3.
- Старостина З. М. Геологическое строение северной окраины Патомского нагорья и прилегающей части Ленского пенепплена. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1935, 13, вып. 3.
- Тетяев М. М. Северо-западное Прибайкалье. Бассейн. р. Тын. Тр. Геол. ком., нов. сер., 1915, вып. 108.
- Тетяев М. М. 1. Северо-западное Прибайкалье. Область с. Горемыки. Тр. Геол. ком., нов. сер., 1916, вып. 126.
- Тетяев М. М. 2. К геологии Западного Прибайкалья. Мат. общ. и прикл. геол., 1916, вып. 2.
- Тетяев М. М. О некоторых основных вопросах геологии Сибири. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1923, 2, № 3.
- Тетяев М. М. Геология района озера Байкал. Сибирская экскурсия XVII Международного геологического конгресса, Вост. Сиб. 1937.
- Тетяев М. М. Геотектоника СССР. ГОНТИ, 1938.
- Толль Э. О распространении кембрийских и нижнесилурийских отложений в Сибири. Зап. Мин. общ., 1895, 33, № 1.
- Фролова Н. В. О доломитовой муне в среднем кембрии Сибири. Докл. Акад. Наук СССР, 1941, 32, № 6.
- Фролова Н. В. Геологическое строение и флогопитоносность района р. Куронах (Якутская АССР). Тр. Алданской экспедиции Сибгеолнеруд., вып. 1. Алдан, 1944.
- Фролова Н. В. и Клековкин Н. Ф. Стратиграфия архея Алданского массива и методики поисков и разведки алданских месторождений флогопита. Тр. Алданской экспедиции Сибгеолнеруд., вып. 2. Алдан, 1945.
- Черкесов В. Ю. Сведения об исследованиях 1927 г. в бассейне р. Лены. Отчет Геологического комитета за 1926/27 гг. 1929.

- Черкесов В. Ю. Основной стратиграфический разрез района верхнего течения р. Лены. Изв. Всесоюз. геол.-разв. об., 1931, вып. 63.
- Черский И. Д. Предварительные отчеты о геологическом исследовании береговой полосы оз. Байкал. Изв. Вост.-Сиб. отд. Рус. геогр. общ., 1878, 9, № 1—2; 1880, 11; № 1—2; 1881, 12, № 2—3.
- Черский И. Д. К геологии внутренней Азии. Тр. СПб. общ. ест., 1886, 17, вып. 2.
- Черский И. Д. О результатах исследования оз. Байкала. Зап. Рус. геогр. общ., по общ. геогр., 1886, 15, № 3.
- Черский И. Д. О результатах исследования оз. Байкала. Мат. по геол. Рос., 1889, 13.
- Чураков А. Н. Протерозойское оледенение и история развития северной части Енисейского края. Тр. Всесоюз. геол.-разв. об., 1933, вып. 292.
- Шарапов Н. С. и Яржемский Я. Я. К вопросам солёности кембрия юго-восточной части Среднесибирской платформы. Тр. Вост.-Сиб. геол. тр., 1938, вып. 25.
- Шатский Н. С. 1. Проблемы нефтеносности Сибири. Нефт. хоз., 1932, 24, № 9.
- Шатский Н. С. 2. Основные черты тектоники Сибирской платформы. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1932, № 3—4.
- Шатский Н. С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Изв. Акад. Наук СССР сер. геол., 1946, № 1.
- Шейман Ю. М. Сравнение позднего докембрия Прибайкалья и Северного Китая. Пробл. сов. геол., 1937, № 5—6.
- Эггер И. Г. Остракоды рыбных сланцев Турги и Витима в Забайкальской обл. Геол. иссл. Сиб. ж. д., 1910, вып. 29.
- Яговкин И. С. Ленские медистые песчаники. Тр. ЦНИГРИ, 1934, вып. 18.
- Cloos H. Hebung, Spaltung, Vulkanismus. Geol. Rdsch., 1939, 30, H. 2.
- Eskola P. On the igneous rocks of Sviatoy Noss in Transbaikalia. Oversikt finska vet.-soc. förh., 1921, b. 63, Adv. A, 1.
- Eskola P. On the rocks of the Upper Bargusin and Namama regions in Transbaikalia. C. R. Soc. Géol. de Finlande, 1930, No 3.
- Krenkel E. Geologie Afrikas, Bd. 1. Berlin, 1925.
- De Launay L. La géologie et les richesses minérales de l'Asie. Historique. Production. Avenir. Metallurgie. Paris, 1911.
- Obrutschew W. A. Geologie von Siberien. Berlin, 1926.
- Suess E. Das Antlitz der Erde. Bd. III—I. Wien, 1901.
- Willis B. Jordan Valley and Judean Highlands. Geol. Mag., 1932, 69.
- Willis B. African plateaus and rift valleys. Carnegie Inst. Washington. Publ., No 470, 1936.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

	<i>Стр.</i>
В в е д е н и е	1
Стратиграфический очерк	3
I. Архей	3
II. Протерозой	13
III. Нижний палеозой	51
IV. Мезозой	89
V. Кайнозой	92
Очерк истории вулканизма	98
Геологическая структура	106
I. Введение	106
II. Мезо-кайнозойская и современная структура	114
III. Элементы герцинской структуры	127
IV. Каледонская структура	129
V. Протерозойская структура	150
VI. О структуре архейского комплекса	158
VII. Заключение	160
Пути возможного расширения минерально-сырьевой базы Байкальской области	163
Л и т е р а т у р а	169

Цена 14 руб.

Вып. 62 (№ 19). 1948. Стр. 262. Ц. 23 р.

Д. М. Раузер-Черноусова, Е. М. Глебова, А. Я. Виссарионова, И. С. Сулейманов, Н. Е. Чернышева, Л. П. Гроздилова, О. А. Липина. Стратиграфия и фораминиферы нижнего карбона Русской платформы и Приуралья.

Вып. 63 (№ 20). 1941. Стр. 90. Ц. 7 р. 60 к.

З. М. Старостина, Б. П. Красильников, П. Г. Сергеев, И. Ф. Трусова. Геологическое строение северо-восточной окраины гор Еревантау и прилегающей части долины р. Уленты.

Вып. 64 (№ 17). 1948. Стр. 524. Ц. 45 р.

В. И. Громов. Палеонтологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР (млекопитающие, палеолит).

Вып. 66 (№ 21). 1948. Стр. 68. Ц. 6 р.

Д. М. Раузер-Черноусова. Материалы к фауне фораминифер каменистоугольных отложений Центрального Казахстана. В. И. Крестовников и В. С. Карпышев. Фауна и стратиграфия слоев Etroengt р. Зиган (Южный Урал).

Вып. 73 (№ 22). 1947. Стр. 268. Ц. 24 р.

Н. М. Страхов. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли (опыт историко-геологического анализа процесса осадкообразования).

Вып. 76 (№ 23). 1944. Стр. 116. Ц. 7 р.

В. В. Белоусов. Фации и мощности осадочных толщ Европейской части СССР.

Вып. 85 (№ 24). 1947. Стр. 64. Ц. 7 р.

В. П. Маслов. Геология верховьев рек Лены и Киренги.

Вып. 87 (№ 25). 1947. Стр. 84. Ц. 8 р.

В. И. Данчев. Опыт литологического изучения нижней части отложений татарского яруса Казанского Поволжья.

Вып. 88 (№ 26). 1947. Стр. 70. Ц. 6 р.

Е. В. Шандер. О древнечетвертичных (миндельских) ледниковых отложениях в г. Москве. А. И. Москвитин. Молого-Шекснинское межледниковое озеро. И. М. Покровская. О стратиграфическом положении глины с макклинтокими с р. Лозьвы на Северном урале. Е. И. Щукина. О возрасте отложений высоких террас среднего течения р. Чусовой. Л. Д. Шарыгина. Основные этапы формирования рельефа Московской области. Н. В. Клянд. Стратиграфия рыхлых отложений восточного склона Урала (Исовский район).

Вып. 92 (№ 27). 1948. Стр. 108. Ц. 8 р.

И. Ф. Трусова. Нижнепалеозойские ультраосновные и основные интрузии Центрального Казахстана.

Вып. 93 (№ 10). 1948. Стр. 122. Ц. 9 р. 50 к.

Д. Г. Сапожников. Медистые песчаники западной части Центрального Казахстана.

Вып. 94 (№ 29). 1948. Стр. 84. Ц. 7 р.

Е. Н. Щукина. Четвертичные отложения Среднего Урала.

Вып. 98 (№ 30). 1948. Стр. 64. Ц. 6 р.

В. В. Меннер. Остатки плезиозавров из среднеюрских отложений Восточной Сибири. В. В. Меннер. Ихтиофауна майкопских отложений Кавказа.

Вып. 101 (№ 32). 1948. Стр. 132. Ц. 11 р.

С. Е. Колотухина. Стратиграфия, фации и тектоника девона и нижнего карбона Сарысу — Моинтинского междуречья (Центральный Казахстан). С. Е. Колотухина и П. А. Штрейс. Геологическое строение гор Ортау и Кос-Мурун. Д. Г. Сапожников. Идыгейская тектоническая зона в Дзезказган-Улутавском районе.

КНИГИ ПРОДАЮТСЯ В МАГАЗИНАХ „АКАДЕМКНИГА“:

Москва, ул. Горького, 6.

Ленинград, Литейный пр., 53—а.

Киев, Б. Владимирская, 53.

Ташкент, ул. Маркса, 29.

Свердловск, ул. Малышева, 58.

Изгородним заказчикам книги высылаются наложенным платежом.

С заказами обращаться по адресу: Москва, Б. Черкасский пер., 2, „Академкнига“.