

23

**ПРОБЛЕМЫ
СТРАТИГРАФИИ
И ТЕКТониКИ
СИБИРИ**

НОВОСИБИРСК—1979

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

**ПРОБЛЕМЫ
СТРАТИГРАФИИ И ТЕКТОНИКИ
СИБИРИ**

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

НОВОСИБИРСК-1979

УДК 551.7+551.24(571)

Представляемый вниманию читателей сборник «Проблемы стратиграфии и тектоники Сибири» содержит статьи участников семинара молодых научных сотрудников Института геологии и геофизики СО АН СССР «Вопросы изучения осадочной оболочки Земли». Авторы излагают в них новые оригинальные материалы, полученные ими в процессе тематических исследований на территории Сибирской платформы, ее складчатого обрамления и Западно-Сибирской низменности. Кроме семинара, материалы этих работ были обсуждены также на геологической секции конференции научной молодежи института и были признаны актуальными.

Они посвящены вопросам, разрабатываемым в секторе стратиграфии, тектоники, литологии и осадочных полезных ископаемых Института геологии и геофизики СО АН СССР.

Статьи сборника представляют интерес для широкого круга стратиграфов, тектонистов и нефтяников Сибири.

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

кандидат геолого-минералогических наук *П.П.Кузнецов*

Печатается по решению секции стратиграфии, тектоники, литологии и осадочных полезных ископаемых Ученого совета института геологии и геофизики СО АН СССР

© Институт
геологии и геофизики
СО АН СССР,
1979 г.

**НОВЫЕ ДАННЫЕ О СОСТАВЕ
ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОГО КОМПЛЕКСА
КУВАЙСКОЙ СЕРИИ
ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ МАНСКОГО ПРОГИБА**

Вулканогенные образования кувайской серии слагают значительную часть разреза докембрия Манского прогиба. Вопросами их стратиграфического положения занимались и занимаются многие исследователи [1,2,3,5,6,7]. Однако детального описания породного состава и расчленения этих вулканогенных образований пока не дано. Они обычно описываются как эффузивы, преимущественно основного состава: андезито-базальтовые и базальтовые порфириты, диабазы и их туфы, отмечаются также и прослои карбонатных пород. Терригенные же прослои в полях развития кувайской серии описаны как туфопесчаники, вулканогенные и туфогенные песчаники. Однако авторы не объясняют, что они понимают под этими терминами и не аргументируют их. Данные о деталях строения и природе составляющих элементов вулканогенного комплекса имеют исключительное значение для формационного и палеовулканологического анализа.

Значение их подчеркивается еще и тем, что исследования последних лет выявили наличие сложных взаимоотношений между вулканогенным комплексом кувайской серии и перекрывающими его осадочными отложениями ангалойского горизонта [7]. В частности, прослои вулканогенных пород, по кровле которых проводится верхняя граница кувайской серии, в смежных разрезах встречаются на различных стратиграфических уровнях. По данным же детальных геолого-съемочных работ Д.М.Бондаревой [1] и др. вулканогенные породы кувайской серии (бахтинская свита) в самых западных частях Манского прогиба имеют кембрийский возраст.

Чтобы выяснить возраст кувайского вулканизма и составить представление о масштабе и характере фациальных переходов необходимо выяснить строение вулканогенно-кластической группы пород. Этому вопросу, в основном, и посвящена предлагаемая статья.

Петрографические исследования вулканогенных пород кувайской серии показали, что среди них, помимо эффузивных образований (андезито-базальтовые, базальтовые порфириты),

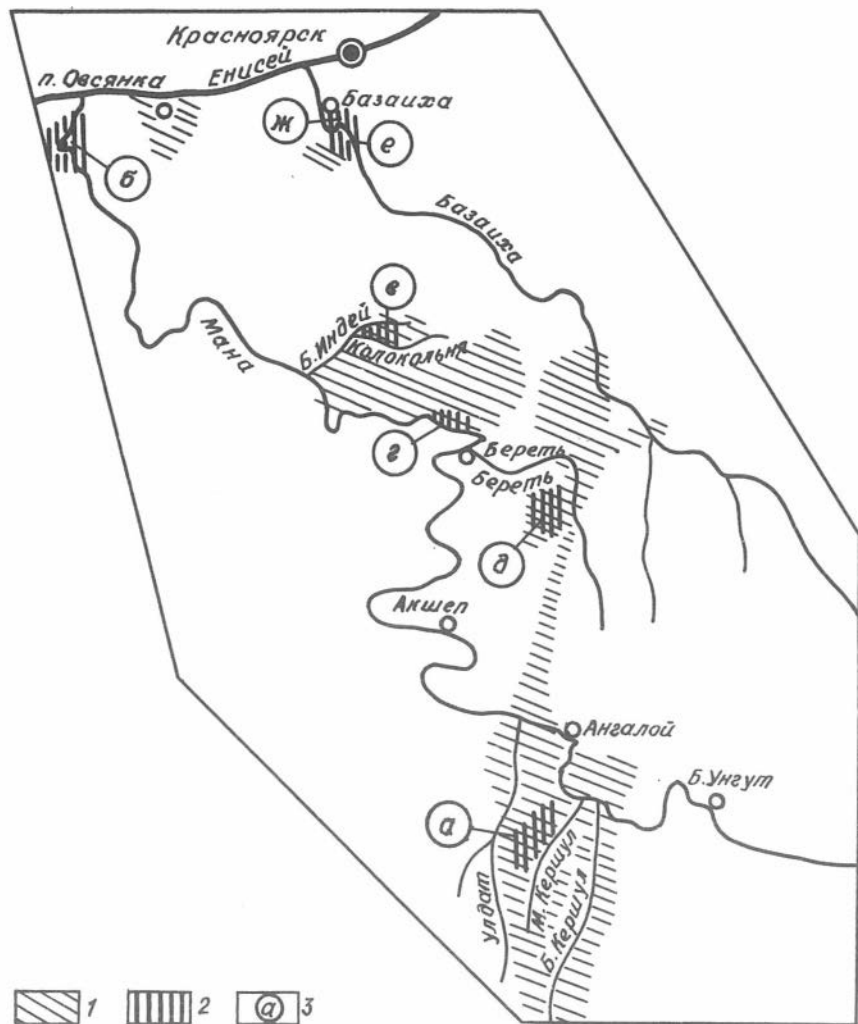


Рис. 1. Обзорная схема распространения вулканогенно-осадочных отложений кувайевской серии

1—районы распространения вулканогенно-осадочных отложений кувайевской серии; 2—участки распространения вулканогенно-осадочных групп отложений описываемых в статье; 3—индексы участков

широким развитием пользуются их кластические туфы (литокластические, аповитрокластические, лито-аповитрокластические, кристалло-литокластические).

Аповитрокластические туфы с типично пепловой структурой состоят из рогулек раскристаллизованного вулканического стекла, замещенного хлоритовым агрегатом. Промежутки между обломками стекла сложены преимущественно кварц-плагиоклазовым агрегатом. Эти туфы зафиксированы пока лишь в районе среднего течения р. Мал. Кершул (рис. 1, а), где расположены в разрезе между андезито-базальтовыми порфиритами и песчаной толщей со сложным вулканогенно-карбонатным цементом. Ширина выхода данных туфов незначительная, порядка сорока метров.

Аповитролитокластические туфы состоят из тесно перемежающихся разновидностей обломков пород двух типов, андезито-базальтовых порфиритов и осколков вулканического стекла, которое раскристаллизовано и преобразовано в тончайшие лейсты плагиоклаза и хлорита. Обломки эффузивов обычно мутноватые и лишь местами сравнительно свежие. Порода хлоритизирована, хлорит развит преимущественно в промежутках между обломками.

Наиболее характерные разрезы пород данной группы описаны в бассейне рек Мал. Кершул—Улдат и по р. Мана в районе Каракушинского перелаза (рис. 1, а, б).

Туфы, следующие по разрезу за эффузивами, постепенно переходят в нормально осадочные карбонатные породы. Зона перехода достигает ширины 50-70 метров. В ней темно-зеленые плотные туфы через вулканогенно-карбонатные породы темно-серого цвета с многочисленными ожелезненными зернами вулканогенного материала нечеткого очертания сменяются чистыми слоистыми серыми известняками. В пределах переходной зоны туфы обогащаются карбонатным материалом, образующим мелкие линзы и неправильные стяжения. Затем породы приобретают более типичный обломочный характер. Обломки в них по-прежнему представлены известняками, эффузивами и изредка сланцами—все это размещается в карбонатном цементе. Если цемента мало, то порода выглядит как вулканический туф. Но обычно цемент резко преобладает, и порода приобретает вид обломочного известняка.

Под микроскопом обломочный материал пород представлен различно окатанными обломками андезито-базальтовых порфиритов, кристаллов плагиоклаза (видимо, они представляют собой порфириновые выделения) и осколками раскристаллизован-

ного вулканического стекла. Также встречаются обломки кварцитов, карбонатов, реже—сланцев, слюды и кварца. Цемент породы—кристаллический карбонат. Края обломков часто неровные, чзвилистые, как бы корродированные этим карбонатным материалом. При переходе к чистым известнякам количество терригенно-вулканогенного материала постепенно сокращается.

Кристаллолитокластические (рис. 2, IV) туфы. Это зелено-серые, плотные породы, которые при полевом определении зачастую описывались как эффузивы. На их сколе часто видны обломки плагиоклаза и эффузивов, которые и принимались за порфировые выделения.

Обломочный материал туфов практически не окатан и не сортирован. Значительная доля обломочного материала представлена андезитобазальтовыми порфиритами различной степени раскристаллизации, единичными обломками основных эффузивов с флюидальной структурой (70-75%), редкими обломками сланцев, кварцитов (7-10%), полевым шпатом (14-16%) и кварцем (1-2%). Порода хлоритизирована, слегка «запылена» рудным материалом. Цемент хлоритовый, карбонатно-хлоритовый, типа соприкосновения или поровый. Площадь распространения пород данной группы довольно обширная: бассейн рек Индей (рис. I, в); Снежная и Киза (рис. I, г); среднего течения р. Береть (рис. I, д).

В бассейне р. Колокольня, по обоим ее бортам (рис. I, в) развиты кластические породы (200 м), расположенные в промежутке и на прости-

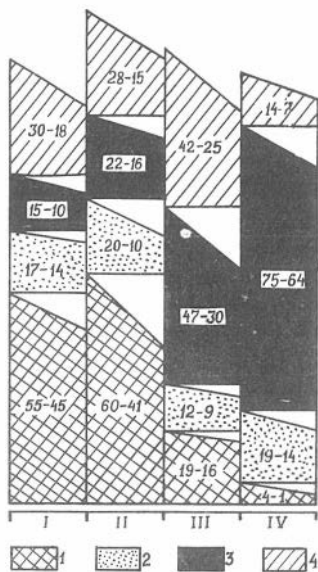


Рис. 2. Диаграмма состава обломочного материала вулканоогенно-осадочных образований кувайской серии в процентах

I—песчаники; II—III—переходная толща: II—верхние элементы пакетов; III—нижние элементы пакетов; IV—кристалло-литокластические туфы: 1—кварц; 2—полевого шпата; 3—обломки основных эффузивов; 4—обломки прочих пород

рани пакетов описанных выше кристалло-литокластических туфов. Данные породы визуально очень похожи на граувакковые песчаники беретьской и жистыкской свит. Это грязно-серые, с зеленовато-коричневым оттенком породы, от тонкозернистых до гру-

бозернистых разностей, слоистые, часто с градационной дифференциацией обломочного материала. Однако, по сравнению с граувакковыми песчаниками, в них наблюдается сильно пониженное содержание кварца и отсутствие обломочной слюды.

Микроскопическое изучение показало, что данные кластические образования практически ничем не отличаются от описанных ранее кристалло-литокластических туфов и могут быть отнесены к этой группе.

Обломочный материал представлен несортированными и неокатанными фрагментами основных эффузивов (64-67%); обломками кварцитов, графических сростаний кварца и полевого шпата, карбоната, сланцев (12-14%); полевыми шпатами (17-19%) и кварцем (3-4%).

Цемент породы довольно сложный и трудно определяемый: тонкообломочный матрикс (сложенный хлоритом и рудным материалом), не просвечивающий при скрещенных и светлый при параллельных николях.

Таким образом, кристалло-литокластические туфы с хлоритовым цементом (типа соприкосновения) при макроскопическом изучении часто определялись как эффузивы, а разности с тонкообломочной цементирующей массой, содержащей обильную пылевидную вкрапленность рудного материала, имеют зернистую структуру и черный цвет, которые делают их похожими на граувакки.

Кластические породы (рис. 2, II, III), развитые на правом берегу р. Базаиха против устья р. Моховая (рис. 1, e), одни исследователи называют граувакками, другие — туфопесчаниками.

Это грязно-зеленые, темные, часто пятнистые породы. Разрез данных отложений имеет нередко флишиоидное строение: чередование пакетов грубых и тонких разностей кластических пород. Нижний элемент пакета сложен либо зеленовато-коричневыми, средне-грубо-зернистыми кластическими породами, в которых иногда наблюдается градационная слоистость, либо темными пятнистыми разностями, но уже без подобных текстур. Верхний элемент представлен темными алевро-аргиллитами, либо мелкозернистым зеленовато-серым песчаником.

Обломочный материал представлен кварцем (16-60%); обломками кварцитов, пегматитовых сростаний кварца и полевого шпата, а также обломками песчаника с хлорит-карбонатным цементом (25-42%); обломками эффузивных пород (16-20%); полевым шпатом (10-20%); в незначительном количестве присутствует слюда.

В содержании обломочного материала наблюдается некоторая закономерность. В нижних, более грубых элементах (рис. 2,III) рассматриваемых отложений, содержание кварца минимальное — до 16%, а количество обломков эффузивных пород максимальное — до 47-30%. В верхних элементах (рис. 2,II) содержание кварца повышается до 60-41%, а содержание обломков эффузивных пород снижается до 22-16%. Сортировка обломочного материала также различна: в нижних, более грубых и пятнистых разностях, она практически отсутствует (за исключением разностей, где наблюдается градиционная дифференциация), в верхних элементах материал уже более сортирован. Окатанность материала самая различная, от угловатых обломков до хорошо окатанных зерен. Цемент породы от мелкоосколочного, пропитанного хлорит-железистой массой, до хлорит-карбонатного.

Такого рода отложения формировались, по-видимому, в дистальной зоне перехода от области накопления вулканогенного, кластического материала к осадочному, терригенному, где и происходило их смешение. При образовании нижних элементов преобладающим являлся вулканогенный материал, а при формировании более верхних разностей доминирующим был уже терригенный материал.

Для сравнения с описанными группами пород приведем характеристику нормально-осадочных отложений (рис. 2,I) в районе пос.Базаиха (рис. 1,ж).

Песчаники серые, слоистые, часто карбонатные, входящие в состав типично флишевых разрезов. Обломочный материал слабо окатан, сортирован и представлен кварцем (45-55%); эффузивными обломками основного ряда (5-10%); кварцитом, сланцами, пегматитовыми сростками, карбонатом (18-32%); полевым шпатом, часто хлоритизированным (14-17%). Отмечается повышенное содержание обломочной слюды (мусковита, биотита) до 3-5% и рудных минералов. Цемент породы хлорит-глинисто-карбонатный, типа соприкосновения, либо поровый.

По своему составу и содержанию обломочная часть этих песчаников (рис. 2,I) идентична обломочной части отложений верхних элементов пакетов в вышеописанной группе кластических пород (рис. 2,II), т.е. они могут быть конседиментационными образованиями.

Сравнивая степень окатанности и сортировки данных групп отложений, видно, что в кластических туфах практически никакой сортировки и окатанности нет и лишь в нормально-осадочных песчаниках она начинает играть существенную роль.

Наблюдается некоторая направленность в изменении состава цементирующей массы. В кластических туфах она преимущественно хлоритовая и более сложная—агрегат тонкообломочного материала. В терригенных разностях цемент становится более глинисто-карбонатным. Благодаря цементирующей массе вулканогенные кластические туфы имеют более зеленоватый оттенок и большую плотность, в то время как нормально осадочные породы, как правило, более серые, коричневатые, менее плотные, рыжеватые с поверхности выветривания, часто с сильной коркой выщелачивания вплоть до пористости.

Существенное различие кластических туфов и песчаников [4] состоит в том, что в последних наблюдаются многочисленные обломки, чешуйки слюды (мусковита, биотита, хлорита), которых в вулканогенных кластических породах нет. Кроме этого, есть некоторое отличие в содержании кварца, которое постепенно увеличивается от нескольких процентов в кластических туфах (рис. 2,IV) до 45-55% в нормально-осадочных породах (рис. 2,I). При переходе к осадочным отложениям сокращается количество обломков эффузивных пород от 64-75% до 10-15%.

Исходя из приведенных описаний всех вышеперечисленных групп пород, видно, как постепенно уменьшается количество характерных для вулканогенных пород признаков и увеличивается доля признаков, характерных для осадочных образований (окатанность, сортировка, тип цемента, состав и содержание обломочного материала), т.е. можно сказать, что данные группы пород представляют собой закономерный переходный ряд от вулканогенных образований к осадочным.

Таким образом, в полях развития кувайских эффузивов широким распространением пользуются сложные кластические туфы, трудно диагностируемые макроскопически и требующие обязательного микроскопического исследования. Также часто встречаются среди осадочного комплекса пород разности, которые очень близки по составу обломочного материала и структурно-текстурным особенностям к кластическим туфам. Кроме того, в некоторых местах (бассейн рр.Мал.Кершул-Улдат, Индей) наблюдаются постепенные латеральные переходы вулканогенных образований в нормально осадочные отложения. Все это позволяет говорить о закономерном фациальном ряде описанных групп пород.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Бондарева Д.М.** Стратиграфия кембрийских вулканогенно-карбонатных толщ бассейна р.Козыреевой (Восточный Саян).—Геол. и геофиз. 1978, № 8, с.112-115
2. **Кузнецов В.А.** Геотектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области.—В кн.: Вопросы геологии Азии. Т.1. М.: Изд-во АН СССР, 1954, с.202-227.
3. **Кузнецов Ю.А.** Геология района г.Красноярска.—Изв. Зап.-Сиб. геол.-развед.треста. Томск, т.XII, вып.2, 1932, с.8-20.
4. **Осадкообразование** и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. Т.1, М.: Наука, 1968, с.195-207.
5. **Предтеченский А.А.** Основные черты геологического развития западной части Восточного Саяна в докембрии и кембрии. Новосибирск: Наука, 1967, с.18-53.
6. **Хоментовский В.В., Семихатов М.А., Репина Л.Н.** Стратиграфия докембрийских и нижнекембрийских отложений западной части Восточного Саяна.—В кн.: Региональная геология СССР, Т.4. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с.5-71.
7. **Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Гнбшер А.С. и др.** Геологическое строение Манского прогиба и его положение в Саяно-Алтайских «байкалидах». Новосибирск: Наука, 1978, с.17-159.

ЛИТОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СИНСКОЙ СВИТЫ СИНСКО-БОТОМСКОГО РАЙОНА

В Синско-Ботомском районе, расположенном на северном склоне Алданского щита, синская свита середины нижнего кембрия вскрывается в обнажениях по р. Лене, близ с. Синское, на р. Синеи и в среднем течении р. Ботомы. Стратиграфическое положение свиты и ее объем неоднократно уточнялся в процессе изучения нижнекембрийских отложений стратотипического разреза (от устья р. Олёкмы до устья р. Ботомы). Впервые эту часть разреза описал И. П. Атласов ([2] в верхах горизонта нижнего кембрия и выделил ее под названием «известково-сланцевой» (битуминозной) толщи мощностью 800 м (на р. Лене и р. Синеи). Позднее эта толща получила наименование синской [22]. В ходе дальнейших исследований ее мощность была сокращена до 780 м [13], а затем до 45-60 м [3, 5].

Четкое стратиграфическое положение синская свита заняла после ярусного расчленения нижнего кембрия [5, 20] и палеонтологического обоснования выделенных подразделений Н. П. Суворова [20] и Н. В. Покровская [15] относят синскую свиту к нижней части ленского яруса. В унифицированных схемах 1956 и 1959 гг. [17, 18] синская свита занимает то же стратиграфическое положение и объем, что и у Н. В. Покровской и у О. В. Флеровой [15, 22]. В. В. Хоментовский и Л. Н. Репина [23] помещают синскую свиту в среднюю часть ботомского яруса, соответствующего верхней части алданского и нижней части ленского ярусов по Н. В. Покровской и Н. П. Суворовой.

Для синской свиты характерен определенный комплекс фауны: *Bergeroniellis asiaticus.*, *B. srinosus* Lerm., *B. gurgarii* Suv., *B. expansus* Lerm., *Pagetiellus tolli* Lerm., *Botsfordia caellata* [Hall] и др. [9, 18, 23].

Подстилается синская свита переходной свитой. Граница между ними проводится по изменению состава отложений. Так, в стратотипическом разрезе, вслед за микрозернистыми, коричнево-серыми, доломитистыми и доломитовыми, неслоистыми известняками, залегающими в верхней части переходной свиты, идут сланцеватые, глинистые, слабодломитистые, коричневые известняки синской свиты, обогащенные органическим веществом. Аналогичный переход наблюдается в обнажении на р. Лене в трех км вниз по течению от водомерного поста Частырь [9]. В обнажении, расположенном на р. Ботоме (в 5 км ниже устья

ручья Кыры-Таас), граница не такая четкая, но и здесь она выделяется по смене цвета пород — от известняков светло-коричневых в переходной свите до темно-коричневых в синской.

Перекрывается синская свита куторгиновой. В ряде обнажений (на р. Лена, р. Синей) в подошве куторгиновой свиты выделяется горизонт известняков с волнистыми поверхностями наслонения, содержащих обильные цилиндрические и конусообразные включения водорослевого происхождения диаметром до 2 см и длиной до 6 см, которые не встречаются в синской свите. Отчетливой смены комплексов фауны не наблюдается [9].

Перейдем теперь к рассмотрению отдельных разрезов синской свиты. Наибольшая мощность свиты отмечена в обнажении, расположенном в левом борту р. Ботомы в 5 км ниже устья ручья Кыры-Таас (рис. 1). Характерным для этого разреза является небольшое количество сланцеватых глинистых известняков и сравнительно малая обогаченность пород органическим веществом. В разрезе выделены (снизу вверх) следующие пачки (рис. 2):

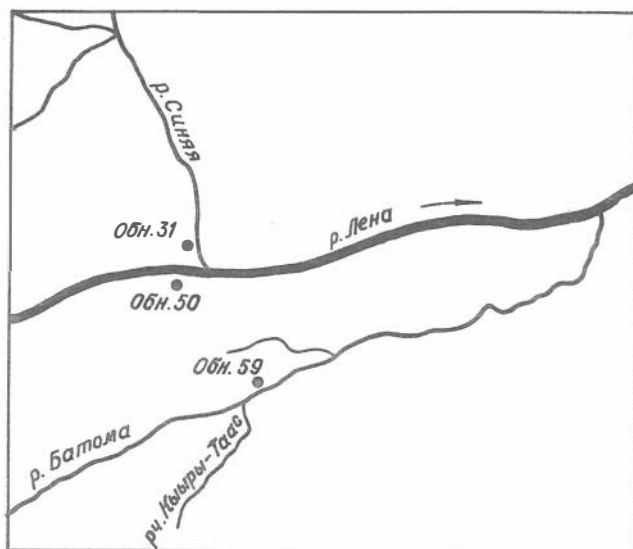


Рис.1. Схема расположения обнажений

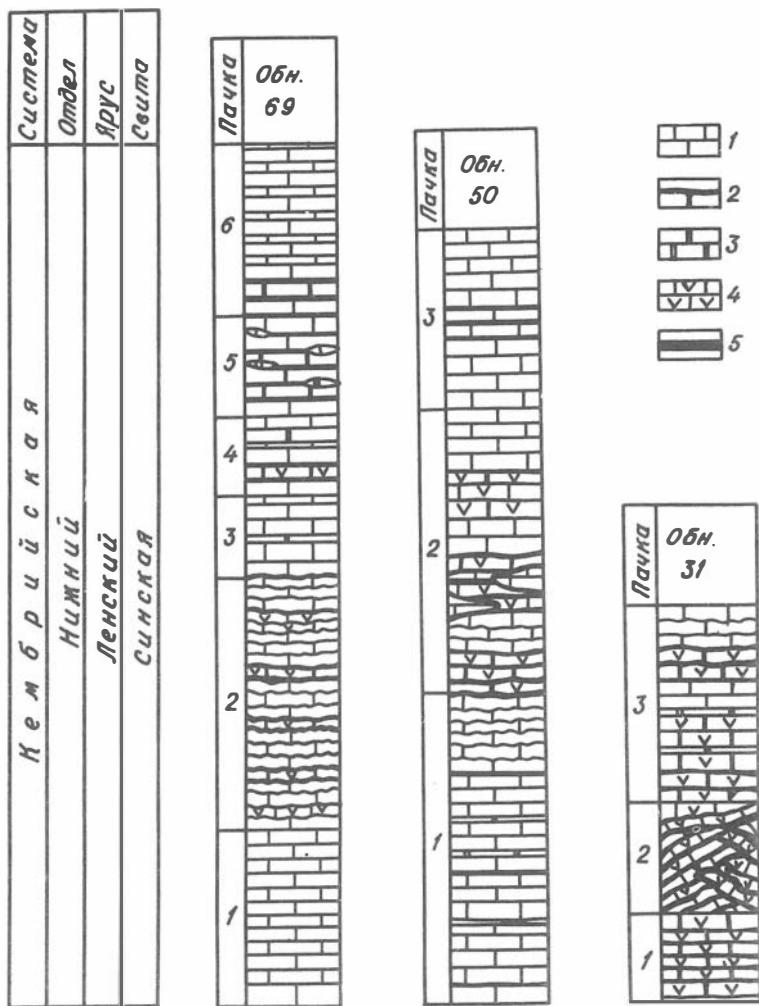


Рис.2. Разрезы синской свиты по рекам Бото́ме (обн. 69), Лене (обн. 50), Сине́й (обн. 31)

1—известняки и доломитистые известняки; 2—известняки с высоким содержанием органического вещества; 3—доломиты известковые и известняки доломитовые; 4—известняки глинистые; 5—горючие сланцы

1. Пачка разноплитчатых темно-коричневых известняков. Известняки микро- и тонкозернистые, темно-коричневые, иногда темно-серые и черные, доломитистые, иногда с примесью доломита, содержат небольшое количество глины (1-3%), разноплитчатые (толщина плиток изменяется от 2 до 17 см, преобладают плитки толщиной 8-10 см), с оскольчатым изломом. Породы обогащены органическим веществом и обладают сильным запахом битума. Известняки разбиты системой диагональных трещин и при ударе раскалываются на неправильные обломки. Органическое вещество иногда представлено субпараллельными включениями, отчего порода приобретает сланцеватый облик. В кровле пачки залегают известняки коричнево-черные, переполненные спикулами губок, выполненных кристаллическим кальцитом. На поверхности выветривания цвет пород желтовато-серый, часто встречаются ржавые пятна. Поверхности наслоения ровные. Мощность 17,2 м.

2. Пачка плитчатых и сланцеватых коричнево-черных известняков. Известняки от микро- до тонкозернистых, иногда разнозернистые, коричнево-черные и серо-коричневые, звонкие, изредка доломитистые, плитчатые (толщина плиток 4-8 см), с оскольчатым изломом. Встречаются прослой светлокоричневых известняков, выполняющих верхние и нижние части плиток темных известняков. Плитчатые известняки переслаиваются со сланцеватыми, глинистыми, коричнево- и серо-черными известняками, образующими прослой до 20 см мощностью. Содержание глинистых известняков в пачке составляет 30-40%. Все породы, в особенности сланцеватые глинистые известняки, обладают сильным запахом битума. Поверхности наслоения обычно неровные, а в верхней части пачки бугорчатые. Мощность 24,9 м.

3. Пачка плитчатых коричнево-серых известняков с редкими прослоями доломитов. Известняки микро- и тонкозернистые, коричнево-серые, иногда темно-коричневые, плитчатые (толщина плиток 6-12 см), с оскольчатым изломом. Они переслаиваются с известняками тонколистватыми, раскалывающимися при ударе на ровные тонкие пластины, желтовато-серыми содержащими примесь доломита и глины. Содержание таких известняков в пачке составляет 10-15%. Очень редко встречаются прослой известковых доломитов, мощностью 3-5 см, коричнево-серых, тонкозернистых.

Все породы обладают довольно сильным запахом битума. Поверхности наслоения бугорчатые. Мощность 8,3 м.

4. Пачка сланцевых коричнево-серых известняков. Извест-

няки тонкозернистые, коричнево-серые и серые, сланцеватые, содержат примесь глины и иногда примесь доломита. Они составляют 45-55% объема пачки, переслаиваются с известняками плитчатыми (толщина плиток 8-14 см), коричнево-серыми и коричневато-светло-серыми, с оскольчатым изломом.

Известняки с запахом битума. Поверхности наслоения ровные. Мощность 7 м.

5. Пачка линзовидных стяжений темно-коричневых известняков. Пачка представлена линзовидными стяжениями темно-коричневых и серо-коричневых микрозернистых известняков с оскольчатым изломом. Высота стяжений 0,2-0,4 м. В центральной части стяжений известняк содержит примесь доломита. Облекают стяжения сланцеватые, глинистые, микрозернистые, темно-коричневые и желтовато-серые известняки, доля которых в общем объеме пород пачки составляет 50-60%.

Все породы обогащены органическим веществом. Поверхности наслоения волнистые. Мощность 10 м.

6. Пачка тонколистоватых коричневато-светло-серых известняков. Известняки микрозернистые, коричневато-светло-серые, с примесью доломита и глины, тонколистоватые (толщина пластин 2-6 см). В пачке встречаются прослои сланцеватых тонкоплитчатых известняков, (пластины по 0,3-0,6 см), коричнево-серых, разномзернистых, слабо пахнущих битумом. Часто между плитками известняка встречаются корочки светло-фиолетового кальцита.

Поверхности наслоения ровные. Мощность 18,5 м. Общая мощность свиты 85,8 м.

В стратотипическом разрезе отложений ленского яруса на р.Синей (обн. 31), расположенном в 6 км от устья реки (рис. 1), синская свита описывалась многими исследователями [1, 9, 10, 23]. У В.В.Хоментовского и Л.Н.Репиной [23] синская свита, мощностью 32 м, не подразделена на пачки и описана целиком. Мы вслед за некоторыми исследователями [1, 9, 10] делим свиту на три пачки (рис. 2) снизу вверх.

1. Пачка глинистых коричневых известняков. В основании пачки залегает 15 сантиметровый прослой тонкосланцеватых тонкозернистых, доломитистых известняков коричневого цвета, сильно обогащенных органическим веществом. Такие породы обычно называют горючими сланцами [1, 9]. Выше идет переслаивание коричнево-серых и коричнево-черных известняков и горючих сланцев; доля последних из них составляет около 40%. Все породы обладают сильным битуминозным запахом. Органическое вещество тонко рассеяно в породе

или представлено хлопьевидными образованиями.

Поверхности наслоения ровные. Мощность 8,4 м.

2. Пачка темно-серых известняков с редкими прослоями горючих сланцев. Характерной чертой этой пачки является наличие хорошо выраженных следов подводного оползания, вследствие чего породы интенсивно смяты в оползневые складки, в большинстве случаев они залегают в виде линз, иногда в виде тел неправильной формы. Они сложены известняками микро-тонкозернистыми, коричнево-темно-серыми и черно-коричневыми, глинистыми, доломитистыми, с оскольчатым изломом, с сильным запахом битума, горизонтально-слоистые, иногда косо-слоистые. Эти известняки облекаются маломощными прослоями черно-коричневых и черных горючих сланцев.

Поверхности наслоения волнистые. Мощность 10,5 м.

3. Пачка глинистых коричнево-серых известняков. Нижняя граница пачки проводится по подошве первого пласта, не затронутого следами подводного оползания. Известняки от микро- до тонкозернистых, коричнево-серые, доломитистые, с редкими прослоями доломитов известковых, тонкозернистых, светло-коричнево-серых. В пачке встречаются маломощные прослои коричнево-серых горючих сланцев. Наблюдается постепенное осветление пород снизу вверх.

Поверхности наслоения ровные, иногда слабоволнистые. Мощность 19,3 м. Мощность свиты 38,2 м.

Разрез синской свиты, вскрывающийся на правом берегу р. Лены (обн.50) в 2,5 км ниже устья ручья Аччагый-Туойдах (рис. 1), является по своему строению промежуточным между разрезами рр. Ботомы и Синей. Мощность свиты, по данным В.В. Хоментовского [23], — 70 м. По нашим данным мощность несколько больше — 77 м, что совпадает с результатами Л.Н. Репиной и др. [16]. Мы вслед за Л.Н. Репиной и К.К. Зеленовым [10] делим свиту на три пачки (рис. 2) снизу вверх:

1. Пачка плитчатых коричневых известняков. Известняки микро- и тонкозернистые, светло-коричневые, коричневые, иногда темно-коричневые, плитчатые (толщина плиток 5-10 см), в верхней части пачки известняки залегают плитками толщиной до 20-25 см. Иногда известняки содержат примесь доломита и глины. В пачке встречаются редкие прослои сланцеватых, глинистых, микрозернистых, темно-коричневых и черных известняков. Все породы обладают сильным битуминозным запахом.

Поверхности наслоения в нижней части пачки ровные, в верхней — слабоволнистые. Мощность 31 м.

2. Пачка сланцеватых темно-коричневых и плитчатых известняков. Известняки сланцеватые, глинистые, темно-коричневые и черные, доломитистые, редко доломитовые, иногда с примесью доломита, от микро- до тонкозернистых, битуминозные. Органическое вещество обычно тонко рассеяно и иногда образует субпараллельные включения. Эти породы переслаиваются с известняками плитчатыми (толщина плиток 10-20 см), коричнево-серыми и черными, содержащими примесь доломита и глины, иногда доломитистыми. В нижней части пачки они залегают в виде линзовидных и караваемобразных тел до 0,5 м в высоту. Эти тела облекают сланцеватые известняки. Плитчатые известняки в этой пачке имеют подчиненное значение и составляют 20-30% ее мощности.

Поверхности наслоения ровные, в нижней части пачки волнистые. Мощность 28,4 м.

3. Пачка плитчатых светло-коричневых и сланцеватых коричневых известняков. Известняки от микро- до тонкозернистых, светло-коричневые, с примесью глины, иногда с примесью доломита, редко доломитовые, плитчатые (толщина плиток 5-10 см, в верхней части пачки—20-25 см), с оскольчатым изломом. Переслаиваются они с известняками сланцеватыми, тонкозернистыми, глинистыми, коричневыми, сильно пахнущими битумом. Органическое вещество представлено субпараллельными включениями. Поверхности наслоения ровные. Мощность 17,6 м.

Из описания разрезов видно, что в синской свите можно выделить несколько типов пород. Ниже приводится их краткая характеристика. При описании пород мы пользовались классификацией С.Г.Вишнякова [4].

Наиболее часто в разрезах синской свиты встречаются известняки микро- и тонкозернистые, темно-коричневые и коричнево-серые, с примесью доломита и глины, часто содержат небольшое количество хлопьев гидроокислов железа. Внешне это однородные, обычно плитчатые породы, кристаллическое строение которых макроскопически не различимо с типичным оскольчатым изломом. Органическое вещество в них обычно тонко рассеяно, иногда встречается в виде точечных скоплений. В породе практически не наблюдается никаких признаков слоистости. Эти известняки слагают основную часть разреза синской свиты на р.Ботоме и довольно типичны для других разрезов свиты.

Среди этих пород можно выделить группу микрокомковатых известняков, сложенных, в основном, округлыми серыми

комочками (сгустками) микрозернистого кальцита. Комочки имеют четкие границы и почти никогда не соприкасаются друг с другом. Размеры их — 0,02-0,1 мм. Пространство между ними заполнено зернами кальцита — 0,016-0,04 мм, с небольшой примесью доломита и глины. Породы эти плитчатые с ровными, иногда волнистыми поверхностями наслоения.

Наряду с известняками довольно часто встречаются известняки доломитистые. Они обычно тонкозернистые, коричнево-черные, иногда светло-серые, с оскольчатым изломом. Зерна доломита равномерно рассеяны в породе и составляют 10-20%, часто встречаются корродированные зерна кальцита частично или полностью замещенные доломитом. Порода содержит небольшое количество гидроокислов железа и примесь глины. Органическое вещество иногда рассеяно неравномерно, тогда порода приобретает пятнистую окраску.

В этом типе пород тоже выделяется группа микрокомковатых доломитистых известняков. Комочки сложены микрозернистым кальцитом, часто соприкасаются друг с другом и составляют от 5 до 30% площади шлифа. Их размер изменяется от 0,24 до 0,12 мм. Иногда они располагаются группами по три, четыре комочка. Основная масса сложена разномзернистым кальцитом и доломитом (0,03-0,16 мм).

Довольно редко в синской свите встречаются известняки доломитовые. Они тонкозернистые, темно-серые и коричнево-серые. Доломит встречается в виде кристалликов и корродированных зерен и составляет 25-30%. Органическое вещество тонко рассеяно в породе. Часто встречаются обломки трилобитов, слагающих иногда слойки мощностью до нескольких сантиметров.

Еще реже встречаются доломиты известковые, тонкозернистые, светло-коричневые, залегающие в виде тонких прослоев (3-5 см). Содержание кальцита в породе — 30-35%. Доломит содержит небольшую примесь глины. По происхождению он, вероятно, вторичен: в шлифах видно, что кальцитовые зерна частично или полностью замещены доломитом. Чаще всего прослои доломитов встречаются в стратотипическом разрезе синской свиты (на р.Синей), реже на рр.Лене и Ботоме.

С известняками, доломитистыми известняками и известняками доломитовыми переслаиваются известняки глинистые, сланцеватые, которые встречаются в подчиненном количестве. Они микро- и тонкозернистые, темно-коричневые и черные, с небольшой примесью глины (5-10%) и отличаются повышенными концентрациями органического вещества в виде тончай-

ших коричневых и темно-бурых прослоев, прерывистых, волнистых, подчеркивающих слоистость породы. Иногда оно образует точечные скопления или хлопья. Изредка слоистость породы подчеркивают также микрокомочки (0,06-0,15 мм), расположенные параллельными рядами. Порода содержит небольшую примесь доломита—2-4%, иногда его содержание повышается до 8-10% (доломитистый известняк). В породе часто встречаются обломки трилобитов и спикулы губок, выполненные кристаллическим кальцитом.

Таким образом, для синской свиты характерны следующие породы: микро- и тонкозернистые известняки, микрокомковатые известняки, доломитистые известняки, доломитистые микрокомковатые известняки, доломитовые известняки, известковые доломиты, глинистые известняки. Наиболее часто встречаются известняки и доломитистые известняки. Сланцеватые глинистые известняки, наиболее обогащенные органическим веществом, встречаются в резко подчиненных количествах, число их прослоев и мощность уменьшается в разрезах свиты с востока на запад с одновременным увеличением мощности свиты в этом же направлении от 38,2 м на р.Синей до 85,8 м на р.Ботоме. Наиболее обогащены органическим веществом нижняя и средняя части свиты.

По степени обогащенности органическим веществом синская свита довольно сильно отличается от битуминозных отложений доманикового горизонта Русской платформы, где концентрация органического углерода (Сорг.) доходит до 26% [6, 14], марьяновской свиты Западно-Сибирской плиты, в аргиллитах баженовской пачки которой концентрация Сорг. составляет 8,92% [12], куонамской свиты Сибирской платформы, в породах которой концентрация Сорг. достигает 23% [11]. В синской же свите содержание Сорг. обычно лишь в 5-10 раз выше, чем кларковые для карбонатных отложений [8]. По данным К.К.Зеленова [10] в тонкозернистых известняках содержание Сорг. 0,10-0,25%, в сланцеватых глинистых известняках его содержание повышается до 4-5%, в редких случаях до 17,42%. Относительно небольшие количества органического вещества в породах синской свиты хорошо коррелируются с преимущественно карбонатным составом отложений с небольшой долей глинистого материала [8]. Для синской свиты характерна та же закономерность в снижении концентрации Сорг. от глинистых разностей к карбонатным, как и для пород доманикового горизонта [6, 14, 19], куонамской свиты [7, 11] и вообще для глинисто-карбонатных пород [21].

Одной из особенностей отложений с повышенным содержанием органического вещества является наличие в них свободного кремнезема. Так, величина отношения

$$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$$

по которой оценивают количество «избыточного кремнезема», не связанного в молекулах алюмосиликатов, в породах доманикового горизонта изменяется от 7 до 10 и от 10 до 17, а иногда достигает 170 (в кремнях), [6]. В породах куонамской свиты она изменяется от 5 до 15, достигая 20 и более [11]. В породах же синской свиты свободного кремнезема встречено не было.

Однако, несмотря на все отмеченные различия, вышеперечисленные отложения во многом сходны между собой (преимущественно карбонатный состав отложений, обогащенность пород органическим веществом, сходство текстурных особенностей и др.) и образовались, вероятно, в одинаковых палеогеографических и тектонических условиях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Архангельская Н.А., Григорьев В.Н., Зеленов Е.К. Фации нижнекембрийских отложений южной и западной окраин Сибирской платформы.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып.33, М., 1960.—192 с.
2. Атласов И.П. Геологические исследования района Ботомских железорудных месторождений.—В кн.: Материалы ЦНИГРИ. Сер.полезн. ископаемые. Сб.2, М., 1935, с.72-82.
3. Бабаян Г.Д., Бархатов Г.В., Бобров А.К. и др. Геологическое строение и нефтегазоносность Якутской ССР.—М.:Гостоптехиздат, 1960.—478 с.
4. Вишняков С.Г. Карбонатные породы и полевое исследование их пригодности для известкования почв.—В кн.: Карбонатные породы Ленинградской области Северного края и Карельской АССР. Вып.1, М., 1933.
5. Гурари Ф.Г. К стратиграфии кембрия юго-востока Сибирской платформы.—Изв.АН СССР. Сер.геол., 1945, № 4, с.38-62.
6. Гуляева Л.А., Завьялов В.А., Поделько Е.Я. Геохимия доманиковых отложений Волго-Уральской области.—М.: Изд-во АН СССР, 1961.—104 с.
7. Евтушенко В.М. К геохимии и условиям образования куонамской свиты кембрия р.Оленёк.—В кн.: Материалы по литологии и геохимии нефтегазоносных бассейнов Сибири. Новосибирск, 1968, с.145-151.
8. Евтушенко В.М., Конторович А.Э., Малюшко Л.Д. и др. Основные черты геохимии и литологии отложений куонамского типа кембрия Сибирской платформы.—Новосибирск, 1969, с.72-75.

9. **Егорова Л.И., Шабанов Ю.А., Евтушенко В.М.** К стратиграфии переходной и синской свит в стратотипе ленского яруса нижнего кембрия. Новосибирск, 1969, с.11-20.

10. **Зеленов К.К.** Литология нижнекембрийских отложений северного склона Алданского массива.—Труды Геол. ин-та АН СССР, вып.8, М., 1957,—119 с.

11. **Кембрий** Сибирской платформы.—М.: Недра, 1972,—200 с.

12. **Конторович А.Э.** Геохимия верхнеюрских отложений Западно-Сибирской плиты.—Литология и полезные ископаемые, 1967, № 3, с.90-102.

13. **Лермонтова Е.В.** Нижнекембрийские трилобиты и брахиоподы Восточной Сибири. М.: Госгеолиздат, 1951. — 222 с.

14. **Максимова С.В.** Эколого-фациальные особенности и условия образования доманика. М.: Наука, 1970,—70 с.

15. **Покровская Н.В.** Стратиграфия кембрийских отложений юга Сибирской платформы.—В кн.: Вопросы геологии Азии, т.1, М.: Изд-во АН СССР, 1954, с.444-465.

16. **Репина Л.Н., Воронова Л.Г., Егорова Л.И. и др.** Путеводитель экскурсии по рекам Алдану и Лене. Международная экскурсия по проблеме границы кембрия и докембрия. М.,—Якутск, 1973,—118 с.

17. **Решения** Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири.—Л.: Госгеолиздат, 1959,

18. **Решения** Межведомственного совещания по разработке унифицированных схем ЯССР.—М.: Госгеолиздат, 1963.

19. **Страхов Н.М.** Доманиковая фация Южного Урала.—Труды Геол. ин-та АН СССР. Сер.геол., 1939, № 6, 122 с.

20. **Суворова Н.П.** О ленском ярусе нижнего кембрия Сибири.—В кн.: Вопросы геологии Азии, т.1,—М.: Изд-во АН СССР, 1954, с.466-483.

21. **Успенский В.А., Чернышева А.С., Мандырыкина Ю.А.** О рассеянной форме нахождения углеводородов в различных осадочных породах.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1949, № 5, с.82-98.

22. **Флерова О.В.** Нефтеносность кембрийских отложений Лено-Алданского бассейна.—М.: 1941,—132 с.

23. **Хоментовский В.В., Репина Л.Н.** Нижний кембрий стратотипического разреза Сибири.—М.: Наука, 1965,—199 с.

НИЖНЯЯ ГРАНИЦА КЕМБРИЯ В МАНСКОМ ПРОГИБЕ

Международная рабочая группа по границе кембрия и докембрия базируется на том, что основание кембрия, как любой другой системы фанерозоя, должно в первую очередь определяться объективными стратиграфическими данными. Отсюда обязательным условием при выборе опорного разреза для установления рассматриваемого рубежа является наличие четко обоснованного детального биостратиграфического расчленения верхов докембрия и низов кембрия. В СССР этому требованию до последнего времени удовлетворяли лишь разрезы восточной части Сибирской платформы. Здесь, несмотря на расхождения в деталях корреляции древнейших зон и горизонтов, в общем, намечается следующая последовательность биостратиграфических подразделений: юдомский комплекс, немакит-далдынский, суннагинский и кенядинский горизонты. Эта последовательность завершается, безусловно, повсеместно одновозрастным атдабанским ярусом [18, 10, 23, 24, 2, 17].

Однако мнения о положении нижней границы кембрия в этой последовательности стратиграфических подразделений расходятся. Б.С.Соколов [18] считает, что типовые разрезы и их региональные эквиваленты, заключающие в себе стандартные границы систем, должны быть представлены непрерывной последовательностью морских отложений. При выполнении этого условия как наиболее перспективный уровень для рабочей модели нижней границы кембрийской системы на Сибирской платформе Б.С.Соколов рассматривает подошву суннагинской зональной ассоциации, сменившей вендскую (юдомскую), хотя и не исключает вариант более низкого положения искомой границы. А.Ю.Розанов [9, 10, 11, 3]. считает, что на рубеже кембрия и докембрия практически одновременно (в геологическом смысле) произошло массовое появление скелетных организмов большинства палеонтологических групп фауны: археоциат, гастропод, хиолитов, брахиопод, каменид и т.д. Наиболее ярким примером внезапного появления скелетной фауны, давшей сразу же очень богатую суннагинскую ассоциацию, по мнению названного исследователя, является основание пестроцветной свиты и, возможно, самые последние метры юдомской свиты по р.Алдан в районе Суннагинских столбов. Здесь же предлагается установить стратотип нижней границы кембрия.

По мнению В.Е.Савицкого [17], скелетные организмы появились значительно раньше основания суннагинского горизонта, образуя ряд самостоятельных зональных ассоциаций, древнейшей из которых является немакит-далдынская [16, 1], и нижнюю границу кембрия он предлагает провести по основанию немакит-далдынского горизонта, с которым на юге Сибирской платформы сопоставима юдомская свита (в узком понимании).

И.Т.Журавлева [2], основываясь на анализе фаунистических комплексов юдомской свиты, немакит-далдынского, суннагинского, кенядинского горизонтов и их аналогов в различных фациальных зонах, допускает возрастное соответствие «в общих чертах» немакит-далдынского горизонта томмотскому ярусу, т.е. суннагинскому и кенядинскому горизонтам нижнего кембрия.

В.В.Хоментовский [22-24] считает, что ниже основания атдабанского горизонта, уровень которого можно проследить в большинстве опорных разрезов кембрия мира, для Восточной Сибири наиболее отчетливым биостратиграфическим рубежом является уровень появления богатой суннагинско-кенядинской фауны, который отражает один из этапов в развитии скелетной фауны, появившейся глубоко в венде. Актуальность преобразования комплекса окаменелостей на этом уровне и реальная возможность проследить его на обширных площадях Сибирской платформы дает возможность принять основание алданского яруса за нижнюю границу кембрия.

Эволюция комплексов окаменелостей в конкретных разрезах Манского прогиба позволяет в какой-то мере рассматривать его как самостоятельный опорный район, в котором можно анализировать положение границы между кембрием и докембрием.

Отложения низов анастасьинского горизонта (большая часть пачки I анастасьинской и I цикла жистыкской свит) характеризуются микрофоссилиями *Leiosphaeridia effusa* (Schep.), *L.densa* (Tim.), *L.minor* (Schep.), *Trachisphaeridium asaphum* (Tim.), *T.partialum* (Schep.), которые проходят сюда из подстилающего ангалойского горизонта [4, 5]. Эти микрофоссилии распространены в рифейских отложениях различных районов Сибирской платформы [19, 20, 13, 14, 21].

Выше по разрезу анастасьинского горизонта (с верхних слоев пачки I и I цикла) вместе с перечисленными формами, количество которых сокращается, появляются и становятся доминирующими *Granomarginata prima* Naum., *Leiomarginata simplex* Naum., *L.simplex* Naum. var *manica* Pjat.,

Micrhystridium commosum Pjat., *M. perlevum* Pjat., *M. sp.*, *Origmatosphaeridium rubiginosum* (Andr.), *Leiosphaeridia magda* Pjat. [4]. На Русской платформе маргинатные формы и хистрихосферы рядом исследователей считаются уже индикаторами кембрия. В сибирских же разрезах формы родов *Leiomarginata*, *Gnamomarginata* и *Micrhystridium* появляются с низов юдомской свиты [14, 15], старореченской, тинновской и жербинской свитах [13], т.е. в заведомо докембрийских отложениях юдомского комплекса, вендский возраст которого признается сейчас большинством исследователей [18, 23, 24, и др.]. Вывод, сделанный по микрофоссилиям о соответствии основной части анастасьинского горизонта Манского прогиба юдомии Сибирской платформы, согласуется и с данными по микрофитолитам. Так на уровне пачки I анастасьинской свиты известны лишь четыре формы: *Vesicularites es enigmatus* Zabr., *Nubecularites uniformis* Z.Zhur., *N. abustus* Z.Zhur., *Glebosites gentilis* Z.Zhur. Что же касается основной части горизонта (пачки 2, 4 анастасьинской свиты), то здесь устанавливается богатый набор микрофитолитов: *Osagia tenuilamellata* Reitl., *O. monolameillosa* Z.Zhur., *O. aff. grandis* Z.Zhur., *Vesicularites lobatus* Reitl., *Vermiculites tortuosus* Reitl., *V. irregularis* (Reitl.), *Glebosites gentilis* Z.Zhur., *Volvatella zonalis* Nar., *V. vadosa* Z.Zhur., *Nubecularites uniformis* Z.Zhur., *N. abustus* Z.Zhur., *N. parvus* Z.Zhur., *N. punctatus* Reitl., *N. catagraphus* Z.Zhur., *Medullarites* sp., *Hieroglyphites* sp., *Radiosus* sp., *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur. За исключением проходящих форм эта ассоциация в Сибири типична для юдомского комплекса. Интересно, что *Nubecularites parvus* Z.Zhur., и *N. punctatus* Reitl. в разрезах Сибирской платформы (Патомское нагорье) обычно появляются только в кембрийских отложениях [8]. Сходимость результатов по микрофитолитам и микрофоссилиям, смена рифейских сфероморфид юдомскими хистрихосферами и маргинатными формами в верхах пачки I и наличие богатой юдомской ассоциации микрофитолитов выше этой пачки дают возможность говорить, что в Манском прогибе в анастасьинском горизонте намечается в целом такая же картина смены рифейских микрофоссилий и микрофитолитов юдомскими, как и во многих разрезах Сибирской платформы. Из этого следует, что большая часть анастасьинского горизонта вероятнее всего соответствует юдомии платформы, а уровень смены комплексов микрофоссилий является достаточно отчетливым биостратиграфическим рубежом.

В самой верхней части анастасьинского горизонта (пачка 4

анастасьинской и V цикл жистыкской свиты) встречены остатки трубчатых организмов: *Anabarites trisulcatus* Miss., *A. tristicus* Miss., *A. sp.*, *Hyolithellus ex. gr. tenuis* Miss., *H. sp.*, *Cambrotubulus sp.* На этом же уровне и по всему объему пачки анастасьинской свиты устанавливаются известково-выделяющие водоросли *Epiphyton scapulum* Korde, *E. fruticosum* Vol., *E. frandosum* Korde, *E. sp.*, *E. sp. nov.*, *Girvanella problematica* Nich. et Eth., *Proaulopora rarissima* Vol., *P. sp.*, *Renalcis gelatinosum* Korde, *R. sp.*, а единичные водоросли *Epiphyton sp.* и *Renalcis gelatinosum* Korde появляются еще в верхней части пачки 3 анастасьинской свиты. Кроме водорослей и трубчатых организмов, в последних 30 метрах жистыкской свиты обнаружены единичные находки крибрициатид *Ramifera sp.* То есть в непрерывном разрезе основной части анастасьинского горизонта наблюдается постепенное обогащение снизу вверх палеонтологического комплекса остатками организмов новых групп—водорослями, хиолителминтами и крибрициатидами.

Наличие окаменелостей *Anabarites*, *Hyolithellus* и *Cambrotubulus* в верхних слоях анастасьинского горизонта позволяет сравнивать этот уровень с немакит-далдынским горизонтом Сибирской платформы. В то же время необходимо отметить здесь большое обилие водорослей. Весьма вероятно, что это объясняется более благоприятными условиями для развития этой группы, чем солонатоводный бассейн Сибирской платформы. Но это допущение требует дальнейшего обоснования.

Подводя итог биостратиграфическому расчленению анастасьинского горизонта, можно констатировать соответствие его самым верхам рифея, юдомскому комплексу и немакит-далдынским слоям.

С основания вышележащего унгутского горизонта, граница которого проходит либо между свитами (жистыкская и унгутская), либо внутри свиты (солбиинской), в слоях баранчикской пачки устанавливаются первые хиолиты семейства *Allathecidae*, а так же *Torelloides*. Единичные крибрициатиды сменяются богатым комплексом: *Ramifera geratus* Jank., *R. angulosus* Jank., *Dubius uncatatus* Jank., *Vologdiphyllum creber* Jank., *V. chachlovi* Rad., *Crispus subdimidiatus* Janka, *Cardiophyllum kelleri* Rad., *Manacyathus microporosus* Jank., *Leibaella elovica* Jank., *L. corbinica* Jank., *L. delicata* Jank., *Longaevus vitatus* Jank., *Akademiophyllum cornuforme* Rad., *Erphyllum bephylliforme*

Rad., *Laceratus cuneatus* Jank., *Pterocyathus glausus* Jank. [7, 26, 27, 25]. Резко обогащается новыми родами и видами водорослевый комплекс—*Epiphyton satiatum* Korde, *E. celsum* Korde, *E. plumosum* Korde, *E. simplex* Korde, *E. umbellatum* Korde, *E. durum* Korde, *E. induratum* Korde, *E. furcatum* Korde, *Proaulopora glabra* Korde, *Tubophyllum victorie* Korde, *Botomaella zelenovi* Korde, *Subtifloria delicata* Masl., *Razumovskia uralica* Vol. И, наконец, с этого уровня появляются единичные археоциаты *Ajascyathus* sp. [26].

Как видно, эта граница, проходящая внутри достаточно однородной карбонатной толщи, по своей четкости и существенной эволюции хиолигельминтов, криврициатид, водорослей и появлению выше нее древнейших хиолитов и археоциат является очень существенным биостратиграфическим рубежом.

Характерно, что в обильном комплексе окаменелостей, появившихся выше рассматриваемой границы, нет форм, которые противоречили бы заключению об отнесении вмещающих их отложений к самым низам алданского яруса. Гораздо выше этих слоев (по мощности разрез 800-1000 м), представленных доломитами, иртышшинская пачка унгутской свиты, в верхней половине унгутского горизонта найдены остатки хиолитов *Trapezotheca* sp. [25], археоциаты *Robustocyathus* ex. gr. *poliseptatus* [Vol.] и *Archaeolynthus sibiricus* [Toll.] [26, 27], а также на уровне еловской пачки—хиолиты *Novitathus* sp. [25—]. Если хиолиты этих родов в разрезах Сибирской платформы появляются со второй половины кенядинского горизонта, то эти виды археоциат известны в Алтае-Саянской области, начиная с древнейших палеонтологически охарактеризованных слоев. То есть можно говорить о примерном соответствии слоев с археоциатами и хиолитами верхней части унгутского горизонта самым верхам алданского яруса Сибирской платформы. Это заключение хорошо подкрепляется тем, что в вышележащем жержульском горизонте (уровень крольской и выезжелогской свит) развиты трилобиты *Bulaiaspis taseevica* Rep., *B. vologdini* Lerm. и другие формы толбачанского горизонта.

Таким образом, анализ эволюции различных групп окаменелостей по разрезу позволяет с большой долей вероятности говорить, что основание унгутской свиты, по всей видимости, одновозрастно подошве пестроцветной свиты Сибирской платформы. Поэтому нижнюю часть ее можно сравнивать с самыми низами алданского яруса, хотя из-за отсутствия руководящих форм прямое сопоставление только с унгутскими слоями здесь

пока еще невозможно. Но учитывая существенность преобразований комплекса палеонтологических остатков в основании баранчикских слоев, в том числе и скелетной фауны, появившейся в анastasьинском горизонте, этот рубеж по своей значимости сравним с биостратиграфическим рубежом появления суннагинско-кенядинской фауны на Сибирской платформе.

Таким образом, в непрерывном разрезе морских терригенно-карбонатных и карбонатных отложений анastasьинского горизонта намечается последовательность всех биостратиграфических подразделений верхов докембрия, низов кембрия Сибирской платформы. Но приведенная выше некоторая специфика в распределении окаменелостей в разрезах делает Манский прогиб в какой-то мере обособленным, самостоятельным в стратиграфическом отношении районом. Это обусловлено тем, что он, во-первых, географически удален от районов, в которых установлены стратотипы юдомского комплекса, немакит-далдынского горизонта, горизонтов и ярусов нижнего кембрия Сибирской платформы, а во-вторых, является районом с типично геосинклинальным характером развития. Но тем не менее, в Манском прогибе устанавливаются биостратиграфические элементы, характерные для многих подразделений рассматриваемого возрастного диапазона платформы. Они позволяют проводить межрегиональную корреляцию разрезов. Особо при этом нужно отметить, что даже в районе со столь отличной от платформы геологической историей намечается наличие основания алданского яруса. Это, с одной стороны, значительно расширяет территориальные пределы прослеживания этой границы, а с другой стороны, показывает, насколько существен в палеонтологическом отношении данный рубеж.

Приведенные данные позволяют надеяться на то, что нижняя граница кембрия по основанию алданского яруса в дальнейшем будет обоснована на гораздо более обширной площади.

Не менее существенно и то, что в Манском прогибе появляется материал, который подтверждает, что основание кембрия по подошве алданского яруса является реальным рубежом в развитии местной фауны, а не столь неопределенным понятием, как время первого или массового ее появления.

ЛИТЕРАТУРА

Вальков А.К. О древнейших слоях нижнего кембрия северо-востока Сибирской платформы.—В кн.: Стратиграфия и палеонтология протерозоя и кембрия востока Сибирской платформы. Якутск, 1970, с.91-93.

2. Журавлева И.Т. Сравнительная палеонтологическая характеристика немакит-далдынского горизонта и его возможных аналогов на Сибирской платформе.—В кн.: Аналогичный комплекс в Сибири. М.: Наука, 1975, с.62-100.

3. Миссаржевский В.В., Розанов А.Ю. К вопросу о корреляции пограничных слоев кембрия и докембрия Сибирской платформы.—В кн.: Аналогичный комплекс в Сибири. М.: Наука, 1975, с.101-111.

4. Пятилетов В.Г. Микрофоссилии (акритархи) из докембрийских и нижнекембрийских отложений Манского прогиба.—В кн.: Стратиграфия и палеонтология нижнего и среднего кембрия СССР. Новосибирск: Наука, 1976, с.180-186.

5. Пятилетов В.Г. Биостратиграфия и микрофоссилии верхнего докембрия и нижнего кембрия юго-восточной части Манского прогиба (Восточный Саян).: Автореф. дисс. канд.геол.-мин.наук—Новосибирск, 1977.-22 с.

6. Пятилетов В.Г. Микрофоссилии Манского прогиба и его положение в Саяно-Алтайских «байкалидах». Новосибирск: Наука, 1978, с.175-185.

7. Радугин К.В. Проблема позднего протерозоя (материалы к изучению геологии позднего докембрия Сибири). Ч.I. Примитивные археоциаты позднего протерозоя.—Томск: Изд-во Томского ун-та, 1966.—148 с.

8. Решение совещания по стратиграфии вендских отложений Сибирской платформы и ее непосредственного обрамления.—Новосибирск, 1972.-44 с.

9. Розанов А.Ю., Миссаржевский В.В. Биостратиграфия и фауна нижних горизонтов кембрия.—М.: Наука, 1966.—126 с.

10. Розанов А.Ю., Миссаржевский В.В., Волкова Н.А. и др. Томмотский ярус и проблема нижней границы кембрия.—М.: Наука, 1966.—380 с.

11. Розанов А.Ю. Граница докембрия и кембрия.—В кн.: Границы геологических систем. М.: Наука, 1976, с.31-53.

12. Рудавская В.А. Акритархи мотской свиты Марковского нефтяного месторождения Восточной Сибири. Л.: Наука, 1971, с.93-100.

13. Рудавская В.А. Акритархи пограничных отложений рифея и кембрия юга Восточной Сибири.—В кн.: Микрофоссилии древнейших отложений. М.: Наука, 1973, с.17-21.

14. Рудавская В.А. Комплексы микрофоссилий и их связь с условиями осадкообразования.—В кн.: Микрофитофоссилии протерозоя и раннего палеозоя СССР. Л.: Наука, 1974, с.30-36.

15. Рудавская В.А., Фролов Б.М. Первые находки акритарх в нижних горизонтах опорных разрезов юдомской свиты.—В кн.: Микрофоссилии СССР. Новосибирск: Наука, 1974, с.11-13.

16. Савицкий В.Е. О соотношении кембрия и верхнего докембрия Анабарского шита.—В кн.: Совещание по стратиграфии отложений позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, : 1962, с.53-54.

17. Савицкий В.Е. Проблема нижней границы кембрия на Сибирской платформе и немакит-далдынский горизонт.—В кн.: Аналогичный комплекс в Сибири. М.: Наука, 1975, с.43-61.

18. **Соклов Б.С.** Основные результаты международного симпозиума по границе докембрия и кембрия.—Геол. и геофиз., 1974, № 4, с.18-26.
19. **Тимофеев Б.В.** Микропалеонтологическое исследование древних свит.—М.—Л.: Наука, 1966.—147 с.
20. **Тимофеев Б.В.** Сфероморфиды протерозоя.—Л.: Наука, 1969.—66 с.
21. **Файзулина З.Х., Лысова Л.А., Трещетенкова А.А.** Микрофоссилии из нижнекембрийских отложений Иркутского амфитеатра.—В кн.: Микрофоссилии древнейших отложений. М.: Наука, 1973, с.25-28.
22. **Хоментовский В.В.** Принципы выделения венда как системы палеозоя.—В кн.: Этюды по стратиграфии. М.: Наука, 1974, с.33-70.
23. **Хоментовский В.В.** О юдомском комплексе и проблеме венда Сибири.—В кн.: Аналоги вендского комплекса в Сибири. М.: Наука, 1975, с.11-42.
24. **Хоментовский В.В.** Венд.—Новосибирск: Наука, 1976.—272 с.
25. **Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Гибшер А.С. и др.** Геологическое строение Манского прогиба и его положение в Саяно-Алтайских «байкалидах».—Новосибирск: Наука, 1978.—223 с.
26. **Янкаускас Т.В.** Птероциатиды нижнего кембрия Красноярского края (Восточный Саян).—В кн.: Биостратиграфия и палеонтология нижнего кембрия Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1969, с.114-157.
27. **Янкаускас Т.В.** Крибрициаты нижнего кембрия Сибири.—В кн.: Проблемы биостратиграфии нижнего кембрия Сибири. М.: Наука, 1972, с.161-183.

**ОРДОВИК И НИЖНИЙ СИЛУР
РАЙОНА с.УСТЬ-ЧАГЫРКА
(Горный Алтай)**

Ордовикские и нижнесилурийские отложения широко распространены в пределах Чарышско-Инской зоны Горного Алтая. Одним из узловых участков, где они имеют непрерывный разрез в наиболее полном стратиграфическом объеме, хорошо палеонтологически охарактеризованы и могут наглядно свидетельствовать об условиях осадконакопления в нижнем палеозое, является район левого приустьевого борта р.Чагырка (левый приток р.Чарыш) у с.Усть-Чагырка. Ордовикско-нижнесилурийские отложения изучались здесь многими исследователями [1, 5, 9, 16], в том числе последние 8 лет одним из авторов настоящей статьи Н.В. Сенниковым: в 1970 г. (под руководством Е.А.Елкина, совместно с В.А.Желтоноговой и Л.С.Базаровой) [5], в 1972, 1973, 1975 гг. [16]. В 1976-1978 гг. совместные комплексные исследования проводили Н.В.Сенников, В.Д.Ермиков, З.Е.Петрунина, А.А.Пузырев, В.Г.Русских, А.Г.Иванов, Н.Л.Алешина. Ниже в тексте приводится описание обнажений по индексации перечисленных исследователей: Е.А.Елкина в 1970 г. (Е-70...), Н.В.Сенникова (С-72..., С-77..., и т.д.), А.А.Пузырева (П-78...), В.Г.Русских (Р-78...), З.Е.Петруниной (173 и т.д.).

Среди собранных органических остатков полностью монографически обработаны граптолиты (ордовикские—А.М.Обуто и Н.В.Сенниковым, силурийские—Н.В.Сенниковым и В.Г.Русских) [12, 16, 17], и конодонты (Т.А.Москаленко) [11], частично табуляты (Ю.И.Тесаков), трилобиты (З.Е.Петрунина), брахиоподы (Л.Г.Севергина) [14], гастроподы (В.И.Бялый), криноидеи (Ю.А.Дубатолова), сколекодонты (Н.В.Сенников) и хитинозои (Н.М.Заславская) [7].

Средне-верхнеордовикские отложения в Чарышско-Инской зоне представлены переслаиванием терригенных и карбонатных пород, в которых содержатся табуляты, трилобиты, остракоды, брахиоподы, гастроподы, черви, граптолиты, конодонты, водоросли, хитинозои и т.д. Стратиграфия этих отложений разрабатывалась рядом исследователей на разрезах в районах пос. Батун, с.Бугрышиха, р.Ханхара, где расположены стратотипы соответствующих региональных стратиграфических подразделений [2-4, 10, 13-15].

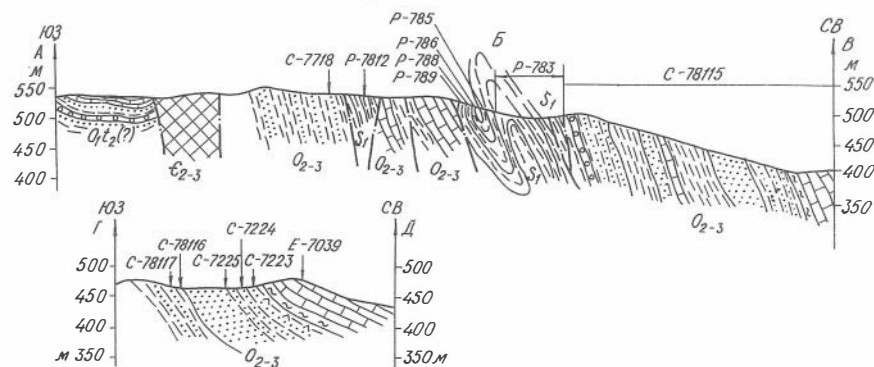
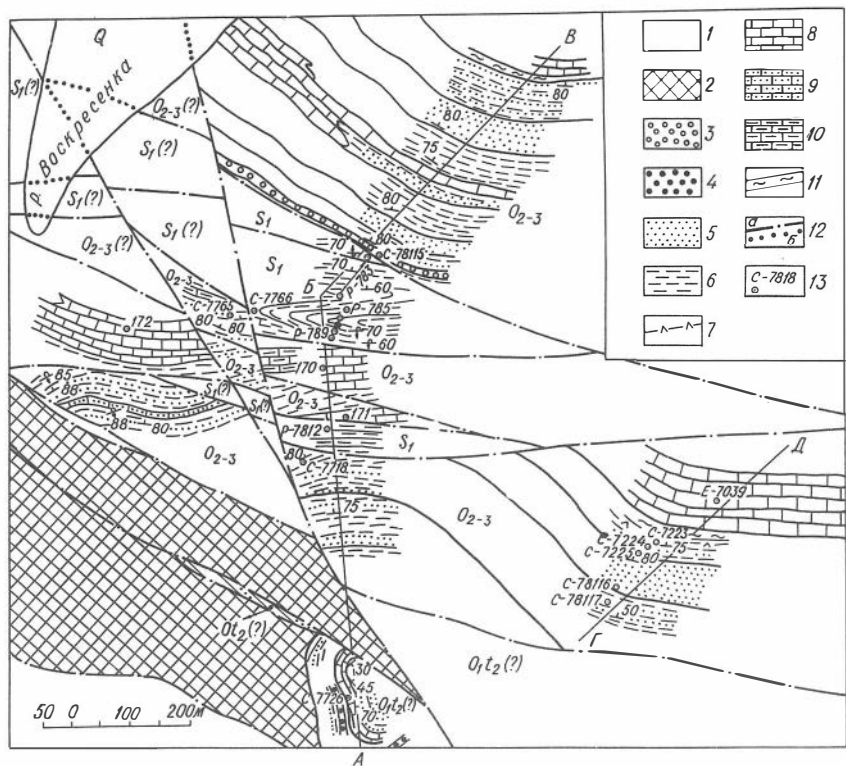


Рис.1. Схема геологического строения участка у с.Усть-Чагырка.

I—задернованные участки; 2—отложения горноалтайской серии ($\epsilon_{2-3}gr$); 3—II—отложения ордовика и нижнего силура; 4—гравелиты, 5—песчаники, 6—черные и зеленоватые слои алевролиты, 7—лиловые алевролиты, 8—10—известняки, в том числе: 9—песчанистые, 10—глинистые, 11—силитцы; 12—разрывные нарушения: а—наблюдаемые, б—скрытые четвертичными отложениями; 13—точки сбора фауны (точки С.7716а, С.7736, С.7218 на правом водоразделе р.Тачалов; П-78032, С-78118, С-7763, С-7764 в левом борту долины р.Воскресенка; С-78133 в бассейне р.Ханхара находятся за пределами схемы)

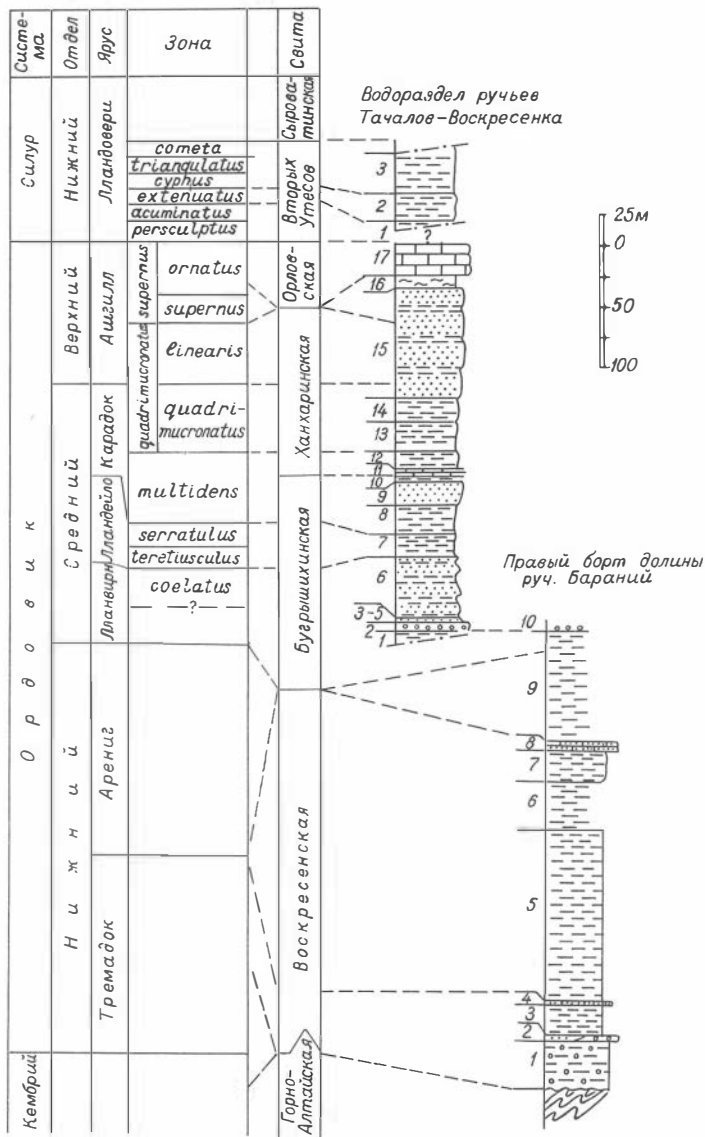


Рис.2. Стратиграфическое расчленение изученного разреза

Усл. обозн. см. рис.1

Если не учитывать верхнюю часть палеонтологически не охарактеризованной горноалтайской серии, условно относимую к тремадоку, то в низах разреза ордовика выделяется костинская свита, сходная по брахиоподам с лланвирном [10]. Далее следуют бугрышихинская, ханхаринская и орловская свиты, по трилобитам, брахиоподам и граптолитам относимые к лландейло —нижней половине ашгилла [10, 13, 14]. В 1978 г. Л.Г.Севергина на основе опубликованных данных других исследователей [5, 16] и собственных сборов брахиопод выделила «тачаловскую» свиту (тачаловский горизонт) [14], установив ее возрастной диапазон на основе распространения собранных и изученных Н.В.Сенниковым граптолитов [16], как верхняя половина ашгилла.

Район с.Усть-Чагырка характеризуется сложным геологическим строением. Большое количество продольных разрывных нарушений, осложненных поперечными разломами, определили чешуйчато блоковую структуру этого участка (рис. 1). Детальное геологическое картирование с послойным отбором фауны позволило восстановить стратиграфическую последовательность ордовикских и нижнесилурийских толщ в районе с.Усть-Чагырка.

Наиболее полный ненарушенный разрез ордовикских отложений вскрывается на водоразделе ручьев Тачалов и Воскресенка в 200 м по аз. 15 от высоты 530,3 м и далее на северо-восток вниз по водоразделу. Верхняя часть этого разреза является стратотипом «тачаловской» свиты (рис.2). Залегание слоев здесь моноклиальное с углами падения 75-80°. В строении разреза (С-78115) принимают участие:

1. Тонкопереслаивающиеся (3-5 см) грязно-желтые и зеленовато-серые алевролиты, сланцы и иногда мелкозернистые полимиктовые песчаники средней «плавающей» галькой кварца и кварцитов диаметром до 1-3 см. не менее 10 м

2. Коричневые и темно-серые мелко-среднегалечные конгломераты с хорошо окатанной галькой кварца и кварцитов 7 м

3. Средне- и крупнозернистые существенно кварцевые песчаники грязно-желтого цвета с «плавающей» хорошо окатанной галькой кварца и кварцитов диаметром 3-5 см. Цемент кремнисто-глинистый 0,5 м

4. Средне- и крупнозернистые существенно кварцевые песчаники грязно-желтого цвета. Цемент глинистый 1 м

5. Мелко-среднезернистые существенно кварцевые песчаники грязно-желтого цвета. Цемент глинисто-карбонатный . . . 2 м

6. Чередующиеся мелкозернистые глинистые песчаники и алевролиты желтовато-серого и зеленовато-серого цвета. На 1,6 м (здесь и далее дана мощность в метрах от основания пачки)

обнаружены граптолиты *Dicellograptus* aff. *moffatensis* Carruthers; на 2,6 м обнаружены сколекоденты; на 17 м обнаружены граптолиты *Cryptograptus tricornis insectiformis* Ruedemann, *Amplexograptus coelatus* (Lapworth); на 45 м обнаружены граптолиты *Amplexograptus* sp., *Cryptograptus tricornis insectiformis* Ruedemann, *Glossograptus fimbriatus* (Hopkinson); на 46 м обнаружены граптолиты *Pterograptus* sp., *Isograptus* sp., *Glyptograptus teretiusculus* (Hisinger) 52 м

7. Алевролиты глинистые черные, местами серые, с неровными поверхностями скалывания. На 4 м обнаружены граптолиты *Glyptograptus teretiusculus* (Hisinger), *Cryptograptus tricornis* (Carruthers); на 14 м обнаружены граптолиты *Cryptograptus* sp., *Amplexograptus perexcavatus* (Lapworth), *Glossograptus hincksi* (Hopkinson), *Pseudoclimacograptus* (*Pseudoclimacograptus*) sp., *Acrograptus serratulus* (Hall), *Climacograptus* aff. *brevis* Elles et Wood 18 м

8. Сильно расланцованные светлые желтовато-зеленые и серые глинистые алевролиты. На 1 м обнаружены граптолиты *Climacograptus* sp., на 8 м обнаружены граптолиты *Pseudoclimacograptus* (*Pseudoclimacograptus*) *scharenbergi* (Lapworth), *Amplexograptus perexcavatus* (Lapworth), *Diplograptus multidentis* Elles et Wood 22 м

9. Мелко-среднезернистые песчаники грязно-коричневого цвета. На 5 и 18 м обнаружены брахиоподы и гастроподы 20 м

10. Глинистые сланцы и алевролиты серого и зеленовато-серого цвета. На 1 м обнаружены брахиоподы, остракоды и гастроподы 4,5 м

11. Серые, темно-серые кристаллические известняки. На 2 м обнаружены табуляты, брахиоподы, трилобиты, гастроподы и криноидеи 5 м

12. Черные глинистые сильно расланцованные алевролиты 16 м

13. Темно-серые и зеленовато-серые глинистые сланцы и алевролиты. На 8 м обнаружены граптолиты *Cryptograptus tricornis* (Carruthers), *Rectograptus* ex gr. *truncatus* (Lapworth), *Leptograptus* sp., *Orthograptus quadrimucronatus* (Hall), *Climacograptus* sp.; На 18 м в прослое известковистого мелкозернистого песчаника обнаружены брахиоподы и трилобиты 22 м

14. Зеленовато-серые глинистые алевропесчаники и алевролиты. На 2 м обнаружены трилобиты, остракоды, гастроподы

и граптолиты. Среди последних удалось определить *Amplexograptus* aff. *perexcavatus* (Lapworth), *Climacograptus* sp., *Dicellograptidae* gen. incerta sedis 18 м

15. Серые, грязно-желтовато-серые существенно кварцевые мелкозернистые песчаники с редкими прослоями (1-5 см мощностью) глинистых алевролитов. На 15 м обнаружены граптолиты *Climacograptus* sp., на 40 м обнаружены граптолиты *Dicellograptidae* gen. incerta sedis 90 м

16. Сливные массивные, местами тонкополосчатые (1-3 см) зеленовато-желтые и зеленовато-серые силициты 10 м

17. Серые, темно-серые массивные известняки с криноидеями не менее 25 м

На левом водоразделе руч.Тачалов вскрываются аналоги верхней части описанного разреза:

15. Мелко-среднезернистые существенно кварцевые песчаники с прослоями алевролитов и в верхней части линзами (мощностью 5-10 см и длиной до 10 м) шламовых известняков. На первом метре (точка С-78117) обнаружены граптолиты *Orthograptus* ex gr. *quadrimumronatus* (Hall), *Climacograptus* ex gr. *bicornis* (Hall); на 15 м (точка С-78116) обнаружены граптолиты *Climacograptus* aff. *hastatus* T.S.Hall, *Xylonograptus regularis* Sennikov; на 61 м (точка С-7225) обнаружены граптолиты *Fenhsiangograptus extraordinarius* Sobolevskaya, *Paraclimacograptus* sp.; на 72 м (точка С-7224) обнаружены граптолиты *Climacograptus supernus* Elles et Wood, хитинозои *Cyatoclitina* sp. и сколекодонты; на 88 м (точка С-7223) обнаружены граптолиты *Dicellograptus ornatus minor* Toghil, *Climacograptus supernus* Elles et Wood, *Climacograptus hastatus hastatus* T.S.Hall, *Xylonograptus regularis* Sennikov, *Inocaulis* sp., *Glyptograptus* sp.; конодонты *Acodus similis* Rhodes, *Ambalodus triangularis* Branson et Mehl, *Amorphognathus* cf. *duftonus* Rhodes, *Belodina* sp., *Drepanodus* sp., *Hibbardella* (?) *diminuta* (Rhodes), *Oistodus* sp., *Panderodus intermedius* (Branson, Mehl et Branson), *Panderodus* cf. *unicostatus* (Branson et Mehl), *Phragmodus insculptus* Branson et Mehl; сколекодонты *Paulinites* sp. и остракоды 90 м

16. Зеленовато-серые, грязно-серые, сиреневые силициты и лилово-красные алевролиты около 15 м

17. Серые, светло-серые массивные известняки с табулятами *Catenipora workmanae* Flower, *Rhabdotetradium* sp и брахиоподами *Vaga* (?) sp., *Thebesia* (?) sp. (точка Е-7039) не менее 40 м.

Низы 15 пачки разреза на левом водоразделе руч.Тачалов по простираению вскрываются на правом водоразделе руч.Воскресенка, где в точке С-7718 собраны граптолиты *Orthograptus* ex gr. *quadrimucronatus* (Hall), *Rectograptus* ex gr. *truncatus* (Lapworth), *Glyptograptus* sp., *Climacograptus* ex gr. *caudatus* Lapworth.

На правом водоразделе руч.Тачалов вскрываются аналоги верхней половины (по крайней мере, с 11 по 17 пачки) ордовикского разреза. В аналогах пачки 11, представленной здесь зеленовато-серыми глинистыми алевролитами с несколькими прослоями мощностью по 1 м светло-серых известняков, при растворении получены карадокские конодонты (точка С-7716а) *Eobelodina* cf. *fornicala* Stauffer, а в верхах пачки 15 конодонты (точка С-7218) *Ambalodus triangularis* Branson et Mehl. *Amorphognathus* cf. *duftonus* Rhodes, близкие к конодонтам из точки С-7223 на левом борту руч.Тачалов.

Аналоги верхней половины пачки 7 разреза С-78115 вскрываются в небольшом тектоническом блоке на правом борту долины руч.Воскресенка вблизи водораздела в 160 м по аз.295 от высоты 530,3 м, где обнаружены граптолиты (точка С-7765) *Pseudoclimacograptus* (*Pseudoclimacograptus*) sp., *Glossograptus hincksi* Hopkinson, *Cryptograptus* sp., *Oepikograptus* sp., *Climacograptus brevis* Elles et Wood, *Climacograptus bicornis* (Hall), а аналоги низов пачки 15 разреза С-78115 вскрываются в левом борту руч.Воскресенка в 250 м по аз.115 от высоты 493,3 м, где обнаружены граптолиты (точка С-78118) *Orthograptus quadrimucronatus* (Hall), *Climacograptus* sp.

Анализ комплексов определенных граптолитов позволил детально расчленить разрез и выделить в нем последовательный ряд граптолитовых зон (рис. 2). В верхнем лланвирне выделяется зона *Coelatus*: С-78115-6/1,6 (С-78115—разрез, 6—номер пачки, 1,6—расстояние от подошвы пачки в м); С-78115-6/2,6; С-78115-6/45; С-78115-6/46. В нижнем лландейло выделяется зона *teretiusculus*: С-78115-7/4, а в верхнем лландейло—зона *serratulus*: С-78115-7/14; С-7765. В карадоке выделяется зона *multidens*: С-78115-8/8, не расчленяющаяся здесь на подзоны *antiquus lineatus* и *multidens*, как в районе с.Бургыриха [12], и нижняя подзона *quadrimucronatus* (=подзоне *clingani*) зоны *quadrimucronatus*: С-78115-13/8; С-78115-14/2; С-7718. В ашгилле выделяется верхняя подзона *linearis*, зоны *quadrimucronatus*: С-78115-15/15; С-78117; С-78118. (сам вид *Pleurograptus linearis* (Carruthers) обнаружен в верхах ханхаринской свиты в точке С-78133 на левом борту р. М.Ханхара в

400 м выше по течению от устья руч.Холмогориха); а также зона *supernus* с двумя подзонами *supernus*: С-78116; С-7224 и *ognatus*: С-7223; С-7218; Е-7039. По характеру распределения зональных комплексов по разрезу С-78115 видно, что мощности граптолитовых зон в нем составляют от 10-15 м до 30-40 м, за исключением верхнелланвирнской зоны *coelatus*, охарактеризованной зональными граптолитами только в верхней своей половине — ее мощность более 70 м. Возможно, что нижняя палеонтологически не охарактеризованная часть разреза от С-78115-1 до С-78115-5 может относиться к зоне *bifidus* нижнего лланвирна или даже к аренигу.

Корреляция изученного ордовикского разреза в районе с.Усть-Чагырка с выделяемыми в Чарышско-Инской зоне Горного Алтая региональными стратиграфическими подразделениями: костинская (лланвирн), бугрышихинская, ханхаринская и орловская (лландейло- нижняя половина ашгилла) свитами может быть выражена следующим образом. Стратотипы указанных свит расположены в 30-50 км западнее и юго-западнее рассматриваемого участка, а их возрастная датировка, ранее основывавшаяся на определении трилобитов, брахиопод и кораллов, уточнена на основе собранных авторами граптолитов.

Костинская свита, представленная толщей песчаников и алевролитов с маломощными прослоями и линзами известняков с характерными брахиоподами и трилобитами, известна только в одном месте, в районе ее стратотипа у бывшего пос.Батун. Нижняя часть бугрышихинской свиты, разрез которой в стратотипе на водоразделе рек Белая и Ханхара начинается с алевролитов и конгломератов, аналогичных алевролитам и конгломератам разреза у с.Усть-Чагырка (С-78115-1, С-78115-2), ранее по трилобитам и брахиоподам коррелировалась с лландейло. Поскольку стратотипическая местность костинской свиты у бывшего пос.Батун находится в 50 км как от стратотипической местности бугрышихинской свиты на водоразделе рек Белая и Ханхара, так и от с.Усть-Чагырка, а также учитывая, что возраст нижней части разреза С-78115 у с.Усть-Чагырка, несомненно относящейся по сходству состава и строения к низам бугрышихинской свиты по граптолитам определен как лланвирнский, авторы полагают, что костинская свита является возрастным аналогом бугрышихинской свиты, а нижний возрастной предел последней нужно опускать, по крайней мере, до нижнего лланвирна.

За основание стратотипа ханхаринской свиты в междуречье

рек Белая и Ханхара, принят первый карбонатный уровень с начала ордовикского разреза, представленный там горизонтом оолитовых известняков. По граптолитам, собранным в правобережье р.М.Ускупчэвка в междуречье рр. Белая и Ханхара, этот уровень проходит внутри верхней половины подзоны *multidens* зоны *multidens* карадока. Отсюда, за основание ханхаринской свиты в разрезе у с.Усть-Чагырка принимается пачка С-78115-11, являющаяся первым карбонатным уровнем с начала этого разреза, выше которой в пачке С-78115-13 обнаружены граптолиты следующей за зоной *multidens* более молодой граптолитовой зоны *quadrimicronatus* конца карадока—начала ашгилла. Вопрос о точной датировке возраста границы ханхаринской свиты с вышележащей орловской свитой остается открытым.

Орловская свита на р.Ханхара представлена серыми и темно-серыми массивными известняками, являющимися вторым карбонатным уровнем с начала ордовикского разреза, если не учитывать нескольких маломощных прослоев известняков в нижележащей ханхаринской свите. Как уже отмечалось, в верхах ханхаринской свиты в ее стратотипическом разрезе, примерно в 100 м ниже подошвы орловских известняков в точке С-78133 обнаружены граптолиты нижеашгиллской подзоны *linearis* зоны *quadrimicronatus*. Учитывая эти обстоятельства, при корреляции ордовикского разреза у с.Усть-Чагырка с разрезами ханхаринской и орловской свит из стратотипической местности можно допустить два варианта. Первый: орловская свита имеет более молодой позднеашгиллский возраст (вторая половина самой молодой ордовикской граптолитовой зоны *ognatus* зоны *superpus*) и в разрезе у с.Усть-Чагырка ей соответствует пачка С-78115-17, являющаяся вторым карбонатным уровнем в этом разрезе. По второму варианту орловский карбонатный уровень в разрезе у с.Усть-Чагырка отсутствует и с орловской свитой нужно коррелировать какую-то часть пачки С-78117-15. Независимо от двух предложенных вариантов корреляции следует вывод, что тачаловская свита (тачаловский горизонт) [14] не имеет статуса самостоятельного стратиграфического (биостратиграфического подразделения). «Тачаловский» разрез у с.Усть-Чагырка (С-78115), датируемый аренигом (Р), лланвирн—ашгиллом, состоит из устанавливаемых в нем на основе литологии и комплексов органических остатков ранее выделенных свит: бугрышихинской, ханхаринской и орловской по первому варианту корреляции; или из этих трех свит с добавлением некоторой части разреза С-78115,

связанной единством состава и комплексов органических остатков с нижележащими слоями этого разреза, по второму варианту. Следует также отметить неправомочность выделения другой ордовикской свиты—маринихинской [14]. При детальном геологическом картировании в междуречье рек Белая и Ханхара выяснилось, что стратотипом маринихинской свиты по кл.Мариниха (левый приток р.М.Ханхара) является верхняя часть ханхаринской свиты, выходящая сюда по простиранию от ее стратотипического разреза по кл.Холмогориха (левый приток р.М.Ханхара).

В стратиграфической схеме нижнего палеозоя Горного Алтая к среднему кембрию—тремадоку (нижней половине нижнего ордовика) условно относится палеонтологически не охарактеризованная горноалтайская серия [4]. При полевых исследованиях 1977, 1978 гг. в районе с.Усть-Чагырка была закартирована осадочная толща, залегающая на горноалтайской серии с угловым несогласием и отличающаяся от нее литологией и характером дислокаций. В правом борту долины руч.Бараний в 300 м по аз.235 от высоты 500,3 м можно наблюдать как на лилово-красные алевролиты и песчаники горноалтайской серии с резким угловым несогласием ложатся (разрез П-78032) (рис. 2):

1. Зеленые массивные алевролиты, сильно кливажированные с редкой «плавающей» галькой песчаников горноалтайской серии. По простиранию (на правом водоразделе руч.Тачалов) зеленые алевролиты сменяются лилово-красными, фиолетовыми, зелеными, желтовато-серыми алевролитами с линзами и прослоями конгломератов от среднегалечных до валунных. В составе гальки резко преобладают породы горноалтайской серии. В единичных количествах встречается мелкая галька красных кварцитов 40 м

Далее разрез наращивается вверх по склону в северо-восточном направлении:

2. Крупнозернистые кварцитовые песчаники, по простиранию переходящие в гравелиты и мелкогалечные конгломераты 5 м

3. Зеленовато-серые с желтым оттенком тонкоплитчатые алевролиты 25 м

4. Известковистые песчаники, переходящие по простиранию в песчаные известняки 2 м

5. Зеленовато-серые и желтовато-серые тонкоплитчатые алевролиты 140 м

6. Задерновано. В делювии зеленовато-серые и желтовато-серые алевролиты 40 м

7. Зеленовато-серые и желтовато-серые тонкоплитчатые алевролиты 25 м
8. Серые и темно-серые песчанистые слоисто-плитчатые известняки 8 м
9. Задерновано. В делювии редкие обломки зеленовато-серых и желтовато-серых алевролитов 90 м
10. Задерновано. В делювии мелкогалечные конгломераты с хорошо окатанной галькой светло-серых (до 80%) и темно-серых (до 20%) кварцитов более 5 м

Далее толща срезана разломом. Общая мощность описанного разреза около 380 м.

Из песчанистых известняков, являющихся аналогом пачки П-78032-4, в правом борту долины руч.Тачалов (точка С-7736) собраны гастроподы, криноидеи; а в правом борту долины руч. Воскресенка (точка С-7726)—гастроподы. При растворении этих пород выделены хитинозои, среди которых определены: в точке С-7726 *Desmochitina minor* Eisenack, *Desmochitina* sp., а в точке С-7736 *Desmochitina rhenana* Eisenack, *Copchitina* sp.; указывающие на ордовикский возраст содержащих их пород (вероятнее всего, учитывая распространение этих форм на Горном Алтае, поздний тремадок-лландейло). Формы гастропод из точки С-7726, определенные как *Tempodicus* sp., близки, по заключению В.И.Бялого, к формам *Tempodiscus* sp., известным из пестроцветной пачки луговской свиты бассейна р.Бирюса Сибирской платформы. Поскольку указанная часть луговской свиты имеет возраст ныйского горизонта (поздний тремадок), песчанистые известняки, по мнению В.И.Бялого, можно условно отнести к верхнему тремадоку. Это тем более вероятно, поскольку рассматриваемая толща П-78032) по своему составу и строению резко отличается от известного здесь и описанного выше хорошо палеонтологически охарактеризованного непрерывного разреза ордовика (С-78115), имеющего аренигско (?)—лланвирнско-ашгиллский возраст. Учитывая все сказанное, возраст толщи П-78032 можно датировать тремадоком, и, возможно, началом аренига. Так как отложений этого возраста (исключая условно относимую к тремадоку верхнюю часть горноалтайской серии) в Чарышско-Инской зоне Горного Алтая известно не было, авторы выделяют новую воскресенскую свиту. Название дано по руч.Воскресенка у с.Усть-Чагырка, где эта свита достаточно хорошо прослеживается и имеет почти полный разрез. Воскресенская свита несогласно залегает на горноалтайской серии, верхнюю возрастную границу которой следовало бы понизить до нижней

границы тремадока, и перекрывается бугрышихинской свитой. В качестве стратотипа воскресенской свиты предлагается разрез П-78032 на водоразделе ручьев Воскресенка-Бараний, пачки от П-78032-1 до П-78032-8. Пачки П-78032-9 и П-78032-10, вероятно, являются аналогами пачек С-78115-1 и С-78115-2, ранее описанного разреза ордовика на правом водоразделе руч.Воскресенка.

Нижнесилурийские отложения в Чарышко-Инской зоне, как и ордовикские, представлены чередованием терригенных и карбонатных толщ, содержащих строматопоры, табуляты, ругозы, трилобиты, остракоды, брахиоподы, мшанки, криноидеи, черви, граптолиты, водоросли, хитинозои и т.д. Схема стратиграфии нижнего силура этой зоны была разработана на разрезах, находящихся в районе сс.Тигерек, Чинета, Усть-Чагырка. Нижняя из выделяемых нижнесилурийских свит—свита Вторых Утёсов по граптолитам коррелируется с нижним-средним лландовери (от зоны *persculptus* до зоны *convolutus-cometa* включительно [6, 17]). Выше следуют: сыроватинская, полатинская и чесноковская свиты, относимые к верхнему лландовери [5] и чагырская свита, коррелируемая с венлоком [8, 9].

Силурийские отложения, содержащие граптолиты, в левом борту долины р.Чарыш у с.Усть-Чагырка были известны давно [1], однако, только в последние годы удалось определить их полный стратиграфический объем и характер строения разреза.

Силурийские отложения слагают обособленный тектонический блок в 25-200 м по аз.15 от высоты 530,3 м. Блок ограничен разрывными нарушениями, к одному из которых приурочена тектоническая (?) линза карадокских известняков. Слои смяты в изоклинальные опрокинутые складки с углами падения на крыльях 60-90°

Расчистка Р-783 проходит от гряды конгломератов ордовикского разреза (С-78115-2) на юг почти перпендикулярно простиранию пород (рис. 1). Учитывая, что углы падения крутые (60-90°), мощность выхода слоев принимается за близкую к истинной. Все приведенные ниже интервалы отмерялись от подошвы конгломератов. Силурийский разрез начинается с интервала 15,5-21 м, где вскрывается (Р-783, рис. 2).

1. Известково-глинистые сланцы табачно-зеленого цвета, тонкоплитчатые. В интервале 15,5-17,5 м на трех уровнях собраны граптолиты самой древней граптолитовой зоны раннего лландовери (ранний силур) *persculptus*, а в интервале 17,5-21,0 м на шести уровнях граптолиты следующей раннелландоверийской граптолитовой зоны *acuminatus* . . . не менее 5,5 м

Низы пачки срезаны разломом, по которому она граничит с ордовикскими отложениями С-78115-1, а верхи—разломом, отделяющим ее от тектонической линзы, мощностью около 2-х м (21-23 м) карадокских массивных известняков серого цвета (возможно аналоги С-78115-11) с трилобитами *Remopleurides* sp. и брахиоподами *Parastrophinella* (?) sp. indet.

Выше по разрезу (рис. 2):

2. Глинистые сильно рассланцованные алевролиты темно-серого до черного цвета, местами с желтоватым оттенком. В интервале 58-57,9 м обнажаются серые кристаллические известняки. На семи уровнях из интервала 79,3-57,25 собраны граптолиты следующей за зоной *acuminatus* нижнелландоверийской зоны *extenuatus* 22 м

3. Переслаивание глинистых и известково-глинистых алевролитов табачно-зеленого, желтовато-серого и серого цвета. Для интервалов 55-54,7 м; 53,2-53,0 м; 50,6-49,8 м; 49,4-47,4 м; 45,3-44,9 м; 24,3-23,9 м характерно присутствие «булок» серых массивных известняков (от 10 до 80% интервала). В интервале 57,2-53,5 м встречаются трилобиты, остракоды, брахиоподы, и криноидеи. В интервале 57,25-45,3 м на девятнадцати уровнях собраны граптолиты самой молодой раннелландоверийской зоны *сyrphus*. Из интервала 45,3-27,8 м на двадцати одном уровне собраны граптолиты нижней среднелландоверийской зоны *triangulatus*. В интервале 27,8-23 м на шести уровнях собраны граптолиты верхней среднелландоверийской зоны *cometa* не менее 34 м

Низы пачки 2 задернованы, а верхи пачки 3 по разлому граничат с описанной выше тектонической линзой карадокских известняков. Нижняя, палеонтологически не охарактеризованная часть пачки 2, возможно, древнее зоны *extenuatus* и должна коррелироваться с зоной *acuminatus*.

От конца расчистки Р-783 (79,3 м) по направлению к высоте 530,3 м через 20-30 м сделаны закопушки (Р-785—Р-789), вскрывшие силурийские породы вышеописанного разреза. В Р-785 собраны граптолиты зоны *triangulatus*, в Р-786 и Р-787 — зоны *cometa*, в Р-788 — зоны *сyrphus*, в Р-789 — зоны *extenuatus*, а в 70 м вниз по склону в сторону вершины руч.Воскресенка в точке С-7766 — зоны *persculptus*. В 100 м южнее высоты 530,3 м в точке Р-7812 также обнаружены граптолиты зоны *persculptus*.

На левом водоразделе руч.Воскресенка в 350 м по аз.45 от вершины 493,3 м вскрывается небольшой фрагмент силурийского разреза (аналоги верхней части пачки Р-783-3), где в

точках С-7763 и С-7764 обнаружены граптолиты зоны convolutus.

Зональные комплексы граптолитов силура района с.Усть-Чагырка представлены значительным числом видов и подвидов (от 5 до 15), среди которых присутствуют виды-индексы зон и другие формы, имеющие узкие стратиграфические интервалы распространения не только на Горном Алтае, но и в других близлежащих и удаленных регионах.

Зона persculptus: *Glyptograptus persculptus* (Salter), *Glyptograptus bohemicus* Marek, *Hedrograptus miserabilis* (Elles et Wood), *Hedrograptus scalaris* (Hisinger), *Pseudoclimacograptus* (*Metaclimacograptus*) *orientalis* Obut et Sobolevskaya и другие.

Зона acuminatus: *Akidograptus acuminatus* (Nicholson), *Glyptograptus bohemicus* Marek, *Hedrograptus scalaris* (Hisinger) и другие.

Зона extenuatus: *Dimorphograptus* (*Metadimorphograptus*) *extenuatus* Elles et Wood, *Diplograptus modestus sibiricus* Obut, *Cystograptus tumidicaulus* (Hsü), *Hedrograptus normalis* (Lapworth) и другие.

Зона cyphus: *Coronograptus cyphus* (Lapworth), *Paraclimacograptus innotatus* (Nicholson), *Orthograptus mutabilis* (Elles et Wood) и другие.

Зона triangulatus: *Demirastrites triangulatus* (Harkness), *Demirastrites pectinatus* (Richter), *Lagarograptus inexpeditus* Obut et Sobolevskaya, *Petalograptus ovatoelongatus* (Kurck), *Orthograptus insectiformis* (Nicholson), *Pernerograptus praecursor* (Elles et Wood), *Rastrites hybridus* Lapworth, *Coronograptus gregarius* (Lapworth) и другие.

Зона cometa: *Cephalograptus cometa extrema* Bouček et Příbyl, *Demirastrites denticulatus* (Törnquist), *Rastrites longispinus* Perner и другие.

На основе выделенных граптолитовых зон силурийский разрез у с.Усть-Чагырка (Р-783) в полном объеме четко коррелируется со свитой Вторых Утесов, стратотип которой расположен в 30 км южнее у пос.Чинеты на левом берегу р.Ини [16].

Важной особенностью описанного разреза является единая последовательность смены нескольких комплексов органических остатков, характерных для среднего и верхнего ордовика. Этим подтверждаются представления некоторых исследователей, об отсутствии перерывов и несогласий между отдельными свитами среднего-верхнего ордовика северозападной

части Горного Алтая [15 и др.]. Кажущиеся различия в характере складчатости связаны с ее дисгармоничностью.

Тонкотерригенный характер осадков, обломочный материал которых представлен, главным образом, кремнистыми породами, единая последовательность напластований, отсутствие в разрезе стратиграфических перерывов, небольшие скорости осадконакопления (в пределах десятков метров за миллион лет для ордовика и первых метров за млн. лет для нижнего силура) позволяют говорить об относительно спокойной тектонической обстановке на этой территории в среднем-позднем ордовике и раннем силуре и относительной удаленности областей сноса.

В юго-западном направлении в районе д.Бугрышиха, мощность одновозрастных отложений ордовика, судя по материалам Г.В.Пасечного, Г.И.Вишук и др. (1962 г.), подтвержденным нашими наблюдениями, увеличивается в 5-7 раз. В разрезе бугрышихинской свиты появляются грубообломочные породы. Это, на наш взгляд, связано с более интенсивным прогибанием этой территории вблизи Теректинского поднятия, возможно, бывшего в это время областью сноса.

В заключение следует отметить, что район с.Усть-Чагырка является узловым участком для разработки стратиграфий не только Чарышско-Инской зоны, а и всего Горного Алтая, так как в нем имеется наиболее полный непрерывный разрез хорошо палеонтологически охарактеризованных ордовикских и самых низов силурийских отложений. Четкие зональные граптолитовые комплексы позволяют однозначно коррелировать этот разрез с одновозрастной частью международной стратиграфической шкалы.

Авторы благодарят всех исследователей, участвовавших в совместных полевых работах и предоставивших свои данные по геологическому строению изученного района и определениям органических остатков.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Аверьянов Б.Н.** Граптолиты с Рудного Алтая.—Изв.Всесоюз. геол.-развед. объединения, 1932, т.51, вып.8, с.147-152.

2. **Гинцингер А.Б.** К стратиграфии ордовика Ануйско-Чуйского и Чарышско-Инского синклинориев Горного Алтая.—В кн.: Материалы по региональной геологии Сибири. М., 1962, с.134-150.

3. **Гинцингер А.Б.** Корреляционная стратиграфическая схема ордовика Алтая, Салаира и Горной Шории.—В кн.: Материалы по стратиграфии Саяно-Алтайской складчатой области. Новосибирск, 1964, с.94-107.

4. **Гинцингер А.Б., Сенников В.М.** Ордовик Алтае-Саянской области.— В кн.: Стратиграфия палеозоя Средней Сибири. Новосибирск: Наука, 1967, с. 74-86.

5. **Ёлкин Е.А., Желтоногова В.А.** Древнейшие дехенеллиды (трилобиты) и стратиграфия силура Горного Алтая.—Новосибирск: Наука, 1974.—90 с.

6. **Ёлкин Е.А., Обут А.М., Сенников Н.В.** О границе ордовика и силура в Горном Алтае.—В кн.: Пограничные слои ордовика и силура Алтае-Саянской области и Тянь-Шаня. М.: Наука, 1978, с.5-14.

7. **Заславская Н.М., Обут А.М., Сенников Н.В.** Хитинозои в ордовикских и силурийских отложениях Горного Алтая.—В кн.: Фауна и биостратиграфия верхнего ордовика и силура Алтае-Саянской области. М.: Наука, 1978, с.42-56.

8. **Ивановский А.Б., Кульков Н.П.** Ругозы, брахиоподы и стратиграфия силура Алтае-Саянской горной области.—М.: Наука, 1974.—80 с.

9. **Кульков Н.П.** Брахиоподы и стратиграфия силура Горного Алтая.— М.: Наука, 1967.—148 с.

10. **Левицкий Е.С.** Трилобиты среднего ордовика северо-запада Горного Алтая и их стратиграфическое значение. Автореф.дис.канд.геол.-мин.наук. М., 1963,—23 с.

11. **Москаленко Т.А.** Ашгиллские конодонты на Горном Алтае.—В кн.: Проблемы стратиграфии ордовика и силура Сибири. Новосибирск: Наука, 1977, с.74-83.

12. **Обут А.М., Сенников Н.В.** О зональной граптолитовой шкале ордовика на Горном Алтае.—В кн.: Новое в стратиграфии и палеонтологии нижнего палеозоя Средней Сибири. Новосибирск, 1978, с.131-141.

13. **Петрунииа З.Е., Севергина Л.Г.** К стратиграфии ордовика северо-запада Горного Алтая.—В кн.: Материалы по геологии Западной Сибири. Вып.63, Томск: Изд-во Томского ун-та, 1962, с.81-93.

14. **Севергина Л.Г.** Брахиоподы и стратиграфия верхнего ордовика Горного Алтая, Салаира и Горной Шории.— В кн.: Фауна и биостратиграфия верхнего ордовика и силура Алтае-Саянской области. М.: Наука, 1978, с.3-41.

15. **Сенников В.М.** История развития структур южной части Алтае-Саянской складчатой области в ордовике. Барнаул, 1977.—134 с.

16. **Сенников Н.В.** Граптолиты и стратиграфия нижнего силура Горного Алтая.—М.: Наука, 1976.—270 с.

17. **Сенников Н.В.** О находке граптолитов зоны *persculptus* на Горном Алтае.—В кн.: Новое в стратиграфии и палеонтологии нижнего палеозоя Средней Сибири. Новосибирск, 1978, с.141-144.

ГРАПТОЛИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ В ВЕРХНЕМ ОРДОВИКЕ И НИЖНЕМ СИЛУРЕ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Вопросом взаимоотношения ордовика и силура на Сибирской платформе занимались многие исследователи [7, 12-15, 22, 25-27], однако, до настоящего времени не выяснен объем стратиграфического перерыва между этими системами. Стратиграфический перерыв, относящийся к ордовику, устанавливался на основе определений комплексов различных фаунистических групп (кораллов, трилобитов, остракод, брахиопод, конодонтов и других) обычно в объеме ашгиллского яруса или его верхов [28]. Продолжительность этого перерыва в силуре обосновывалась исключительно на определениях возраста самых древних из найденных на Сибирской платформе силурийских граптолитов. Это объясняется тем, что среди морских палеобиоценозов в ранней половине лландовери на Сибирской платформе преобладали граптолиты. По данным О.И. Никифоровой [12-14] нижние горизонты лландовери мощностью 8-10 метров, имеющие двухчленное (в нижней части терригенные, в верхней — карбонатные) строение, обнажаются в нижнем течении р. Подкаменной Тунгуски. В них обнаружены брахиоподы: *Dalmanella neocrassa* Nikif., *Plectatrypa imbricata* Sow., остракоды *Euprimitia marginata* Abush., *Euprimitia limbata* Abush., *Cystomatochilina tiara* Непп., *Cystomatochilina permira* Abush.; трилобиты *Eophasops* ex gr. *quadrilineatus* Schm., *Pseudoproetus* sp.; граптолиты *Diplograptus modestus sibiricus* Obut, *Hedrograptus tungussensis* Obut [12, 14].

Граптолиты, изученные А.М. Обутом [16], были обнаружены О.И. Никифоровой в 1951 г. в обнажении № 105 на р. Подкаменной Тунгуске выше устья р. Столбовой напротив руч. Лиственичного [15]. Установив сибирский подвид английского вида граптолитов *Diplograptus modestus* Lapworth, А.М. Обут выделил одноименную местную граптолитовую зону в нижнем лландовери Сибирской платформы, равную по объему зоне *atavus* английской стратотипической шкалы [25]. В общей для территории СССР шкале силурийских граптолитовых зон рассматриваемая сибирская зона *modestus sibiricus* коррелируется с зоной *vesiculosus* [20].

Diplograptus modestus sibiricus Obut, в отличие от

других семи подвидов вида *Diplograptus modestus* Lapworth, имеющих широкие интервалы распространения, занимает узкое стратиграфическое положение не только на Сибирской платформе, но и в других близлежащих и удаленных регионах. Он известен в лландоверийских разрезах северной Англии (Howgill Fells, Spengill) из зоны *atavus* (равной по объему зоне *vesiculosus*) вместе с *Cystograptus vesiculosus* (Nicholson), *Atavograptus atavus* (Jones), *Dimorphograptus* (*Bulmanograptus*) *confertus* (Nicholson), *Rhaphidograptus toernquisti* (Elles et Wood), *Diplograptus modestus diminutus* Elles et Wood, *Hedrograptus miserabilis* (Elles et Wood), *Hedrograptus normalis* (Lapworth), *Hedrograptus medius* (Törnquist) [24, 33]. Встречен этот подвид и на Горном Алтае (район с.Усть-Чагырки) в зоне *extenuatus* (равной по объему зоне *vesiculosus*) в комплексе с *Dimorphograptus* (*Metadimorphograptus*) *extenuatus* Elles et Wood, *Cystograptus tumidicaulus* (Hsü), *Paraclimacograptus innotatus innotatus* (Nicholson), *Hedrograptus normalis* (Lapworth), *Hedrograptus rectangularis* (McCoy), *Pseudoclimacograptus* (*Metaclimacograptus*) *orientalis* Obut et Sobolevskaya, *Pseudoclimacograptus* (*Metaclimacograptus*) *hughesi* (Nicholson), *Monograptus* (s.l.) sp. [24].

В последние годы находки граптолитов зоны *modestus sibiricus* были сделаны в различных районах Сибирской платформы. В 1974 г. геолог Красноярского ТГУ МинГео РСФСР А.В.Санжара обнаружила на руч.Барочка, правом притоке р.Большой Лебяжьей (левый приток р.Подкаменная Тунгуска) в обнажении № 920 в серых, желтовато-серых известняках с брахиоподами и трилобитами граптолиты *Diplograptus modestus sibiricus* Obut, *Glyptograptus tamariscus* (Nicholson). В восточной части Сибирской платформы в 1977 г. геолог Якутского ТГУ МинГео РСФСР И.П.Попов в обнажении № 13361 на р.Левый Нижний Вилюйчан в светло-серых аргиллитах собрал граптолиты *Diplograptus modestus sibiricus* Obut, *Paraclimacograptus innotatus* (Nicholson). Известны находки граптолитов зоны *modestus sibiricus* в керновом материале из скважин, расположенных на территории Якутской АССР. В коллекции Л.В.Огиенко (ВостСибНИИГГиМС МинГео РСФСР), собранной в 1976-1977 гг. А.М.Обут определил: в скважине № 8052 (Далдыно-Алаkitский район), в светло- и темно-серых, иногда кремневых, тонкозернистых до

афонитовых, местами волнистослоистых известняках, в интервале глубин 92-135 м (образцы №№ 40,41) граптолиты *Diplograptus modestus sibiricus* Obut; В скважине № 244 (Мирнинский район), в серых и кремевых, песчанистых и афонитовых известняках, в интервале глубин 121-130,7 м (образец № 146) граптолиты *Glyptograptus* sp., *Rhaphidograptus* sp., а в интервале глубин 130.7-137 м этой же скважины № 244 (образец № 147) граптолиты *Diplograptus modestus sibiricus* Obut; а совместно с автором настоящей статьи из карьера Айхал: образцы 77 (слой 46)—*Diplograptus modestus sibiricus* Obut; 78 (слой 46)—*Diplograptus moyeroensis* Obut, *Diplograptus* sp.; 79 (слой 47)—*Diplograptus modestus sibiricus* Obut; 80 (слой 48)—*Diplograptus modestus sibiricus* Obut, *Cystograptus vesiculosus* (Nicholson).

Выше зоны *modestus sibiricus* на Сибирской платформе выделяется самая молодая раннелландоверийская зона *surphus*, распространенная в Норильском и близлежащих районах. А.М.Обут и Р.Ф.Соболевская [22] отмечали присутствие комплекса граптолитов зоны *surphus* в керновом материале скважин Н-1, Н-3, Н-27, Н-29, Н-30, Н-50, ИМ-22, ИМ-24, У-25 в районе г.Норильска в пачке черных аргиллитов мощностью от 4 м (скважина Н-27, интервал глубин 677-681 м) до 15 м (скважина ИМ-24, интервал глубин 330-345 м). Среди установленных здесь видов и подвидов граптолитов зоны *surphus* можно отметить: *Hedrograptus janischewskyi* Obut, *Pseudoclimacograptus* [*Metaclimacograptus*] *orientalis* Obut et Sobolevskaya, *Rhaphidograptus toernquisti* (Elles et Wood), *Dimorphograptus* (?) sp., *Diplograptus talnahensis* Obut et Sobolevskaya, *Diplograptus* sp., *Glyptograptus tamariscus tamariscus* (Nicholson), *Přibyllograptus incommodus* (Törnquist), *Přibyllograptus sandersoni* (Lapworth), *Pernerograptus praesursor* (Elles et Wood), *Pernerograptus ex gr. revolutus* (Kurck), *Lagarograptus inexpeditus* Obut et Sobolevskaya, *Coronograptus gregarius minusculus* Obut et Sobolevskaya, *Coronograptus gregarius arcuatus* Obut et Sobolevskaya [22]. В лландоверийских разрезах на р.Горбиачин выделяется комплекс граптолитов, относимый к зоне *surphus*. В составе этого комплекса, собранного в черных и темно-серых аргиллитах С.А.Князевым в 1975 г. (слои К-7543/20—К-7543/23) на левом берегу р.Горбиачин в 28 км от ее устья, определены граптолиты:

Hedrograptus ex gr. *miserabilis* (E`es et Wood), *Hedrograptus* sp., *Pseudoclimacograptus* (*Metaclimacograptus*) aff. *hughesi* (Nicholson), *Glyptograptus* aff. *tamariscus* (Nicholson), *Glyptograptus* sp. [21]. В 1976 г. С.И.Доронина (СНИИГГиМС МинГео РСФСР) обнаружила в керновом материале скважины ГОС-1 (Глубокоозерный район, вблизи г.Норильска) в черных аргиллитах граптолиты, среди которых удалось определить на глубине 280,9 м *Hedrograptus* ex gr. *rectangularis* (McCoy), *Pernerograptus* ex gr. *revolutus* (Kurck), *Prilylograptus* ex gr. *incommodus* (Törnquist), *Hedrograptus* sp., *Demirastrites* sp., а на глубине 282 м *Prilylograptus* ex gr. *incommodus* (Törnquist), *Hedrograptus* sp., *Glyptograptus* sp., *Diplograptus* (s.l.) sp. Верхний комплекс граптолитов, вследствие присутствия в нем характерного средне-ландоверийского рода *Demirastrites* Eisel, относится к низам среднего лландовери (зона *triangulatus*), а нижний (глубина 282 м), вероятно, к верхам нижнего лландовери (зона *surphus*). Надо отметить, что во всех разрезах на Сибирской платформе породы с комплексами граптолитов зоны *surphus* перекрываются породами с комплексами граптолитов зоны *triangulatus*, имеющими на рассматриваемой территории широкое распространение (Норильский район, реки Кулюмбэ, Горбиачин, Курейка, Мойеро, Моркока и другие).

До настоящего времени единодушно признавался для всей Сибирской платформы перерыв в осадконакоплении, приходящийся на две самые нижние лландоверийские граптолитовые зоны (*persculptus* и *acuminatus*). В 1975 г. И.П.Попов (Якутское ТГУ МинГео РСФСР) собрал коллекцию граптолитов на правом берегу верхнего течения р.Оленёк, при изучении которой удалось определить комплекс с *Akidograptus acuminatus* (Nicholson) и выделить на его основе одноименные слои, коррелирующиеся с зоной *acuminatus*. Первое местонахождение граптолитов (обнажение 13146/2) расположено на втором сверху вниз по течению правом притоке р.Оленёк ниже устья р.Нижняя Томба, на правом его борту, примерно в 25 км вверх по течению от его устья. Состав комплекса граптолитов из этого местонахождения следующий: *Akidograptus acuminatus* (Nicholson), *Akidograptus ascensus* Davies, *Cystograptus praepenna* Obut et Sobolevskaya, *Hedrograptus* sp., *Glyptograptus* sp. В левом борту (примерно в 30 км выше устья) первого левого сверху вниз по течению притоку р.Нижняя Томба, ниже устья р.Тэнкэ (обнажение 13111/5) во втором местонахождении были обнаружены граптолиты *Cystograptus*

praepenna Obut et Sobolevskaya, Hedrograptus ex gr. scalaris (Hisinger), Glyptograptus tamariscus (Nicholson) Третье местонахождение граптолитов (обнажение 14057) находится в левом борту р.Ньэппэрэндэ (правый приток р.Нижняя Томба) примерно в 45 км от ее устья. В нем определены: Cystograptus praepenna Obut et Sobolevskaya, Hedrograptus sp. Все граптолиты собраны в основаниях имеющих на этой территории силурийских разрезов из пачки мощностью по данным И.П.Попова до 10 метров известковистых сланцев, аргиллитов и глинистых известняков. Цвет пород изменяется от светло-серого до почти черного. Совместно с граптолитами встречаются наутилоидеи. Следует отметить, что вид Cystograptus praepenna Obut et Sobolevskaya, на основе определения которого второе и третье местонахождение граптолитов в правобережье р.Оленёк также отнесены к слоям с Akidograptus acuminatus (Nicholson), был выделен на колымском материале из зоны acuminatus, встречаясь в нескольких местонахождениях на Северо-Востоке СССР совместно с Akidograptus acuminatus (Nicholson), Akidograptus aff. acuminatus praecedens Münch, Dictyonema sp., Desmograptus borealis Obut et Sobolevskaya, Orthograptus sinitzini (Chaletzkaia), Hedrograptus mirnyensis Obut et Sobolevskaya, Hedrograptus transgrediens (Waern), Glyptograptus sp., Limpidograptus sp. [23].

Первую находку граптолитов в Туве сделал В.В.Волков (ВСЕГЕИ МинГео СССР), который в 1955 г. обнаружил на северном склоне западной части хребта Западный Танну-ола, в окрестностях г.Чадан в серых известняках с брахиоподами (2224а) Monograptus ex gr. priodon (Bronn). Определявший граптолиты А.М.Обут указал на их ранневенлокский возраст, зоны crispus, spiralis [1, 17], относимые по современным представлениям к позднему лландовери [24].

В 1963 г. на правом берегу р.Карги, ниже пос.Мугур-Аксы в верхах каргинской свиты Тувы в пачке 12 темно-серых массивных известняков мощностью 40 метров вместе с Karagemia aff. altaica Dz., Homotrypella aff. tumulosa Astr., Hesperortis sp., Glyptorthis sp., Leptaena antiquata Öpik, Plectatrypa sp., Stenoporeia cf. bowmani Salt., Stenoporeia aff. avus Holm, Calyptaulax cf. attawensis Okulitch, Encrinuroides tuvensis Z.Max., Tasmanoceras cf. zeehanense Teich. et Glen., Beloitoceras sp., Spiroceras cf. microbineatus Foerste Е.В.Владимирская обнаружила граптолит (образец 82), определенный А.М.Обутом как Ptilograptus

pennatus Obut et Rytzk. Пачка 12 вместе с пятью нижележащими и одной перекрывающей пачками относятся к верхнекаргинской подсвете и коррелируется по мшанкам, брахиоподам и трилобитам с верхним карадоком и, возможно, низами ашгилла [4]. *Ptilograptus pennatus* Obut et Rytzk был выделен на эстонском материале из горизонта Пиргу [18], равного зоне *complanatus* и низам зоны апсера ашгилла [8]. В последние годы [9] в горизонте Пиргу в Прибалтике в слоях с хитинозой *Conochitina taugourdeaui* Eisenack обнаружены граптолиты *Climacograptus supernus* Elles et Wood, являющиеся самым молодым зональным видом для ашгилла [19]. Принимая это во внимание, можно предположить, что пачка 12 в разрезе на правом борту р.Карги соответствует зоне *supernus* ашгилла, хотя не исключен и более древний позднекарадокский возраст, так как Н.М.Заславская при растворении пород из образца 82 обнаружила и определила карадокско-ашгиллские хитинозои *Conochitina micracantha* Eisenack, *Conochitina robusta* Eisenack, *Desmochitina minor ovulum* Eisenack.

В 1964 г. на левом берегу среднего течения р.Элегест в Туве В.Д.Чехович [3] собрала дендроидные граптолиты, изученные А.М.Обутом. Стратиграфически снизу вверх по разрезу они распределились следующим образом. В кызылчиринских слоях (песчаниковая толща): образцы 47—*Koremagraptus* sp.; 107—*Thallograptus* (?) sp.; в ангачийских слоях (алевролитовая толща): 130—*Thallograptus* sp., *Palaeodictyota* sp.; 130/1—*Thallograptus* sp.; 130/2—*Dictyonema* sp., *Palaeodictyota* sp.; 131—*Thallograptus* sp.; в акчалымских (арааргинских) слоях (карбонатная толща): 1085—*Thallograptus* sp.; 1087—*Thallograptus* sp.; 1094—*Thallograptus* sp., *Koremagraptus* aff. *onniensis* Bulman; 1096—*Thallograptus* sp.; 1097—*Koremagraptus* aff. *onniensis* Bulman; 1099—*Thallograptus* sp., *Rhadinograptus* sp., *Palaeodictyota* sp., *Acanthograptus* sp. В последних двух точках обнаружены сколекоднты *Polychaetaspis* sp. А.М.Обут пришел к выводу, что весь комплекс по облику форм похож на комплекс дендроидных граптолитов из горизонта Райккюла (лландовери) Эстонии. По табулятам, ругозам, строматопороидеям, брахиоподам, мшанкам, криноидеям, конодонтам Е.В.Владимирская отнесла кызылчиринские и ангачийские слои к лландовери, а акчалымские—к венлоку [2].

В 1970 г. Н.П.Кульков при изучении разреза чергакской свиты Тувы в правобережье р.Чадан в 6 км от г.Чадан собрал в терригенно-карбонатных породах снизу вверх стратиграфи-

чески определенные А.М.Обутом граптолиты: в обнажениях К-70101—*Streptograptus exiguus* (Nicholson), *Globosograptus* sp., *Oktavites* sp., *Diversograptus* sp.,; К-70102—*Monograptus tuvaensis* Obut, близкий к *Monograptus sedgwicki* (Portlock); К-7069—*Monograptus* sp.; К-7068—*Monograptus* sp.; К-7064—*Retiolites angustidens* Elles et Wood, *Monograptus* sp.; К-7062 (К-7075)—*Monograptus priodon* (Bronn). Возраст граптолитов был определен зонами *crispus* (обнажения К-70101, К-70102) и *spiralis* (обнажения К-7069, К-7068, К-7064, К-7062=К-7075) [5, 6]. Вместе с граптолитами при растворении пород А.М.Обут обнаружил хитинозои и сколекоднты, определенные как (обнажение К-7062=К-7075) *Conochitina edjelensis elongata* Taugourdeau et Jekhowsky и (обнажение К-7063) *Eisenackitina brevis* (Taugourdeau et Jekhowsky), *Conochitina praelagena* Obut, *Cyatochitina tuvaensis* Obut, *Nereidavus kulkovi* Obut.

В 1974 г. А.И.Науменко в Западном Саяне в бассейне р.Токмагаш в онинском горизонте, коррелирующемся по табулятам и брахиоподам с лландовери [10, 11], в обнажении 6107 в мелкозернистых полимиктовых серых песчаниках вместе с мшанками впервые обнаружил граптолиты, определенные автором настоящей статьи как *Koremagraptus onniensis* Bulman, *Koremagraptus* sp., *Palaeodictyota* sp. Род *Koremagraptus* Bulman имеет распространение с верхов среднего ордовика [31, 32] до низов нижнего девона [29]. Вид *K. onniensis* Bulman [30] отличается от ордовикских видов: *K.fibratus* Bulman [31] большим количеством ветвей в 10 мм (8-16 против 8-10) и меньшей их шириной (0,2-0,5 мм против 0,5-1 мм), а от *K. kozlowskii* Bulman [32] большей шириной ветвей (0,2-0,5 мм против 0,1-0,25 мм) и меньшей степенью дихотомии (4 на 10 мм ветви против 10). От силурийских и нижнедевонских видов *K.perexilis* Bouček, *K.delicatus* Bouček, *K.plexus* (Pošta), *K.pseudoplexus* Bouček, *K.decoratus* Bouček, *K.corniculatus* Bouček, *K.flexuosus* Bouček, *K.hanūši* Bouček, *K.kalfusi* Bouček, *K.spectabilis* Bouček, *K.tallograptoides* Bouček [29] и *K.bulmani* Sennikov [24] рассматриваемый вид *K.onniensis* Bulman отличается большим количеством ветвей в 10 мм (8-16 против 4-10 у всех перечисленных видов). Учитывая, что *K.onniensis* Bulman встречается в позднем лландовери Англии [30], среднем лландовери Горного Алтая [24] и определен со знаком *aff.* в венлоке Тувы [3], возраст комплексов граптолитов из Западного Саяна можно датировать поздней половиной лландовери—венлоком. Надо отметить, что

при растворении пород из этого местонахождения Н.М.Заславская обнаружила и определила комплекс хитиной в составе: *Eisenackitina brevis conica* (Taugourdeau et Jekhowsky), *Eisenackitina aff. bohémica* (Eisenack), *Conochitina aculeata* Taugourdeau, — свидетельствующий скорее о венлокском чем о лландоверийском возрасте вмещающих пород.

Т а б л и ц а

Система	Ярус	Слои с граптолитами	
		Силур	Лландоверий
Венлок	<i>Koremagraptus omniensis</i> Bulman <hr style="border-top: 1px dashed black;"/> <i>Retiolites angustidens</i> Elles et Wood <i>Monograptus priodon</i> (Bronn)		
Ордовик	Амгвилл		<i>Streptograptus exiguus</i> (Nicholson) <i>Monograptus tuvaensis</i> Obut
			<hr style="border-top: 1px dashed black;"/> <i>Ptilograptus pennatus</i> Obut et Rytzk

На таблице представлены имеющиеся в настоящее время комплексы граптолитов в верхнем ордовике и нижнем силуре Тувы и Западного Саяна. Из приведенных четырех комплексов граптолитов самыми представительными являются верхнелландоверийские комплексы с *Retiolites angustidens* Elles et Wood, *Monograptus priodon* (Bronn) и *Streptograptus exiguus* (Nicholson), *Monograptus tuvaensis* Obut. В их составе, наряду с местными эндемичными формами, имеются виды, встречающиеся в верхнелландоверийских сообществах

граптолитов на Горном Алтае [24], относимых к комплексам Тихоокеанской палеобиогеографической провинции.

Обобщая изложенный материал, можно сделать следующие выводы:

1. Осадконакопление на Сибирской платформе в силурийский период началось не со времени (зоны) *modestus sibiricus*, как это считалось ранее, а со времени (зоны) *acuminatus* [слои с *Akidograptus acuminatus* (Nicholson)]

2. Нижняя граница силура на Сибирской платформе является гетерохронной.

3. Трансгрессия силурийского моря на Сибирской платформе началась в северо-восточной ее части (бассейн р.Оленёк, зона *acuminatus*), охватила (зона *modestus sibiricus*) восточную (Далдыно-Алакитский и Мирнинский районы Якутской АССР) и западную (бассейн р.Подкаменная Тунгуска) ее части, повсеместно проявившись в конце раннего—начале среднего лландовери (Норильский район, бассейны рек Горбиачин и Кулюмбэ, Курейка, Мойеро, Моркока и другие; зоны *cyrphus* и *triangulatus, gregarius*).

4. Верхнеордовикско-нижнесилурийские граптолитовые комплексы Сибирской платформы, Тувы и Западного Саяна должны относиться к комплексам Тихоокеанской палеобиогеографической провинции.

5. Находки граптолитов в силуре Западного Саяна подтверждают предположение Н.П.Кулькова и А.М.Обута [6] о наличии прямых сообщений позднеордовикско-раннесилурийских морских бассейнов Горного Алтая, Западного Саяна, Тувы и Сибирской платформы.

В заключение автор благодарит А.В.Санжара, И.П.Попова, С.И.Доронину, А.И.Науменко, Л.В.Огиенко за переданные коллекции граптолитов, Н.М.Заславскую за определение обнаруженных при растворении пород хитинозой, Ю.И.Тесакова и Н.П.Кулькова за ряд ценных замечаний, а также профессора А.М.Обута, любезно позволившего воспользоваться материалами своих определений коллекций Л.В.Огиенко и просмотревшему рукопись статьи.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Владимирская Е.В.** Региональный стратиграфический очерк Тувы.— В кн.: Стратиграфия СССР. Силурийская система. М.: Недра, 1965, с.329-340.
2. **Владимирская Е.В.** Ордовик и силур Монголо-Тувинской биогеографической провинции (стратиграфия и палеогеография). Автореф. дисс. д-ра геол.-мин.наук.—Л., 1973.—43 с.
3. **Владимирская Е.В., Чехович В.Д.** Биостратиграфия силура Тувы (по материналам опорного разреза «Элегест»). Геол. и геофиз., 1969, № 4, с. 11-19.
4. **Владимирская Е.В., Чехович В.Д., Кривободрова А.В.** Пограничные отложения ордовикской и силурийской систем Алтае-Саянской складчатой области.—Записки Ленинградского ин-та, 1972, т.62, № 2, с.8-20.
5. **Кульков Н.П.** Некоторые гладкие Spiriferida из силура Тувы.— В кн.: Фауна и биостратиграфия верхнего ордовика и силура Алтае-Саянской области. М.: Наука, 1978, с.85-94.
6. **Кульков Н.П., Обут А.М.** Новые находки нижнесилурийских граптолитов и хитинозоа в Туве.—Докл. АН СССР, 1973, т.209, № 4, с.949-952.
7. **Марковский В.А., Розова А.В.** Литостратиграфия. Норильско-Игарский стратиграфический район.—В кн.: Стратиграфия ордовика Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1975, с.51-82.
8. **Мяниль Р.М.** История развития Балтийского бассейна в ордовике.—Таллин: Валгус, 1966.—199 с.
9. **Мяниль Р.М.** Распределение граптолоидей в карбонатных отложениях Прибалтики.—В кн.: Граптолиты и стратиграфия. Таллин, 1976, с.105-118.
10. **Науменко А.И.** К стратиграфии силурийских отложений юго-западной части Западного Саяна (бассейн р.Оны).—В кн.: Новые данные по геологии юга Красноярского края. Красноярск, 1964, с.122-129.
11. **Науменко А.И.** О выделении биостратиграфических горизонтов в силуре Западного Саяна.—Труды Томского гос. ун-та, 1966, т.184, с.91-93.
12. **Никифорова О.И.** Новые данные по стратиграфии и палеогеографии ордовика и силура Сибирской платформы.—Материалы ВСЕГЕИ. Нов.сер. вып. 7. М.: Госгеолтехиздат, 1955, с.50-106.
13. **Никифорова О.И.** Схема стратиграфии ордовика и силура Сибирской платформы.—В кн.: Полевой атлас ордовикской и силурийской фауны Сибирской платформы. М., Госгеолтехиздат, 1955, с.10-20. миа.—Презе, 1957.—294 р.
14. **Никифорова О.И.** Сибирская платформа. В кн.: Силурийская система. Стратиграфия СССР., М.: Недра, 1965, с.340-362.
15. **Никифорова О.И., Андреева О.Н.** Стратиграфия ордовика и силура Сибирской платформы и ее палеонтологическое обоснование.—Труды ВСЕГЕИ, Нов. сер., т.56, Л.: Гостоптехиздат, 1961.—290 с.
16. **Обут А.М.** Граптолиты.—В кн.: Полевой атлас ордовикской и силурийской фауны Сибирской платформы. М.: Госгеолтехиздат, 1955, с.136-140.
17. **Обут А.М.** Отдел «Гемихордовые».—В кн.: Основы палеонтологии Иглокожие, гемихордовые. М.: Недра, 1964, с.279-337.
18. **Обут А.М., Рыцк Ю.В.** Дендроидаи ордовика и силура Эстонской ССР.—Труды ин-та геологии АН Эст.ССР, 1958, т.111, с.125-141.
19. **Обут А.М., Сениников Н.В.** О зональной шкале ордовика СССР по граптолитам.—В кн.: Граптолиты и стратиграфия.—Таллин, 1976, с.128-134.
20. **Обут А.М., Сениников Н.В.** Граптолиты силура Чукотского полуострова.—В кн.: Стратиграфия и фауна ордовика и силура Чукотского полуострова. Новосибирск: Наука, 1977, с.103-145.

21. **Обут А.М., Сенников Н.В.** Граптолиты силура Сибирской платформы (лландовери бассейна рек Горбиачин и Кулюмбэ).—В кн.: Силур Сибирской платформы. Граптолиты и хитинозои. Новосибирск: Наука, 1979.

22. **Обут А.М., Соболевская Р.Ф., Меркурьева А.П.** Граптолиты лландовери в кернах буровых скважин Норильского района. М.: Наука, 1968, —136 с.

23. **Обут А.М., Соболевская Р.Ф., Николаев А.А.** Граптолиты и стратиграфия нижнего силура окраинных поднятий Колымского массива.—М.: Наука, 1967.—162 с.

24. **Сенников Н.В.** Граптолиты и стратиграфия нижнего силура Горного Алтая.—М.: Наука, 1976,—270 с.

25. **Соколов Б.С.** Основные вопросы стратиграфии ордовикских и силурийских отложений Средней Сибири.—В кн.: Стратиграфия палеозоя Средней Сибири. Новосибирск: Наука, 1967, с.19-43.

26. **Тесаков Ю.И.** Верхний ордовик и силур Сибирской платформы.—В кн.: Стратиграфия палеозоя Средней Сибири. Новосибирск: Наука, 1967, с.53-67.

27. **Тесаков Ю.И.** О границе ордовика и силура в пределах Сибирской платформы.—В кн.: Новые данные по биостратиграфии нижнего палеозоя Сибирской платформы. М.: Наука, 1967, с.65-74.

28. **Тесаков Ю.И.** Общая характеристика и корреляция.—В кн.: Стратиграфия ордовика Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1975, с.21-50.

29. **Bouček V.** The Dendroid Graptolites of the Silurian of Bohemia.—Prez, 1957.— 294p.

30. **Bulman O.M.B.** Koremagraptus, a new Dendroid graptolite.—Ann. Mag. Nat. Hist., London, 1927, v.9, № 19, pp.344-347.

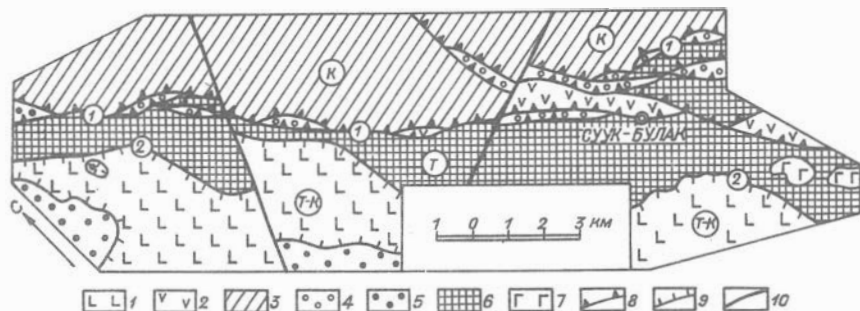
31. **Bulman O.M.B.** Über Koremagraptus fibratus sp. nov. (grapt., Dendr.).—Senckenb., 1927, bd.9, H.I, s.38-40.

32. **Bulman O.M.B.** A monograph of the Caradoc (Balclatchie) graptolites from limestones in Laggan Burn, Ayrshire.—Palaeontogr. Soc., London, part. I, 1945, 42 p.

33. **Rickards R.B.** The Llandovery (Silurian) graptolites of Howgill Fells, Northern England.—Palaeontogr. Soc. London, 1970, 108 p.

СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЧАРСКОГО ОФИОЛИТОВОГО ПОЯСА

Чарский офиолитовый пояс входит в состав Зайсанской складчатой области и расположен в ее срединной части. Первоначально эта область рассматривалась как система горстов и грабенов [4], позднее было обосновано ее покровное строение [1], однако это представление было отвергнуто, и до 1974 года Чарская зона описывалась как сложно построенный антиклинорий [2, 3]. В последние годы на основе постретальных исследований в Чарском поясе выделены такие образования как серпентинитовый меланж [7], олистостромы [5], стали возрождаться представления о покровном строении этой области [6]. Работами вышеперечисленных авторов установлено, что Чарский офиолитовый пояс имеет сложное покровно-чешуйчатое строение.



Тектоническая схема северо-западной части Чарского офиолитового пояса
(Чарско-Суук-Булакский район)

1—андезит-базальтовая ассоциация; 2—метаднабазовая ассоциация; 3—грубогтерриренная флишеидная ассоциация; 4—олистострома первого типа; 5—олистострома второго типа; 6—ультрабазиты различных типов; 7—габбро; 8—продольные крутые надвиги (разломы первого типа); 9—пологие надвиги (разломы второго типа); 10—поперечные сбросо-сдвиги (разломы третьего типа). Цифрами и буквами на схеме обозначено: 1—Суук-Булакская зона надвигов, 2—граница Южного тектонического покрова. К—Каратасская зона, Т—Теренсайская зона, Т-К—Тиесско-Кызылчарская зона

В 1978 году авторы проводили структурные и литологические исследования в северо-западной части Чарского офиолитового пояса (Чарско-Суук-Булакский район). В результате этих работ была уточнена структура района, уточнены границы отдельных структурных элементов, соотношение их друг с другом и состав слагающих их пород. Выделены следующие литологические ассоциации: эффузивно-осадочная (андезит-базальтовая и метадиабазовая), груботерригенная, олистостромовая (двух типов), серпентинизированных ультрабазитов и серпентинитового меланжа. Составлена тектоническая схема района (рис. 1). Эффузивно-осадочная ассоциация слагает, в основном, южную (Тиесско-Кызылчарскую) зону и отдельные тектонические чешуи в средней (Теренсайской) зоне, груботерригенная литологическая ассоциация слагает северо-западную (Кара-тасскую) зону, олистостромовая ассоциация обнажается на поверхности в мелких тектонических чешуях в Тиесско-Кызылчарской и Теренсайской зонах, а ультраосновные породы развиты в Теренсайской зоне.

В Тиесско-Кызылчарской зоне Суук-Булакского района широко развиты породы эффузивно-осадочной ассоциации. По составу осадочных прослоев в вулканитах, структурным особенностям и степени метаморфизма эта группа пород подразделяется на два типа.

1. Андезитовые и базальтовые порфириды с прослоями кремнистых алевролитов, мелкозернистых песчаников, горизонтами и карманами туфов, слагающие выходы в южной части района. Макроскопически андезиты представляют собой массивные плотные породы серо-зеленого и зеленого цвета, базальты более темные с порфировыми выделениями лейст плагиоклаза, размеры которых составляют 0,3-0,5 см, но встречаются горизонты крупнопорфировых андезитов с лейстами плагиоклаза, достигающими 5-6 см.

2. Другой тип осадочно-вулканогенных образований представлен метадиабазами с прослоями кремнисто-яшмоидных пород. Эта ассоциация слагает небольшие, тектонически раздробленные и меланжированные тела севернее и северо-восточнее п.Суук-Булак (на схеме поле развития этих пород показано в виде одной тектонической пластины). Макроскопически диабазы—массивные афировые породы темно-зеленого цвета, эпизодически содержат кварц-карбонат-кальцитовые прожилки. Породы подверглись метаморфизму (фашия зеленых сланцев), что выразилось в широком развитии ассоциации эпидот+ актинолит+ хлорит+ кварц+ карбонат. Характерной особенностью пород

этого типа являются прослой красно-коричневых и темно-зеленых кремнисто-яшмоидных пород.

Каратасская зона Чарско-Суук-Булакского района сложена груботерригенной флишоидной ассоциацией намюрского возраста. Это мелкозернистые полимиктовые и кварцевые песчаники, глинистые сланцы, глинисто-кремнистые и кремнисто-углистые сланцы, конгломератовидные и брекчиевидные породы. Для намюрских отложений характерно наличие тел изометричной, реже—удлиненной линзообразной формы, сложенных разнообломочными брекчиями и конгломератобрекчиями. Эффузивы встречаются только в обломках брекчий, наряду с известняками (часто мраморизованными) и кремнистыми породами. В юго-восточной части Каратасской зоны в обломках конгломератобрекчий преобладают известняки, по направлению на северо-запад уменьшаются размеры обломков известняков, возрастают количество и размеры обломков разнообразных яшмоидов и кремнистых пород. Ассоциация датируется намюром по фауне: *Carorinella undata* Defr., *Magnifera subcarbonika* Leb., *Productus* cf. *concinimus* Sow., *Spirifer* cf. *trigonalis* Mart. (по данным Б.К.Кораблева, 1961 г. и др.); положение органических остатков в разрезе строго не установлено.

В Теренсайской и Тесско-Кызылчарской зонах широко развиты осадочные образования, слагающие тектоническую чешую различных размеров. Эти отложения представляют собой олистострому: грубообломочные отложения, в которых плавают экзотические глыбы—олистолиты различного состава. По литологии, возрасту олистолитов и содержанию собственно олистостромовых образований она подразделяется на два разных типа.

1. Первый тип представлен единой пачкой, сложенной олистостромой. Матриksom являются грубозернистые полимиктовые песчаники и гравелиты, в составе обломков преобладают различные силициты-яшмоиды, известняки, иногда кварц-серицитовые и углисто-карбонатные сланцы, совсем редко—андезитовые миндалекаменные порфириды с прослоями кремнистых яшмовидных пород. В известняковых олистолитах обнаружены комплексы фауны различного возраста, от кобленцкого яруса нижнего девона (по данным М.А.Ржонсницкой и Л.И.Каплун) до живетского яруса: *Columnoria disjucata* whiteaves, *Productus aretico* Hall., *Atrypa aspera* Schloth (по данным Б.К.Кораблева), ограничивающий нижний возрастной предел олистостромы этого типа нижним живетом.

2. Второй тип представлен переслаиванием пачек терриген-

ных пород (разнозернистых песчаников и алевролитов) и олистостромовых горизонтов, мощности которых колеблются от 50 до 100 м. Матрикс в олистостроме представлен терригенными породами: песчаниками, алевролитами, конгломератовидными и брекчиевидными породами. Олистолиды—черные и зеленовато-серые кремнистые породы, известняки. Здесь наблюдаются известняки трех типов: рифогенные, песчаные слоистые и массивные серого и темно-серого цвета, сильно мраморизованные. Не всегда четко доказывается экзотичность тел, сложенных рифогенными известняками. Известняковые олистолиды имеют наибольшие размеры (до 250-300 м), имеют несколько удлиненную линзообразную форму. На контактах олистолидов часто можно проследить шлейфы, сложенные осадочными брекчиями (обломки того же олистолида, сцементированные песчано-карбонатным или песчано-кремнистым материалом). В олистолитах, сложенных рифогенными известняками, обнаружена средне-верхневизейская фауна: *Fenestella* aff. *rudus* Ulr., *Fenestella* aff. *polyporata* Phillips, *Fenestella* sp., *Polypora* aff. *parvumensis* Nekk., *Reteporida* *quadratorpa* Nekk. и др. Следовательно, нижнее ограничение возраста олистостромы этого типа—верхний визе.

Ультраосновные породы в настоящее время полностью серпентинизированы и на территории изученного района представлены, в основном, зонами меланжа, распространены большей частью в Теренсайской зоне Чарско-Суук-Булакского района. По степени тектонической переработки и структурному положению среди серпентинитов выделяются следующие разновидности: блоки массивных и слаботрещиноватых серпентинитов, в различной степени будинированные серпентиниты и серпентинитовый меланж. Выходы массивных серпентинитов прослеживаются в 2 км севернее г.Чарска и занимают площадь приблизительно 2×3 км. Будинированные серпентиниты сложены будинами массивных серпентинитов неправильной, иногда овальной или шарообразной формы (в зависимости от степени тектонической переработки), заключенными в развальцованную серпентинитовую массу. Такие серпентиниты образуют зоны в серпентинитах массивного типа, особенно в краевых частях блоков, и прослеживаются в виде тел различной мощности в Тиесско-Кызылчарской зоне. Картирование их затруднено из-за неудовлетворительной обнаженности. С серпентинитовый меланж представляет собой мегабрекцию, сложенную экзотическими глыбами и обломками различных пород: габбро, различных вулканитов, яшмоидов, известняков, заключенных в серпентинитовые сланцы и милонитизированные серпентиниты.

Вдоль границы Южного тектонического покрова состав обломков в меланже определяется, в основном, составом ассоциирующихся с ним вулканогенно-осадочных образований. По северному краю меланжевой зоны в составе включений в меланже отмечается преобладание известняков и кремнистых пород.

В Суук-Булакской зоне надвигов прослеживается прерывистая полоса будинированных серпентинитов мощностью несколько метров, сложенная округлыми «булками» серпентинитов, закатанных в развальцованную серпентинитовую массу.

В восточной части района значительно возрастает количество габброидных включений в меланже. Габбро образует одиночные и групповые включения небольших размеров (максимум—первые сотни метров) в меланже, а также несколько «массивов», состоящих из большого количества габброидных тел, плавающих в серпентинитах и представляющих собой, видимо, раздробленные в процессе надвиговых движений пластообразные тела габбро.

Тектонические разломы в пределах исследуемого района разделяются на три системы по ориентировке, углам падения плоскости сместителя и возрасту.

Первая, самая древняя система, представлена густой сетью продольных надвигов, по которым вышеописанные литологические ассоциации приведены в соприкосновение. Азимуты простирания этой группы разломов совпадают с удлинением тектонических чешуй и с элементами сланцеватости пород. Надвиги падают на северо-восток, углы падения крутые, преимущественно $40-70^\circ$, достигают 80° . Среди крутых продольных надвигов выделяется самый крупный—Суук-Булакский. По этому надвигу груботерригенные намюрские породы надвинуты на серпентинитовый меланж и олистостромы обоих типов. Морфология этого надвига изучена слабо, однако прямолинейная форма его выхода на поверхность свидетельствует о крутых углах падения в приповерхностных частях.

Внутренняя структура тектонических чешуй довольно сложна, требует дальнейшего изучения, однако можно отметить более интенсивное рассланцевание пород на границах чешуй, наличие мелких до плейчатости складок, опрокидывание складок вблизи надвигов. Особенно хорошо это видно в Суук-Булакской надвиговой зоне у п.Суук-Булак. Такие общие черты отмечаются во всех комплексах пород за исключением намюрского. Намюрские породы дислоцированы меньше, складки асимметричны, с углами падения крыльев до $60-70^\circ$. Очень часто чешуи нарушены зонами интенсивного рассланцевания,

ориентированными согласно с простираением продольных надвигов. Видимо, таким образом выражаются на поверхности надвиговые дислокации с меньшими амплитудами.

Ко второй системе разломов можно отнести пологий надвиг, по которому осадочно-эффузивная андезит-базальтовая ассоциация (Южный тектонический покров) с серпентинитовым меланжем в основании перекрывает тектонические чешуи, сложенные ультрабазитами и олистостромой второго типа. В основании покрова отмечаются тектонические брекчии и милониты по эффузивам. О пологом залегании эффузивно-осадочного тектонического покрова на подстилающих отложениях свидетельствует извилистая форма его выхода на поверхность, небольшая мощность покрова. В северо-восточной его части, где мощность не превышает 100 м, наблюдается эрозионное окно, в котором обнажаются известняки, относящиеся, вероятно, к олистостроме 2-го типа.

Структура района осложняется многочисленными крутыми субширотными сбросо-сдвигами, объединяющимися в третью, самую молодую группу разломов. Самые крупные из них показаны на схеме.

Таким образом, уточнено сложное покровно-чешуйчатое строение северо-западной части Чарского офиолитового пояса. Намечена общая зональность района. В северо-западной части (Каратасская зона) обнажаются чешуи, сложенные грубообломочными терригенными породами; средняя часть (Теренсайская зона) сложена серпентинитовым меланжем, олистостромами и мелкими тектоническими чешуями метадиабазов с прослоями яшмоидов; юго-восточная часть района (Тиесско-Кызылчарская зона) сложена, в основном, андезитовыми и базальтовыми порфиритами с прослоями осадочных пород, представляющими собой тектонический покров, полого перекрывающий другие структурные единицы.

По структурно-литологическим признакам породы района расчленены на определенные литологические ассоциации. Выделены различные текстурные разновидности ультрабазитов и серпентинитовый меланж, два типа осадочно-вулканогенных ассоциаций, два типа олистостром. В олистостроме первого типа среди олистолитов присутствуют различные сланцы (кварцево-серицитовые и углисто-карбонатные) и вулканогенно-осадочные породы; нижний предел возраста олистостромы этого типа—нижний живет. В олистостроме второго типа в олистолитах наблюдаются преимущественно кремнистые породы и известняки, ее нижний возрастной предел ограничен средним визе.

Выделены три возрастные группы разломов: 1—крутые продольные надвиги (самые древние); 2—пологие надвиги; 3—поперечные сбросо-сдвиги (самые молодые). Этими разломами и обусловлено сложное покровно-чешуйчато-блоковое строение Чарской зоны.

Авторы считают, что ни одна из стратиграфических схем, существующих для данного района, не является удовлетворительной, так как все фаунистические комплексы, по которым ранее определялся возраст стратиграфических подразделений, приурочены к экзотическим телам (олистолитам).

ЛИТЕРАТУРА

1. **Елисеев Н.А.** Геологический очерк Калбы.—В кн.: Большой Алтай, т.2, М.: Изд-во АН СССР, 1936, с.117-176.
2. **Муратов М.В., Славин В.И.** Краткий геологический очерк Калбы.— М.: Изд-во АН СССР, вып.16, 1953.—84 с.
3. **Нехорошев В.П.** Тектоника Алтая.—Л.: Недра, 1966.—306 с.
4. **Обручев В.А.** К стратиграфии и геологии Калбинского хребта.— Горные и золоторудные известия, 1912, № 9.
5. **Полянский Н.В.** Нижнекаменноугольные олистоостромы центральной части Зайсанской складчатой системы.—Докл. АН СССР, т.241, № 3, 1978, с.674-677.
6. **Полянский Н.В., Добрецов Н.Л., Ермолов П.В., Кузубный В.С.** Структура и история развития Чарского офиолитового пояса.—Геол. и геофиз., 1979, № 5.
7. **Ротараш И.А., Гредюшко Е.А.** История формирования и строение серпентинитового меланжа Зайсанской складчатой области.—Геотектоника 1974, № 4, с.73-79.

О БАЙКАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ В ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО САЯНА

По представлениям Н.С.Шатского в результате байкальской складчатости в конце докембрия—начале кембрия сформировался фундамент древней Сибирской платформы. В состав его вошли древние массивы, а также разделявшие и окружавшие их более молодые докембрийские складчатые сооружения «в Прибайкалье, Западном Забайкалье, в бассейнах Олекмы, верхнего течения Алдана, Учура и в восточной части Восточного Саяна и в Енисейском кряже» ([17], с.432). Мощные терригенные толщи, как, например, жербинская или ушаковская свиты, относившиеся к нижнему кембрию, считались продуктами размыва складчатых поднятий. В основании их допускалось несогласие.

В настоящее время доказан позднедокембрийский (вендский) возраст этих отложений и установлены нормальные взаимоотношения их с подстилающими отложениями в Западном Прибайкалье, Северо-Байкальском и Патомском нагорьях [14, 15, 16]. Более того, развитые здесь прогибы стали считать перикратонными опусканиями периферических частей Сибирской платформы [7], непрерывно прогибавшимися в позднерифейское и вендское время. К области же развития байкальской складчатости многие исследователи стали относить более внутренние районы, протянувшиеся от Забайкалья, через Восточный Саян, включая Манский прогиб, до Енисейского кряжа [6, 11]. Но завершающую складчатость и орогенный магматизм Забайкальской части этой структуры не все исследователи связывают с байкальским этапом. Е.В.Павловский [8], В.Г.Беличенко, П.М.Хренов [3], Ю.П.Бутов и др. [4] обосновывают включение этой территории в состав ранних каледонид.

Манский прогиб расположен в той же геотектонической зоне, но он более легко доступен и, по-видимому, в настоящее время гораздо детальнее изучен. Поэтому заключение об истории развития этой структуры в позднем докембрии и раннем кембрии весьма интересно для суждения о рассматриваемой проблеме.

О тектонической природе Манского прогиба высказывались различные точки зрения. Одни исследователи считали, что с анастасинской свиты начал формироваться чехол Сибирской платформы в западной части Восточного Саяна [5, 10]. Другие

включали его в миогеосинклинальный прогиб, развитый к западу и юго-востоку от Сибирской платформы [9, 12]. Третьи, распространяя тектонический режим одной структурно-фациальной зоны на весь прогиб, выделяли его как самостоятельную структуру, наложенную на складчатые докембрийские образования [1, 2].

Появившиеся в последние годы данные дают возможность рассматривать историю развития Манского прогиба с иных позиций. Прежде всего обращает на себя внимание крупная положительная структура, в состав которой входят Канская и Арзыбейская глыбы и связанная с ними Солбинская структурно-фациальная зона. Здесь очень широко распространены пегматиты, амфиболиты, гнейсы и кристаллические сланцы нижне-протерозойской бирюсинской серии. Слабометаморфизованные разности в составе последней (за исключением диафторитов) практически не известны. Отложения вышележащей кувайской серии в своем большинстве находятся в стадии гораздо менее интенсивного зеленосланцевого метаморфизма. Это свидетельствует о весьма интенсивной докувайской перестройке, связанной с колоссальным проявлением эндогенной активности. В составе кувайской серии широким развитием пользуются вулканогенные породы, роль которых в пределах рассматриваемой структурно-фациальной зоны особенно велика. Это характеризует ее как длительно развивающееся активное поднятие, связанное с подводными каналами кувайского вулканизма.

Следующая существенная тектоническая перестройка в пределах рассматриваемой структурно-фациальной зоны произошла в предангалойское время. Залегание ангалойских отложений то на кувайских эффузивах, то прямо на бирюсинских кристаллических породах, свидетельствует о достаточно интенсивных блоковых подвижках. Отмеченные же местами угловые несогласия между ангалойскими и кувайскими образованиями позволяют говорить даже о некоторых наклонах и деформациях доангалойских блоков. Как уже отмечалось, метаморфизм кувайских толщ, в целом, несравнимо более слабый, чем бирюсинских, но наличие в них ряда существенных инъекционных зон свидетельствует о том, что и эта перестройка сопровождалась проявлениями эндогенной деятельности, обусловившей дальнейшую консолидацию Солбинской структуры и сопряженных с ней глыбовых поднятий. Таким образом, намечается некоторая общность пред- и посткувайских перестроек, но вторая из них резко уступает по интенсивности первой.

Вся структура в целом, в течение как кувайского, так и

ангалойского времени, представляла собой четко выраженное поднятие, в сторону которого выклинивается большая часть отложений рассматриваемого возраста.

Накопление мощной терригенной аркозово-кварцевой красноцветной толщи ангульской свиты, с конгломератами в основании, в Солбинской зоне в анastasьинское время свидетельствует о резкой интенсификации размыва кристаллических образований, вызванной активизацией движений отдельных блоков внутри глыбовых поднятий в преданastasьинское время. Но эти события, в отличие от предангалойских, здесь практически не сопровождалось проявлением гранитоидного магматизма, и были, по-видимому, близки предангалойским. Разрыв поднятых блоков сопровождался несколько более широкой трансгрессией, чем в ангалойское время.

Постепенная смена ангульских терригенных отложений темными известняками солбинской свиты свидетельствует о последующей стабилизации тектонического режима геосинклинальной структуры в унгутское время и денудацией рельефа в области питания.

В предлейбинское время, судя по проявлению красноцветных, существенно кварцевых осадков лейбинской свиты, перекрывающих солбинские карбонатные отложения, произошло возобновление блоковых подвижек, но и интенсивность этой активизации была по сравнению с преданastasьинской более слабой. Эта последняя вспышка тектонической активности сменилась относительно спокойным режимом, при котором накапливались либо пестроцветные мергелистые толщи нижнекрольской подсвиты и выезжелогской свиты, либо доломито-известняковые толщи в позднекрольское, синерское и шахматовское время.

Таким образом, для истории формирования рассмотренного геоантиклинального поднятия был характерен непрерывно возобновлявшийся орогенный режим. При этом наблюдается постепенное ослабление магматической и тектонической активности по мере поэтапной консолидации всей структуры от раннего докембрия по первую половину кембрия включительно. Отражением этой прогрессирующей консолидации была последовательная эволюция формационного состава отложений от вулканогенного через терригенный к карбонатному.

К западу и юго-западу от Солбинско-Канского геоантиклинального поднятия развивалась крупная отрицательная структура (Беретьская и Жержульская структурно-фациальные зоны).

В кувайское время наряду с активными вулканическими процессами шло интенсивное непрерывное накопление мощных толщ терригенно-карбонатных, сланцевых и карбонатных отложений, нормальная слоистая структура которых во многих местах была нарушена в результате подводноползневых дислокаций. Последнее свидетельствует об активном развитии рельефа дна, обусловленном блоковым строением всей этой территории. Источниками обломочного материала наряду с вулканическими постройками были более древние породы. Эти поднятия блоки-кордильеры, судя по направлениям тектур палеотранспорта, находились к западу и юго-западу от Жержульской зоны.

В Жержульской зоне выделяется относительно приподнятый блок, в пределах которого формировались в основном карбонатные отложения, преимущественно светлые микрофилитовые доломиты. Другая часть бассейна представляла собой относительно погруженный блок, в котором преобладали глинисто-алевритистые осадки с тонкой горизонтальной слоистостью. В Беретской зоне накапливалась мощная флишевая толща (беретская свита), представленная продуктами размыва магматических и метаморфических пород (беретский тип флиша) и вулканомиктовым материалом (жистыкский тип флиша). Мобильность седиментационного бассейна была наиболее четко выражена в начале ангалойского времени и обусловлена, вероятно, предангалойской активизацией, связанной с завершением кувайского вулканизма.

Преданастасьинская активизация блоковых движений обусловила, с одной стороны, локальные размывы (Беспальский-Ангалойский блок), а с другой стороны, привела к дальнейшему росту цепи островных структур Беретской зоны. Это способствовало распространению в анастасьинское время турбидитов на значительную часть Жержульской зоны (граувакки жистыкской свиты), т.е. в целом, начиная с кувайского времени, продолжался устойчивый непрерывный процесс осадконакопления. Источниками сноса в основном оставались внутренние структуры Беретской и Жержульской зоны. К концу анастасьинского этапа намечается ослабление тектонических движений, уменьшение количества поступающего обломочного материала и постепенная смена терригенных пород карбонатными.

Наиболее отчетливо общая стабилизация отражается в отложениях унгутского горизонта, для которого в Жержульской зоне характерно распространение биогермных водоросле-

вых известняков и массивных светлых доломитов. Но несмотря на условия мелководного карбонатакопления, большие мощности унгутского горизонта указывают на геосинклинальный характер всей Жержульской зоны. Блоковые подвижки внутри геосинклинального поднятия Канской и Арзыбейской глыб в преджерзульское время практически не отразились на осадках Жержульской зоны, так как здесь, в основании жержульского горизонта, встречаются лишь единичные маломощные слои кварцевых песчаников среди доломитов и пестроцветов, которые накапливались на протяжении жержульского и синерского времени.

Таким образом, в западной части Манского прогиба наблюдается непрерывный вертикальный ряд от вулканогенных толщ, через флишевые образования к карбонатным мелководным отложениям, т.е. режим структуры постепенно меняется от типично эвгеосинклинального к миогеосинклинальному.

Итак, в пределах Манского прогиба в позднем докембрии—первой половине кембрия отчетливо выделяется три основные структурно-фациальные зоны—центральная геосинклиналь и обрамлявшие ее геоантиклинальные поднятия. Каждая из них отличалась ярко выраженной индивидуальностью. Геосинклиналь в течение, по крайней мере, позднего рифея, венда, раннего и среднего кембрия погружалась, являясь областью непрерывного осадкообразования. Солбинско-Канская геоантиклиналь, во всяком случае на ранних этапах развития, была ареной интенсивного проявления гранитоидного магматизма и метаморфизма, в результате чего отложения каждого этапа здесь имеют резко различный облик, а наиболее древние из них внешне напоминают фундамент древней Сибирской платформы. В то же время дифференциальные блоковые движения большой амплитуды, сопровождавшиеся интенсивным размывом и накоплением даже в конце кембрия геосинклинальных (по мощностям) толщ, заставляют считать эту структуру краевым поднятием Саяно-Алтайской складчатой области, отделявшим последнюю от перикратонных прогибов платформы [13]. Поднятия в пределах Беретьской зоны представляли собой сравнительно узкие блоки-кордильеры, интенсивно поднимавшиеся и размывавшиеся в течение сравнительно кратких промежутков времени. Они, в общем, были сложены отложениями, близкими тем, которые известны в Жержульском геосинклинальном прогибе. Данные о возрасте в связи с проявленным здесь местами метаморфизмом не вполне определены

Вместе с тем, сравнение рассмотренных структурно-фаци-

альных зон свидетельствует об определенной общности в их развитии. Оно выражено в общности эволюции формационного профиля от кувайских вулканитов, через анастасьинские терригенные образования к унгутским и жержульским карбонатным отложениям. Несмотря на принципиальное различие в интенсивности тектонических перестроек в геосинклинали и геоантиклиналях число их и время проявления остаются общими для всего региона. Общей является и тенденция к уменьшению их активности. Отсюда напрашивается вывод о принадлежности рассмотренных сопряженных прогибов и поднятий к единой геосинклинальной системе. В течение позднего рифея, венда и кембрия в ней накопилась мощнейшая, однообразно построенная толща отложений, которая за этот интервал времени в общем не испытала каких-либо существенных деформаций. Нет оснований говорить ни об общей инверсии структуры, ни, тем более, о завершающей складчатости в общепринятом понимании. Особенно очевидно это по отношению к байкальской складчатости, которая наиболее ярко должна была проявиться перед вендом и кембрием. Оба эти рубежа, как было показано выше, ознаменовались резким затуханием всех видов тектонической активности.

Складчатая структура Манского прогиба совершенно определенно связана с раннекаледонской (салайрской) завершающей складчатостью, в которую эта специфическая структура была вовлечена вместе с обширными внутренними районами Саяно-Алтайской области и смежными районами Сибирской платформы. Завершающий характер этой тектонической перестройки подчеркивает, с одной стороны, внедрение орогенных гранитов [18], а с другой—заложение типичного для данного этапа Баджейского краевого прогиба, выполненного типичной молассой позднекембрийско-ордовикского возраста.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Абрамов А.В.** Западная часть Восточного Саяна в докембрии: Автореф.дис. канд.геол.-мин.наук. Томск, 1974.—23 с.
2. **Беззубцев В.В.** Складчато-глыбовые структуры обрамления Сибирской платформы (на примере Манского прогиба).—В кн.: Проблемы геологии древних платформ. Вып.1.—Красноярск: Кн.изд-во, 1973, с.143-147.
3. **Беличенко В.Г., Хренов П.М.** О байкальских каледонидах.—Изв. АН СССР. Сер.геол. 1965, № 11, с.72-85.
4. **Бутов Ю.П., Занвилевич А.Н., Литвиновский Б.А.** Проблема байкалид в свете новых данных по стратиграфии и магматизму центральной части Байкальской горной области.—Геотектоника, 1974, № 2, с.60-71.

5. **Зайцев Н.С.** Особенности тектонического строения Саяно-Алтайской складчатой области.—В кн.: Складчатые области Евразии.—М.: Наука, 1964, с.173-185.

6. **Клитин К.А., Павлова Т.Г., Постельников Е.С.** Байкалиды Юго-Востока Сибири.—М.: Наука, 1970.—143 с.

7. **Косыгин Ю.А., Лучицкий И.В.** Структуры ограничений древних платформ.—Геол.и геофиз., 1961, № 10, с.42-49.

8. **Павловский Е.В.** Тектоника Саяно-Байкальского нагорья.—Изв. АН СССР. Сер.геол., 1956, № 10, с.3-12.

9. **Семихатов М.А., Хоментовский В.В.** Геологические предпосылки бокситоносности отложений вендского комплекса Манского синклинория (Восточный Саян).—Бюлл.МОИП. Отд.геол., 1964, т.XXXIX, вып.3, с.41-56.

10. **Смирнов А.Д., Недумов И.В., Булдаков В.В.** Рифейские структуры Восточного Саяна и положение в них пегматитовых полей.—М.: Изд-во АН СССР, 1963.—154 с.

11. **Тектоническая карта Евразии.** Масштаб 1:5 000 000. Ред. А.Л.Яншин.—М., 1966.

12. **Хоментовский В.В.** Формации структурно-фациальных зон Юго-Западной Сибири и связь с ними полезных ископаемых.—В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т.3, М.: Изд-во АН СССР, 1960, с.7-87.

13. **Хоментовский В.В.** Венд.-Новосибирск: Наука, 1976,—272 с.

14. **Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якшин М.С.** Корреляция отложений позднего докембрия внешнего пояса Байкало-Патомской складчатой области.—Геол.и геофиз., 1968, № 1, с.3-12.

15. **Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якшин М.С., Бутаков Е.П.** Аналоги юдомского комплекса в Присяянье и внешнем поясе Байкало-Патомской складчатой области.—В кн.: Стратиграфия нижнего кембрия, верхнего докембрия юга Сибирской платформы.—М.: Наука, 1968, с.56-73.

16. **Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якшин М.С., Бутаков Е.П.** Опорные разрезы верхнего докембрия и нижнего кембрия Сибирской платформы.—М.: Наука, 1972.—356 с.

17. **Шатский Н.Е.** О тектонике Арктики.—Т.1.—М.: Изд-во АН СССР, 1963, с.426-444.

18. **Яшук В.И.** Магматизм Манского прогиба.—В кн.: Геологическое строение Манского прогиба и его положение в Саяно-Алтайских «байкалидах».—Новосибирск: Наука, 1978, с.149-173.

ХАРАКТЕРИСТИКА ЗОН ВЕРОЯТНЫХ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ ЕНИСЕЙ-ХАТАНГСКОГО ПРОГИБА

В геологической теории и практике все большее значение придается исследованию дизъюнктивных дислокаций как особой формы геологических структур земной коры [2]. Как известно, многие закономерности истории развития осадочного чехла нефтегазоносных бассейнов связаны с внутренней структурой и развитием подстилающих образований и, в частности, разрывных нарушений, без изучения которых не могут быть всесторонне решены вопросы формирования и распределения нефтяных и газовых месторождений в мезозойских отложениях.

В платформенных условиях (Западно-Сибирская, Туранская плиты) пликативные дислокации различного порядка, хорошо выраженные в осадочном комплексе пород, часто бывают приурочены к крупным разломам складчатого фундамента. Нередко развитие и формирование структурных элементов связаны с подвижными, мобильными зонами этого основания. Такие структуры могут быть весьма благоприятными ловушками на всех этапах геологического развития осадочного нефтегазоносного бассейна и для нефтяников представляют повышенный интерес. В частности, в пределах Енисей-Хатангского прогиба немаловажно выявление возможной связи разрывных нарушений доюрского комплекса пород с пликативными дислокациями юрско-меловых отложений. Влияют ли разломы не только на распределение структур различного ранга, но и залежей углеводородов?

Таким образом, анализ разрывных нарушений, методические приемы их выделения имеют немаловажное значение для решения ряда практически важных вопросов нефтяной геологии.

Для обоснования основной схемы разломов доюрского комплекса пород Енисей-Хатангского прогиба составлен ряд промежуточных схем, отражающих поведение зон вероятных разрывных нарушений, часть из которых впоследствии была классифицирована как разломы. Выделение этих зон в платформенных условиях представляет определенную сложность, и путем непосредственного наблюдения они не устанавливаются, поэтому не представляется возможным привлечь такие при-

наки разломов, как зоны дробления, смятия, наличие в приразломных полосах изменения состава фаций и формаций, выклинивание или резкие колебания мощности отложений и т.д. В таких условиях для анализа этих зон привлекаются, в основном, данные геофизических, морфометрических исследований, результаты обработки материалов, полученных дистанционными методами и др. На результатах обработки этих материалов и остановимся несколько подробнее.

Материалом для выделения и систематизации зон разрывных нарушений Енисей-Хатангского прогиба послужили: схема районирования гравитационного поля с элементами магнитного поля [5], структурные карты, схемы, геолого-геофизические разрезы (данные сейсморазведки МОВ, разведочного и параметрического бурения Таймырской геофизической экспедиции, Нижне-Енисейской нефтеразведочной экспедиции треста «Красноярскнефтегазразведка» и др.), результаты проведенного автором морфометрического анализа рельефа по методике А.В.Орловой [4].

Для выделения, трассирования и характеристики разломов, особенно на платформенных территориях, наиболее часто употребляются следующие признаки: 1) зоны высоких градиентов (ступени); 2) крутые и резкие ограничения аномалий, торцовые сочленения неодинаково ориентированных аномалий, пересечение аномалий различных простираций; 3) цепочки узколинейных положительных или отрицательных аномалий, смещение линейно-вытянутых аномалий в плане, изгибы изоаномалий.

Перечисленные признаки были использованы при выделении разломов в доюрском комплексе пород. Степень достоверности повышалась в том случае, когда выделение можно было провести по сочетанию двух или более перечисленных признаков. Для повышения степени объективности выделения разрывных нарушений и выявления наиболее контрастных градиентов зон гравитационных аномалий с последующей их систематизацией разработана методика районирования геофизических полей.

Изучение гравитационных и магнитных аномалий проводилось в следующем порядке:

а) выделялись региональные направления отрицательных, положительных значе \bar{u} ий гравитационных и магнитных аномалий;

б) рассчитывался коэффициент интенсивности градиента зоны Δq (это область сочленения положительных и отрица-

тельных аномалий Δq) по формуле: $\lambda = \Sigma l n'$ где l — длина зоны, n — количество пересекаемых границ положительной и отрицательной аномалий (дифференцированность аномалий). Причем суммирование ограничивалось границами положительной аномалии Δq ;

в) выделялись области планового совпадения аномалий ΔT с зоной повышенной интенсивности градиента Δq (коэффициента λ);

г) рассчитывалась сложность «узлов» сочленения зон интенсивности градиента Δq (характеризующихся различной величиной коэффициента λ) и аномалий ΔT (приведенных к одной площади) по формуле: $C = \Sigma n dij'$ где n — количество разноориентированных направлений, dij — нормированный коэффициент. Нормировка признака осуществлялась с помощью линейного преобразования (I).

Сложность «узлов» сочленения (C) служила одним из критериев для выделения в пространстве и последующей систематики разломов.

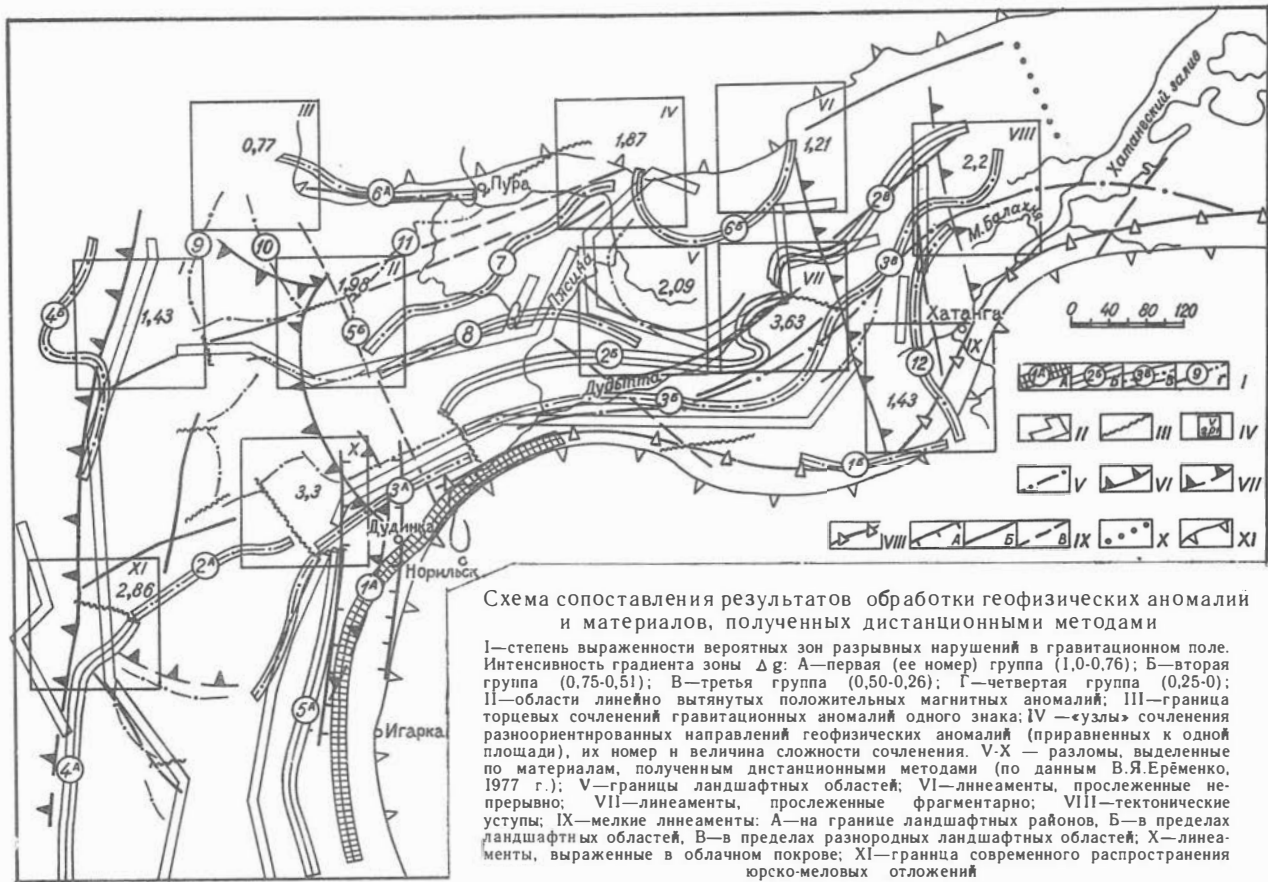
На исследуемой территории выделено четыре группы градиентных зон гравитационных аномалий (рис., табл.). Первая, относительно четвертой, характеризуется более протяженными, дифференцированными положительными и отрицательными аномалиями Δq . Помимо этого, на схеме показаны торцевые сочленения аномалий Δq одного знака.

Вышеназванные группы совместно с магнитными аномалиями образуют линейно-вытянутые области с определенным региональным направлением (субширотным, субмеридиональным и т.д.), причем нередко они образуют довольно сложные «узлы» — сочленения различных направлений (величина «C» колеблется в широких пределах от 0,77 до 3,30 и более, рис. табл.).

Описываемые группы, характеризующиеся различными значениями коэффициента λ с учетом расположения магнитных аномалий и распределения величины «C», позволили выделить (рис. 1) 12 областей, которые сгруппированы в несколько типов зон (четыре типа), классифицируемых как вероятные разломы.

Для выявления характера выраженности в рельефе вероятных зон разрывных нарушений проведен морфометрический анализ современного рельефа.

Морфометрический анализ рельефа. При геоморфологическом картировании (особенно мелкомасштабном) и структурно-морфологическом анализе рассматриваются не единичные



Таблица

ХАРАКТЕРИСТИКА ЗОН ВЕРОЯТНЫХ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ
(ЕНИСЕЙ-ХАТАНГСКИЙ ПРОГИБ)

Типы зон вероятных разрывных нарушений	Геофизическая характеристика			Геоморфологическая характеристика	
	Интенсивность градиента аномалии Δg (λ)	Сложность торцовых "узлов" сочленений (С)	Плановое соотношение аномалий Δg и ΔT	Выраженность рельефа по данным морфометрии	дистанционных съемок
I	0,5I-1,0	2,86-3,63	Цепи линейно вытянутых аномалий Δg совпадают (часто на всем протяжении) с магнитными аномалиями	Преимущественно отчетливо выражены	Интерпретируются как тектонические уступы и, главным образом, непосредственно прослеженные линейные элементы
II	0,26-0,50	1,87-2,86	На отдельных участках отмечается совпадение аномалий Δg и ΔT	Преимущественно слабо выражены	Интерпретируются преимущественно как мелкие линейные элементы, прослеженные фрагментарно
III	0,00-0,25 реже	0,77-1,43	Чаще не выражены в магнитных аномалиях	Преимущественно не выражены, отдельные слабо выражены	-
IV	0,026-0,5				

формы рельефа. а их площадная совокупность. Выявление общих закономерностей в их расположении, с одной стороны, геоморфологических аномалий—с другой, позволяет установить морфоструктурные особенности рельефа изучаемого региона, так как специфика морфоскульптуры в большинстве случаев определяется содержанием морфоструктуры [3]. При решении подобных задач, в частности, для выявления характера выраженности в рельефе вероятных зон разрывных нарушений, проведен морфологический анализ топографической карты по методу, изложенному в работе А.В.Орловой [4]. Во внимание принимались не все высотные отметки, а лишь те из них, которые характеризовали водоразделы или понижения и выровненные участки. Высотные отметки склонов или долин рек не учитывались, так как высота этих участков определяется не только происшедшими когда-то блоковыми движениями, но и наложившейся на них эрозией.

В результате морфометрического анализа топографической карты (анализировались карты 1:200 000, 1:500 000, 1:1 000 000 масштаба) была выявлена мозаичная картина размещения блоков (рис.1) различной амплитуды (100 м и меньше, 101-160 м, 161-220 м, 221-280 м, 281 м и более). На схему вынесена лишь группа блоков, наиболее полно отражающая их мозаичное распределение.

Далее, система блоков (границы которых отвечают вероятным зонам разрывных нарушений, выраженных в рельефе) сопоставлялась с результатами обработки гравитационных, магнитных аномалий. В результате сопоставления различные зоны вероятных разрывных нарушений, прослеженных в доюрском комплексе пород, довольно четко разделились по характеру выраженности в рельефе на несколько категорий: отчетливо выраженные, удовлетворительно выраженные, невыраженные (табл.).

Таким образом, обобщение и детальный анализ геофизических исследований и данных морфометрии позволили получить новые интересные материалы. Изложенные выше результаты районирования физических полей, морфометрический анализ современного рельефа, в совокупности с уже известными геологическими материалами, могут лечь в основу составления схемы разрывных нарушений Енисей-Хатангского прогиба.

Автор благодарен за ценные советы при обсуждении ряда рассматриваемых в работе вопросов Л.К.Зяtkовой, Ю.Н.Каро-годину, Б.М.Чикову.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Бишаев А.А.** Метод нахождения целевой информативности признаков.— В кн.: Применение математических методов и ЭВМ для решения прогнозных задач нефтяной геологии. Новосибирск, 1973, с.55-56.
2. **Косыгин Ю.А.** Основы тектоники.—М.: Недра, 1974,—216 с.
3. **Можаев Б.Н.** Методы изучения новейшей тектоники и общий характер связи современного рельефа с погребенными структурами на северо-западе Русской платформы.—В кн.: Вопросы разведочной геофизики. Вып.5. М., 1966, с.51-61.
4. **Орлова А.В.** Палеомагматические построения и анализ блоковых структур. М.: Недра, 1968, 71 с.
5. **Тальвирский Д.Б.** Тектоника Енисей-Хатангской нефтегазоносной области и сопредельных территорий по геофизическим данным. М.: Недра, 1976. 168 с.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ДОЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ВОСТОКА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

В настоящее время установлено, что фундамент Западно-Сибирской плиты является гетерогенным и включает различные комплексы образований от докембрия до поздних герцинид. По степени метаморфизма и дислоцированности, по характеру проявления эффузивного и интрузивного магматизма вся совокупность доюрских образований подразделяется на два структурно-формационных комплекса. Нижний структурный комплекс, или складчатый фундамент сложен типично геосинклинальными формациями. Это глубоко метаморфизованные, сильно дислоцированные породы, прорванные интрузиями разного состава. Здесь широко развита сеть дизъюнктивных нарушений.

Во многих районах между складчатым фундаментом и мезозойско-кайнозойским платформенным чехлом залегает толща пород, получившая в литературе название промежуточного тектонического комплекса. Этот комплекс по характеру дислокаций и степени катагенеза отложений занимает промежуточное положение между складчатым фундаментом и платформенным чехлом. На ряде разведочных площадей осадочные породы комплекса по физическим свойствам приближаются либо к породам складчатого фундамента, либо к породам платформенного чехла. В таких случаях диагностика этих структурных этажей затруднительна.

Доюрские отложения Западно-Сибирской плиты изучаются разнообразными геофизическими методами, а также бурением. Однако скважин, вскрывших палеозой, еще сравнительно немного. Из сейсмических методов довольно ясную информацию о фундаменте дает только глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ), но эти исследования в данном районе проведены пока в незначительном объеме. Поэтому почти все имеющиеся тектонические схемы районирования доюрских отложений построены, главным образом, по материалам магнито- и гравиразведки. Но, к сожалению, эти схемы существенно отличаются друг от друга. По-видимому, это в значительной мере связано с недостаточной надежностью этих методов для изучения глубокозалегающих толщ, что уже отмечалось некоторыми исследователями [3, 6].

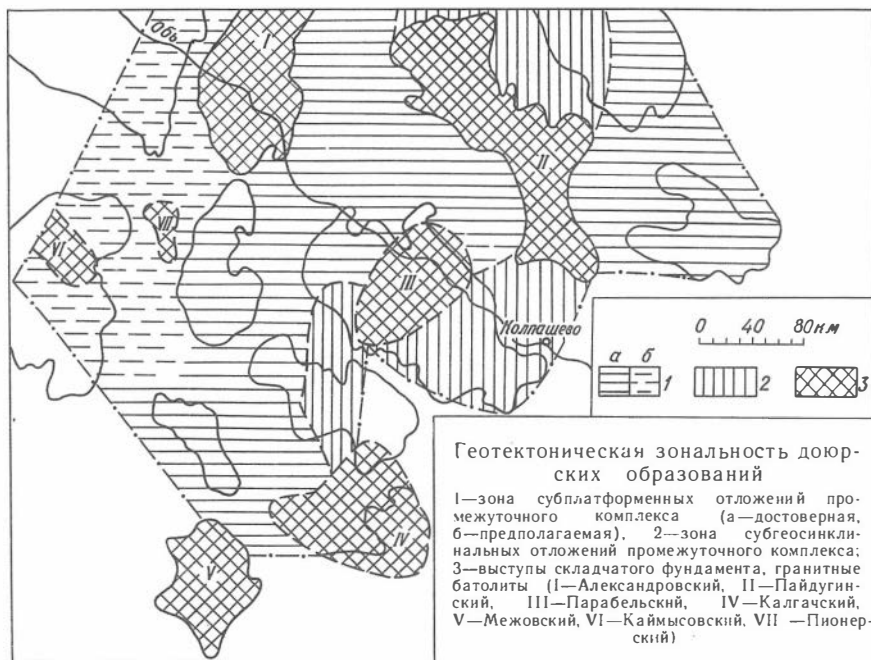
Коллективом исследователей под руководством А.А.Трофимука и В.С.Вышемирского проведена диагностика складчатого фундамента и промежуточного комплекса на основе литолого-геохимического изучения керна скважин [5]. За основу разграничения доюрских образований были взяты данные по характеру преобразованности пород.

Большую роль в тектоническом районировании доюрских образований может сыграть детальное изучение степени катагенеза рассеянного органического вещества (РОВ). Из сравнительного анализа различных угольных бассейнов, проведенного автором, в основном, на материалах В.С.Вышемирского [2], хорошо прослеживается зависимость степени катагенеза углей от тектонической обстановки района. Так, наименее углефицированное органическое вещество (ОВ) встречается в платформенных отложениях, формировавшихся в относительно спокойных тектонических обстановках. Однако в различных частях платформ ОВ углефицировано с различной интенсивностью. В наиболее стабильных частях платформ, отложения с умеренной мощностью осадков (первые сотни метров) слабо дислоцированы и РОВ преобразовано в большинстве случаев не выше стадии Б (Подмосковный, Канско-Ачинский угольные бассейны, запад Урало-Поволжья). В подвижных частях платформ, где и мощности толщ существенные (до 3000 м и более) и дислоцированность их значительная, катагенез РОВ достигает Д-Ж стадий (Западная Сибирь, Омолонская впадина, Волго-Уральская область и др.). А на максимальных глубинах осадочного чехла, даже до стадии К (Север Западной Сибири).

В тектонически активных областях, прошедших геосинклинальный этап развития, ОВ, как правило, сильно углефицировано, до стадий Т-А (Горловский угольный бассейн, Верхоянский, Алтайский, Туркестанский хребты, антиклинорий Большого Кавказа). Особенно наглядно прослеживается зависимость катагенеза ОВ от тектоники в пределах регионов, прошедших различные этапы развития от геосинклинальных до платформенных. Так, например, в Ленском угольном бассейне наименее преобразованные угли (стадия Б) находятся в пределах Вилюйской впадины. По мере приближения к Верхоянской складчатой области углефикация постепенно нарастает, и во внутренней части Приверхоянского прогиба ОВ преобразовано до стадии К, а на западной окраине Верхоянской складчатой области уже до стадии А. Подобная же особенность катагенеза ОВ отмечается и в других регионах.

Районы, занимающие в тектоническом отношении промежуточное положение между платформенными и геосинклинальными областями (краевые прогибы, межгорные впадины), имеют черты сходства как с теми, так и с другими. Поэтому здесь встречается почти весь спектр стадий катагенеза от Д до Т (Предуральский, Приверхоянский краевые прогибы, Кузбасс), а иногда даже до стадии А. Наименее преобразованное ОВ в пределах этих структур находится во внешних зонах, которые более близки к платформенным областям. Стадии катагенеза К-Т отмечаются главным образом во внутренних зонах структур, которые по степени дислоцированности, катагенезу РОВ более схожи с геосинклинальными областями

Изложенные материалы показывают, что по катагенетической преобразованности РОВ возможно разграничение осадочных отложений, формировавшихся в различных тектонических обстановках. Имеющиеся в нашем распоряжении такие данные позволили в значительной мере уточнить распространение отложений промежуточного комплекса на юго-востоке



Западно-Сибирской плиты. Изучение катагенеза РОВ доюрских отложений проведено нами на более обширном материале, чем у авторов более ранних работ [5]. Это дало возможность построить более аргументированную схематическую карту геотектонической зональности доюрских отложениях (рис. 1).

На территории исследования выделяется 7 выступов складчатого фундамента. Здесь РОВ преобразовано, как правило, до ПА-А стадий, реже—ниже. Такие стадии катагенеза отмечаются обычно в геосинклинальных областях. Осадочные породы сильно литифицированы, и плотность аргиллитов составляет 2,70-2,77 г/см³ (объемный вес). По этим параметрам выступы складчатого фундамента значительно отличаются от окружающих их толщ промежуточного комплекса, в которых РОВ углефицировано в пределах Г-Ж стадий, реже—до стадии К, а плотность глинистых пород не превышает 2,64 г/см³. Еще больший контраст наблюдается при сравнении выступов складчатого фундамента с платформенным чехлом. В отложениях последнего РОВ преобразовано в основном до Д-Г стадий, реже до Ж, а объемный вес аргиллитов не более 2,60 г/см³.

Выделение выступов складчатого фундамента на основании данных катагенеза РОВ и литификации вмещающих толщ согласуется и с материалами ГСЗ. На исследуемой нами территории профиль ГСЗ проведен только по р.Оби. По нашим данным здесь выделяется два выступа складчатого фундамента—Александровский и Парабельский. Оба выступа довольно отчетливо выражены и на профиле ГСЗ. Так, к востоку и западу от Александровского выступа проходят две параллельные зоны глубинных разломов, образующие в совокупности крупный меридионально вытянутый блок земной коры. По данным С.В.Крылова и других [4], этот блок резко отличается от соседних районов. На поверхности фундамента прослеживаются породы с высокой скоростью упругих волн (6,3-6,4 км/сек), а земная кора имеет мощность более 40, км, что на 4-8 км больше, чем на соседних участках. Ясно выражен также и Парабельский выступ в районе которого отмечается глубинный разлом. Между зонами глубинных разломов на профиле ГСЗ фиксируются образования с граничной скоростью 5,0 км/сек, какие характерны для отложений промежуточного комплекса. Это согласуется с нашей схемой распространения промежуточного комплекса.

Характерной особенностью выступов складчатого фундамента является наличие интрузий. В некоторых районах выступы сложены преимущественно магматическими породами.

Наиболее крупный массив гранитоидов батолитового типа приурочен к Межовскому своду. С запада массив примыкает к восточной зоне глубинного разлома, которая протягивается с севера Александровского мегавала и уходит, как считает С.В.Крылов [4], в область обнаженных структур Северного Казахстана.

Надежность диагностики границ выступов складчатого фундамента зависит от густоты расположения скважин и контрастности в степени катагенеза РОВ. Наиболее уверенно эти границы проводятся между рядом расположенными разведочными площадями, отложения которых резко различаются по степени катагенеза РОВ. Так, например, на Сомовской площади Калгачского выступа РОВ преобразовано до антрацитовой стадии и плотность аргиллитов составляет $2,77 \text{ г/см}^3$, а в 10 км западнее уже только до стадии Ж, и объемный вес равен $2,61 \text{ г/см}^3$. Подобные соотношения данных параметров отличаются и в других районах, где отложения промежуточного комплекса вскрыты поблизости от выступа фундамента.

Менее уверенно эти границы проводятся там, где катагенез РОВ изменяется по простирацию довольно плавно. В таких случаях привлекаются другие параметры, такие, как плотность аргиллитов, степень преобразованности минеральной части пород, наличие интрузий и др.

Большая часть образований палеозоя, выходящих на доюрскую поверхность, составляют отложения промежуточного комплекса (77%). В тектоническом отношении это сооружения переходного типа от платформенных к геосинклинальным и, видимо, отвечают структурам типа краевых прогибов и межгорных впадин. Подобно тому, как в краевых прогибах по мере приближения к складчатой области наблюдается переход от субплатформенных к субгеосинклинальным формациям, то и в промежуточном комплексе мы можем выделить подобные образования.

К субплатформенным мы относим отложения, РОВ которых преобразовано до Г-К стадий (чаще Ж), а объемный вес аргиллитов изменяется в интервале $2,50-2,64 \text{ г/см}^3$, в основном, не более $2,60 \text{ г/см}^3$. По данным параметрам эти отложения близки базальным толщам платформенного чехла, где РОВ углефицировано в пределах Д-Ж стадий, а плотность пород составляет $2,38-2,60 \text{ г/см}^3$. Близкие значения катагенеза РОВ отмечаются и в платформенных чехлах других областей и внешних зонах краевых прогибов, упоминавшихся выше. Все это дает нам основание считать отложения промежуточного

комплекса с катагенезом РОВ в пределах Г-К стадий субплатформенными. Среди отложений промежуточного комплекса они занимают около 80%.

К субгеосинклинальным мы относим отложения, претерпевшие существенные изменения, не менее интенсивные, чем это отмечается в пределах выступов складчатого фундамента. Для них наиболее характерны ОС-Т стадии катагенеза (за исключением района г.Колпашево), а объемный вес аргиллитов обычно не превышает 2,70 г/см³. По данным параметрам эти отложения более близки к образованиям складчатого фундамента и внутренним зонам краевых прогибов, чем к платформенным чехлам. В связи с этим, по-видимому, будет правильно считать эти отложения субгеосинклинальными.

В заключение следует отметить, что строение доюрских образований на рассматриваемой территории представляется в виде мощной толщи промежуточного комплекса, который местами прерывается выступлениями складчатого фундамента. Такая трактовка вопроса согласуется со схемой строения фундамента молодых плит, разработанной А.А.Арбатовым, М.С.Бурштаром и Л.Г.Кирюхиным с соавторами на материалах по Туранской и Скифской плитам. Они приходят к выводу, что «фундамент имеет гетерогенное строение и состоит из крупных изометричных блоков—срединных массивов или массивов ранней консолидации, разделенных узкими, линейно-вытянутыми системами и зонами палеозойской и раннемезозойской складчатости» (1, с.15).

ЛИТЕРАТУРА

1. Арбатов А.А., Бурштар М.С., Кирюхин Л.Г. и др. О принципах тектонического и нефтегеологического районирования молодых плит.—Нефтегазовая геология и геофизика, 1974, № 5, с.14-18.
2. Вышемирский В.С. Геологические условия метаморфизма углей и нефтей.—Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1963,—378 с.
3. Крылов С.В., Крылова А.Л. Данные глубинного сейсмического зондирования и гравитационные аномалии в Западной Сибири.—В кн.: Строение земной коры в Западной Сибири. Новосибирск, 1974, с.58-64.
4. Крылов С.В., Рудницкий А.Л., Суворов В.Д. Строение верхней части консолидированной коры на территории Западной Сибири.—Там же, с.16-24.
5. Проблема нефтеносности палеозоя на юго-востоке Западно-Сибирской плиты.—Новосибирск: Наука, 1976,—240 с.
6. Шрайбман В.И., Богданова С.В., Князев В.С. и др. Соотношение петрографического состава фундамента плит с геофизическими аномалиями и прогнозирование его на ЭВМ.—В кн.: Строение фундамента молодых платформ. М.: Наука, 1972, с.10-19.

ОРДОВИКСКО-ЭЙФЕЛЬСКИЕ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ ГОРНОГО АЛТАЯ

Ранее в северной части Горного Алтая был выделен [4] комплекс ниже-среднепалеозойских (лланвирн—эйфель) карбонатно-терригенных отложений, которые с определенной долей условности трактовались в качестве «платформенных». Под этим названием, с тем чтобы подчеркнуть особенности их вещественного состава и строения, они описываются и в настоящем изложении. Он залегает несогласно на отложениях горно-алтайской серии (Є₂₋₃?) и перекрыт с азимутальным несогласием осадочно-вулканогенными отложениями куротинской свиты живетского яруса. При дальнейших исследованиях в Чарыско-Инском синклинии, в нижней части указанного комплекса, были установлены палеонтологически охарактеризованные верхнетремадокские отложения. Это позволило уточнить положение его нижней границы [3 и др.*].

Одновозрастные отложения, формировавшиеся в восточной, южной, юго-западной и центральной частях Горного Алтая, выделяются в орогенный комплекс.

Далее приводится краткая характеристика формационного состава и структуры комплексов и рассматриваются их латеральные взаимоотношения.

«Платформенный» складчатый комплекс

В так называемый «платформенный» складчатый комплекс [4] объединены отложения ордовика, силура, нижнего девона и эйфеля Чарыско-Инской и Ануйской подзон Ануйско-Чуйской структурно-формационной зоны**. Он сложен карбонатно-терригенной формацией. Для всей серии осадков (а они формировались в мелководных морских условиях) характерна выдержанность литологического состава и мощности по площади.

В северной части Горного Алтая, в пределах распространения комплекса, мощность ордовикских отложений составляет от 700 до 1500-1700 м, силурийских—до 1500 м, нижнедевонских—350-450 м и эйфельских—1100-1200 м. Общая стратиграфическая мощность комплекса 4000-6000 м.

* См. статью Сенникова Н.В., Пузырева А.А., Русских В.Г. в настоящем сборнике.

** Здесь и далее названия структурно-формационных зон употребляются в понимании В.А.Кузнецова [8].

Близкие по составу карбонатно-терригенные отложения распространены и в прилегающих частях Западно-Сибирской плиты. На северо-западе Новосибирской области рядом скважин вскрыты слабо дислоцированные отложения верхнего силура и нижнего-среднего девона, предстывшие преимущественно карбонатными осадками [5]. На широкое распространение под мезозойско-кайнозойским чехлом Западно-Сибирской плиты ниже- и среднепалеозойских «квазиплатформенных комплексов» указывают в своих построениях М.Я.Рудкевич и З.А.Латыпова [10].

Орогенный комплекс

В остальной части Горного Алтая в ордовике-раннем девоне формировались морские и континентальные молассы, выполняющие обособленные прогибы и впадины.

В Бийско-Катунской структурно-формационной зоне среди орогенных образований соответствующего возраста наиболее широко распространены тремадокские отложения (камлакская, агайринская, ишпинская и чойская свиты) [3]. В современной структуре они выполняют отдельные грабены (Камлакский, Аносский и др.), имеют мощность 500-2000 м и представлены пестроцветными терригенными породами с прослоями светло-серых, серых, розовато-серых и лиловых известняков. На нескольких уровнях встречаются прослои мелко-среднегалечных конгломератов. По простирацию конгломераты замещаются гравелитами и песчаниками. В составе гальки—кварциты, порфириты, кристаллические сланцы, граниты, гнейсы, известняки.

Вулканогенные породы для разрезов не характерны. Однако в Аносском грабене в поле палеонтологически охарактеризованных тремадокских отложений залегают толщи вулканитов, мощностью около 400 м, представленных андезитовыми порфиритами и их туфами. Взаимоотношения с осадочными отложениями вследствие недостаточной обнаженности остались невыясненными.

Какой-либо закономерности в изменении состава на различных участках не отмечается. Фациальная изменчивость отложений отчетливо выражена не только по разным разрезам Бийско-Катунской зоны, но и в пределах отдельных структур, что хорошо видно на примере Камлакского грабена. Для терригенных пород характерна плохая сортировка обломков по размеру и степени окатанности.

Состав пород, характер их переслаивания, фациальная невыдержанность и большие мощности позволяют отнести описанные отложения к типу карбонатно-терригенных моласс.

В большинстве изученных участков тремадокские отложения по разломам граничат с вулканитами среднего кембрия, либо с более древними толщами. Лишь по левобережью р.Ишпа, в нижнем ее течении, тремадокская ишпинская свита с угловым несогласием перекрывает карбонатно-терригенные осадки тандошинской свиты среднего- верхнего кембрия [7].

Взаимоотношения с перекрывающими отложениями наблюдались в восточной части Бийско-Катунской зоны, где ишпинская свита несогласно и с конгломератами в основании перекрыта более молодыми ордовикскими отложениями в полном объеме системы, начиная с аренгского яруса. Последние также представляют собой карбонатно-терригенную молассу [11]. На Катунском антиклинории, в Аносском грабене и по р.Куба, известны пока недостаточно изученные терригенные и терригенно-вулканогенные молассоидные образования среднего и верхнего ордовика. Их взаимоотношения с тремадоком не ясны.

Тремадокские отложения обычно смяты в простые моноклинальные и реже—брахиформные складки, усложненные лишь в приразломных зонах. От подстилающих кембрийских образований они отделены угловым несогласием и отличаются от них типом складчатости и степенью метаморфизма.

В западной части Телецкой структурно-формационной зоны орогенные образования представлены еринатской свитой нижнего ордовика [2]. Она выполняет Еринатскую и Улоганскую наложенные мульды.

В Улоганской мульде, по наблюдениям автора, свита мощностью около 1500 м представлена серыми, зеленовато-серыми, лилово-серыми и лиловыми существенно кварцевыми песчаниками с кремнистым цементом и алевролитами. На нескольких уровнях встречаются прослои и линзы пестроцветных гравелитов и конгломератов. Галька обычно хорошо окатана и представлена кварцем, кварцитами и хлоритовыми сланцами. Отдельные слои по простиранию резко выклиниваются. Для пород характерна косая и волнистая слоистость.

В Еринатской мульде одноименная свита сложена зеленовато-серыми, серыми, лилово-серыми и красными песчаниками, алевролитами, сланцами и конгломератами мощностью около 4600 м. Состав пород преимущественно кварцевый. Завершается разрез толщей вулканогенных пород мощностью около 800 м,

представленных лиловыми, серовато-лиловыми андезитовыми и дацитовыми порфиритами и кварцевыми порфирами, серыми фельзитами и темно-зелеными диабазами с маломощными прослоями лиловых туфов среднего и смешанного состава.

Еринатская свита отнесена А.Б.Дергуновым [2] к моласовой формации. По его данным она залегает на вулканогенно-терригенных отложениях рифейско-среднекембрийского возраста. Однако А.Б.Дергунов не исключает, что с верхнекембрийскими песчано-сланцевыми отложениями флишоидной формации еринатская свита может быть связана постепенными переходами.

В Чарышско-Теректинской структурно-формационной зоне в составе орогенного комплекса средний ордовик, нижний силур и нижний девон. Среднеордовикские отложения (бирюксинская свита) слагают небольшие поля (Быструшинская синклиналь). Они представлены глинисто-алевролитовыми отложениями терригенной моласовой формации мощностью около 1500 м. Бирюксинская свита залегает трансгрессивно на флишоидных доордовикских отложениях [11].

Нижний силур выполняет отдельные грабены и впадины. Он залегает с угловым несогласием на флишоидных отложениях горноалтайской серии и представлен пестроцветной песчано-алевролитовой толщей мощностью до 650 м, местами косо-слоистой, с морской фауной лландоверийского и венлокского ярусов [11].

Нижедевонские моласовые отложения также слагают небольшие поля. В юго-восточной части Чарышско-Теректинской зоны они известны как уландрыкская свита, сложенная пестроцветными песчаниками, алевролитами, гравелитами и конгломератами. Ее мощность 500-1500 м. На отложениях горноалтайской серии уландрыкская свита залегает с резким угловым несогласием (В.В.Лишкевич и др., 1968 г.).

Аналогичные по составу груботерригенные отложения, условно относимые к нижнему девону, установлены в северо-западной части Чарышско-Теректинской структурно-формационной зоны (Б.Н.Орешкин и др., 1965 г.).

Как и силурийские, нижедевонские отложения Чарышско-Теректинской структурно-формационной зоны представляют собой терригенную моласовую формацию.

В пределах Онгудайского выступа нижедевонские отложения известны как каракудюрская свита. В современной структуре они слагают отдельные ограниченные разломами клинья. Свита, мощностью 1500-2500 м, представлена пестро-

цветными песчаниками, конгломератами, алевролитами, глинистыми и кремнистыми сланцами. Конгломераты наиболее характерны для нижних частей разреза. По простираанию они замещаются песчаниками и алевролитами.

Каракудюрская свита формировалась в прибрежно-морских и частью—континентальных условиях. На отложениях горно-алтайской серии она залегает с угловым несогласием и базальными конгломератами в основании.

Для нижнедевонских отложений Онгудайского выступа характерно моноклиналиное залегание с углами падения на крыльях 30-80°. В приразломных зонах структура осложнена складками более высокого порядка.

Вулканогенные образования нижнего-среднего девона известны в Бийско-Катунской и Чарышко-Теректинской структурно-формационных зонах, а также в пределах Онгудайского выступа.

На западном крыле Катунского антиклинория, на границе с Ануйско-Чуйской структурно-формационной зоной, эти отложения картировались как онгудайская свита. В бассейне р.Сараса В.Н.Коржнев [6] выделяет их в комарскую свиту. Ее разрез мощностью 2450 м, сложен базальтовыми, андезитовыми и диабазовыми порфиритами и их туфами, с прослоями риолитовых и дацитовых порфиритов и их туфов, горизонты известняков, песчаников. Породы основного состава наиболее характерны для нижних частей разреза. Вверх по разрезу увеличивается количество лав среднего состава и их туфов и уменьшается количество осадочных прослоев. В самых верхах разреза появляются вулканиты кислого состава.

Комарская свита с угловым и азимутальным несогласием залегает на кембрийских и докембрийских толщах и несогласно перекрыта конгломератами басаргинской свиты, которая по фауне сопоставляется с салаиркинским горизонтом Салаира. Аналогичные взаимоотношения с перекрывающими отложениями автор наблюдал западнее с.Шебалино.

В пределах Онгудайского выступа осадочно-вулканогенные отложения нижнего-среднего девона (онгудайская свита) имеют мощность около 2500 м, и представлены андезитовыми и диабазовыми порфиритами и их туфами. В небольших количествах встречаются прослои осадочных пород.

На отложениях каракудюрской свиты онгудайская залегает с угловым несогласием и так же несогласно перекрыта куртинской свитой живетского яруса [9].

В юго-восточной части Чарышко-Теректинской структурно-

формационной зоны, вблизи границы с Кадринско-Баратальским горст-антиклинорием аналогичные по составу и близкие по возрасту образования выделяются в талдудюргунскую свиту среднего девона (В.А.Зыбин, 1963 г.). Она образует небольшие по площади поля, имеет мощность около 700-1000 м и сложена андезитовыми, реже—плагиоклазовыми порфиридами и их туфами, туфоконгломератами и туфобрекчиями, песчаниками, алевролитами, конгломератами. На подстилающих отложениях талдудюргунская свита залегает с угловым несогласием и несогласно перекрыта аксайской свитой среднего девона.

Аналоги онгудайской свиты выделяются при картировании и в северо-западной части Чарышско-Теректинской структурно-формационной зоны.

Описанные вулканогенные образования относятся к андезитовой формации [9]. По структурному положению они обычно тяготеют к областям относительных поднятий, ближе к границам последних с областями прогибания.

В современной структуре Горного Алтая ордовикско-нижнедевонские молассовые формации выполняют небольшие грабены и грабен-синклинали. Площади бассейнов осадконакопления превышали площади современного распространения отложений, поскольку разломные ограничения грабенов секут их слоистую структуру. Однако редкая фациальная изменчивость пород позволяет говорить, что накопление осадков происходило в небольших впадинах и прогибах, которые формировались, начиная с ордовика и вплоть до среднего девона.

Таким образом, в ордовике-эйфеле на территории Горного Алтая формировалось два структурно-формационных комплекса. В северной части в пределах относительно стабильной области накапливались отложения, приближающиеся к платформенным. Всю остальную территорию Горного Алтая охватили процессы орогенеза, выразившиеся в формировании различных по размерам впадин, заполнявшихся карбонатно-терригенной и терригенной молассой.

Накопление ниже-среднедевонских вулканогенных пород андезитовой формации, вероятно, завершало формирование ордовикско-эйфельского орогенного комплекса. Однако следует отметить, что в среднем девоне (живете) образование андезитовой формации, приуроченной, главным образом, к пограничным районам между областями относительного поднятия и прогибания, сменилось образованием кварц-кератофировой формации, залегающей в основании герцинских геосин-

клинальных прогибов и, таким образом, кварц-кератофировой формацией как бы завершается гомодромный ряд вулканитов девона, начавшийся с основных лав комарской, онгудайской и талдудюргунской свит.

Интересные данные получены при изучении зоны сочленения относительно стабильной области на севере Горного Алтая и орогенной области в его южной и восточной частях.

На основании опирающейся на находки зональных граптолитов детальной корреляции ордовикских разрезов (снизу вверх: бугрышихинская, ханхаринская и орловская свиты), охватывающих возрастную интервал от зоны *coelatus* (ллан-вирн) до самой верхней ордовикской подзоны *ornatus* зоны *supernus*, было установлено, что в южной части Чарышко-Инского синклиория, вблизи Чарышко-Теректинского поднятия (район д.Бугрышиха), наблюдается увеличение мощности отложений до 2260 м по сравнению с центральной частью синклиория (район д.Усть-Чагырка), где мощность разновозрастных толщ около 350 м. Состав отложений в районе д.Бугрышиха преимущественно терригенный, и лишь орловская свита почти нацело сложена известняками. В нижней части разреза бугрышихинской свиты залегает пачка среднегалечных конгломератов, мощностью более 100 м, с кварцевой галькой. В разрезе увеличивается количество конгломератов, уменьшается степень окатанности и сортировки обломочного материала в терригенных породах. Такое же увеличение мощности в южном направлении установлено для силурийских отложений [12].

Аналогичная закономерность отмечается в восточной части Ануйско-Чуйского синклиория, на границе с Катунским антиклинорием. Здесь (в районе д.Булухта) ордовикские отложения начинаются с карадокского яруса [1]. В разрезе выделяется ханхаринская свита, мощностью 750-780 м, и булухтинская свита, мощностью 470 м. Последняя коррелируется с орловской свитой Чарышко-Инского синклиория [1]. Состав отложений карбонатно-терригенный. На нескольких уровнях встречаются конгломераты с плохо окатанной галькой, среди которой преобладают кварц и кварциты. По сравнению с другими разрезами Ануйской подзоны ордовикские отложения в районе д.Булухта имеют более груботерригенный состав, обломочный материал плохо окатан и слабо сортирован.

Распространенные вблизи этого участка (район д.Мещанка) лландоверийские и венлокские отложения также имеют увеличенные мощности и более грубообломочный состав пород,

галька в которых представлена кварцем и кварцитами, реже— известняками, и зачастую слабо окатана.

В разрезе у д.Тоурак наблюдается увеличение мощности нижнедевонских отложений до 2000 м (М.К.Винкман, А.А.Оносовская, 1959 г.) и появление в разрезе большого количества грубообломочных пород.

Незначительное увеличение мощности эйфельских отложений по сравнению с центральной частью Ануйской подзоны отмечается в пределах Кессенской синклинали, расположенной также вблизи границы Ануйско-Чуйского синклинория с Катунским антиклинорием.

На основании этих данных можно сделать вывод о существовании в ордовике-среднем девоне (эйфеле), между относительно стабильной областью на севере Горного Алтая, в пределах которой формировались отложения сходные с «платформенными», и орогенной областью на востоке и юге Горного Алтая интенсивно прогибающихся депрессионных структур, напоминающих «предгорные» прогибы. Предполагается их связь с глубинными разломами, по которым граничили области.

В заключение автор считает себя обязанным выразить благодарность В.Д.Ермикову, З.Е.Петруниной и Н.В.Сенникову, совместно с которыми проводились полевые исследования ордовикско-эйфельских отложений Горного Алтая, материалы которых легли в основу статьи.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Винкман М.К., Гинцингер А.Б.** Типовой разрез ордовикских отложений на северо-востоке Ануйско-Чуйского синклинория в Горном Алтае.— В кн.: Материалы по региональной геологии Сибири. Новосибирск, 1967, с.161-167

2. **Дергунов А.Б.** Структуры зоны сочленения Горного Алтая и Западного Саяна.—М.: Наука, 1967.—216 с.

3. **Ермиков В.Д., Зейферт Л.Л., Петрунина З.Е., Пузырев А.А., Сенников Н.В.** Геология тремадока северной части Горного Алтая.—Геол. и геофиз. 1979, № 11

4. **Ермиков В.Д., Пузырев А.А., Сенников Н.В.** Нижне-среднепалеозойский платформенный складчатый комплекс Горного Алтая.—Геол. и геофиз., 1979, № 1, с.9-19.

5. **Запивалов Н.П., Соколов Б.С.** Стратиграфическое расчленение нефтеперспективного палеозойского разреза Западной Сибири.—Докл. АН СССР, 1977, т.237, № 1, с.174-176.

6. **Коржнев В.Н.** Новые данные по стратиграфии докембрия и палеозоя Катунского антиклинория в Горном Алтае.—В кн.: Актуальные вопросы региональной геологии Сибири. Новосибирск, 1978, с.30-33.

7. **Кривчиков А.В., Петрунина З.Е., Севергина Л.Г.** Ордовикская система.—В кн.: Геологическое строение и рельеф Восточного Алтая. Новосибирск, 1976. с.29-44.

8. **Кузнецов В.А.** Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая.—В кн.: Вопросы геологии и металлогении Горного Алтая. Новосибирск, 1963, с.5-68.

9. **Лапин Б.Н.** Девонский вулканизм и его роль в металлогении Горного Алтая.—Там же.

10. **Рудкевич М.Я., Латыпова З.А.** Доюрские формации и структурные этажи Западно-Сибирской плиты.—В кн.: Главные тектонические комплексы Сибири. Новосибирск, 1979, с.67-80.

11. **Сенников В.М.** История развития структур южной части Алтае-Саянской складчатой области в ордовике.—Барнаул, 1977.—136 с.

12. **Сенников Н.В.** Граптолиты и стратиграфия нижнего силура Горного Алтая.—М.: Наука, 1976.—270с.

УДК 552.313+5.72(571.51)

Новые данные о составе вулканогенно-осадочного комплекса кувайской серни западной части Манского прогиба. *Постников А.А.*— В кн.: Проблемы стратиграфии и тектоники Сибири Новосибирск, 1979.

В статье рассмотрены кластические образования кувайской серии позднего докембрия Манского прогиба (Восточный Саян). Выделены следующие группы пород: аповитрокластические, аповитро-литокластические, кристалло-литокластические туфы и смешанная группа вулканогенно-осадочных кластических отложений.

Приведено описание обломочного материала, цементирующего матрикса и структурно-текстурных особенностей пород. Их сравнительный анализ показывает, что данные группы пород представляют собой закономерный фациальный ряд от вулканогенных образований к нормально осадочным отложениям.

Илл.2, библ. 7 назв.

УДК 552.51+552.12(571.56)

Литолого-петрографическая характеристика синской свиты Синско-Ботомского района. *Бахтуров С.Ф.*— В кн.: Проблемы стратиграфии и тектоники Сибири. Новосибирск, 1979.

В статье дано описание основных разрезов синской свиты Синско-Ботомского района, вскрывающиеся по рр. Лене, Ботоме и Синеи. Впервые детально описана синская свита на р. Ботоме. После характеристики разрезов приводится описание пород свиты и ее сравнение с битуминозными отложениями других районов.

Илл.2, библ. 23 назв.

УДК 551.72/732(571.51)

Нижняя граница кембрия в Манском прогибе. *Гибшер А.С.*— В кн.: Проблемы стратиграфии и тектоники Сибири. Новосибирск, 1979.

В переходном от докембрия к кембрию интервале разреза Манского прогиба намечены подразделения, отвечающие юдомию (венд), немакит-далдынскому горизонту и алданскому ярусу. Установлен существенный биостратиграфический рубеж в основании унгутского горизонта, по значимости близкий основанию алданского яруса.

Библ. 27 назв.

УДК 551.733(235.222)

Ордовик и нижний силур района с.Усть-Чагырка (Горный Алтай). *Сенников Н.В., Пузырев А.А., Русских В.Г.*— В кн.: Проблемы стратиграфии и тектоники Сибири. Новосибирск, 1979.

На основе анализа полученных авторами новых сведений по палеонтологии и стратиграфии ордовика и нижнего силура северо-западной части Горного Алтая пересмотрены возрастные объемы некоторых региональных стратиграфических подразделений. Впервые обнаруженные там палеонтологически охарактеризованные нижнеордовикские отложения предложено выделять в новую свиту.

Показано, что осадконакопление, начиная со среднего или даже нижнего ордовика по нижний силур (средний лландовери), в рассмотренной части Горного Алтая было непрерывным. Это подтверждает описанный последовательный набор граптолитовых зон.

Илл. 2, библ. 17 назв.

УДК 563.719/551.733

Граптолитовые комплексы в верхнем ордовике и нижнем силуре Восточной Сибири. *Сенников Н.В.*—В кн.: Проблемы стратиграфии и тектоники Сибири. Новосибирск, 1979.

Анализ нижнелландоверийских комплексов граптолитов с Сибирской платформы показал, что нижняя граница силура в этом регионе является гетерохронной, а осадконакопление в силуре началось здесь не со времени (зоны) *modestus sibiricus* (= *vesiculosus*) как это считалось, а со времени (зоны) *acuminatus*. Приведены первые сведения о находках граптолитов в силуре Западного Саяна. В верхнем ордовике и нижнем силуре Тувы выделены четыре комплекса граптолитов. Все они вместе с комплексами с Сибирской платформы отнесены к комплексам Тихоокеанской палеобиогеографической провинции.

Илл. 1, библ. 33 назв.

УДК 551.24/552.5(574.41)

Структурно-вещественная характеристика северо-западной части Чарского офиолитового пояса. *Беляев С.Ю., Хомяков В.Д.*—В кн.: Проблемы стратиграфии и тектоники Сибири. Новосибирск, 1979.

На основе детальных структурных и литологических исследований уточнена структура северо-западной части Чарского офиолитового пояса. Каждая тектоническая чешуя сложена определенной литологической ассоциацией пород. Среди ассоциаций выделены олистостромы двух типов и серпентинитовый меланж. Разрывные нарушения по возрасту и морфологии разделены на три группы.

Илл. 1, библ. 7 назв.

УДК 551.24+551.72/73(571)

О байкальской складчатости в западной части Восточного Саяна. *Гишпер А.С.*—В кн.: Проблемы стратиграфии и тектоники Сибири. Новосибирск, 1979.

Рассмотрена история развития крупных структурных элементов в Манском регионе—Беретьско-Жержульской геосинклинали и Солбиинско-Канского геоантиклинального поднятия в докембрии и кембрии. Несмотря на ярко выраженную индивидуальность обеих структур, наблюдается определенная общность в их развитии, эволюции формационного состава (от вулканитов, через терригенные образования к карбонатным), одновременность проявления процессов активизации, в тенденции уменьшения их активности и отсутствии на последних этапах (венд, кембрий) каких-либо складчатых деформаций.

Существенные тектонические перестройки, с которыми можно было бы отождествлять байкальскую складчатость в западной части Восточного Саяна, были в начале-середине позднего рифея и в конце кембрия—ордовике.

Библ. 18 назв.

УДК 551.24(575.13)

Характеристика зон вероятных разрывных нарушений Енисей-Хатангского прогиба. *Прокопенко А.И.*—В кн.: Проблемы стратиграфии и тектоники Сибири. Новосибирск, 1979.

Статья посвящена обоснованию схемы разрывных нарушений доюрского комплекса пород. Составлена промежуточная геолого-геофизическая схема распределения зон вероятных разрывных нарушений, предложен количественный подход к районированию геофизических полей.

Илл. 1, библ. 5 назв.

УДК 551.25:552.12(571.1)

Тектоническое районирование доюрских отложений юго-востока Западно-Сибирской плиты. *Фомин А.Н.*—В кн.: Проблемы стратиграфии и тектоники Сибири. Новосибирск, 1979.

Из сравнительного анализа углефикации органического вещества (ОВ) ряда угольных бассейнов следует, что интенсивность катагенеза зависит от тектонических обстановок формирования регионов. Наиболее преобразованное ОВ встречается в геосинклинальных формациях. На основе этого с использованием данных по катагенезу ОВ и литификации пород проведено разграничение доюрских образований юго-востока Западно-Сибирской плиты на отложения складчатого фундамента и промежуточного комплекса.

Илл. 1, библ. 6 назв.

УДК 551.24.733/734(235.222)

Ордовикско-эйфельские структурно-формационные комплексы Горного Алтая. *Пузырев А.А.*—В кн.: Проблемы стратиграфии и тектоники Сибири. Новосибирск, 1979.

В пределах Горного Алтая ордовикско-эйфельские отложения подразделяются на два структурно-формационных комплекса. Первый из них условно назван «платформенным», второй—является орогенным. Рассматривается формационный состав этих комплексов, их строение и латеральные взаимоотношения.

Библ. 12 назв.

СОДЕРЖАНИЕ

Постников А.А. Новые данные о составе вулканогенно-осадочного комплекса кувайской серии западной части Манского прогиба.	3
Бахтуров С.Ф. Литолого-петрографическая характеристика синской свиты Синско-Батомского района.	11
Гибшер А.С. Нижняя граница кембрия в Манском прогибе.	22
Сенников Н.В., Пузырев А.А., Русских В.Г. Ордовик и нижний силур района с.Усть-Чагырка (Горный Алтай).	30
Сенников Н.В. Граптолитовые комплексы в верхнем ордовике и нижнем силуре Восточной Сибири.	46
Беляев С.Ю., Хомяков В.Д. Структурно-вещественная характеристика северо-западной части Чарского офиолитового пояса.	57
Гибшер А.С. О байкальской складчатости в западной части Восточного Саяна.	64
Прокопенко А.И. Характеристика зон вероятных разрывных нарушений Енисей-Хатангского прогиба.	71
Фомин А.Н. Тектоническое районирование доюрских отложений юго-востока Западно-Сибирской плиты.	78
Пузырев А.А. Ордовикско-эйфельские структурно-формационные комплексы Горного Алтая.	84
Рефераты.	93

ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ И ТЕКТОНИКИ СИБИРИ

Сборник научных трудов

Редактор канд.геол.-мин.наук Р.В. Оболенская
Корректор Е.В.Щепихина

Подписано к печати 6.XI 1979 г. МН 03152
Бумага 60x84/16. Печ.л. 6,0. Уч.-изд.л. 5,7.
Тираж 400. Заказ 348. Цена 85 коп.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР
Новосибирск, 90 Ротапринт