

К. В. РАДУГИН

**ПРОБЛЕМА
ПОЗДНЕГО
ПРОТЕРОЗОЯ**

*(ЧУДСКАЯ СИСТЕМА,
КРАСНОЯРСКАЯ СИСТЕМА)*

ИЗДАТЕЛЬСТВО ТОМСКОГО
УНИВЕРСИТЕТА

Томск — 1973

ТОМСКИЙ ОРДЕНА ОКТЯБРЬСКОЙ РЕВОЛЮЦИИ И ОРДЕНА
ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ПОЛИТЕХНИЧЕСКИЙ
ИНСТИТУТ им. С. М. КИРОВА

Кафедра общей геологии

К. В. РАДУГИН

ПРОБЛЕМА ПОЗДНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ

802

*(Материалы к изучению геологии позднего
докембрия Сибири)*

ИЗДАТЕЛЬСТВО ТОМСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
Томск — 1973



Проблема позднего протерозоя Западной Сибири имеет огромное теоретическое и практическое значение. Это хорошо известно. Этой проблеме посвящены многие монографии, подготовленные к печати в Томском политехническом институте (кафедрой общей геологии, К. В. Радугиным и др.): «Чудская система», «Манская система протерозоя» и др. Одна из этих монографий под заголовком «Красноярская система верхнего протерозоя» характеризует третью, считая от основания палеозоя, систему докембрия. В красноярской системе К. В. Радугиным обнаружены эпифитоны и др. нитчатые водоросли. Именно эти водоросли дали основание ему предложить выделить красноярскую систему. Кроме того, ее выделение обосновано геологически на базе учения о геологических формациях.

Редактор — А. Г. Сивов

ЧАСТЬ II

551.26+551.72

ЧУДСКАЯ
СИСТЕМА ВЕРХНЕГО
ПРОТЕРОЗОЯ

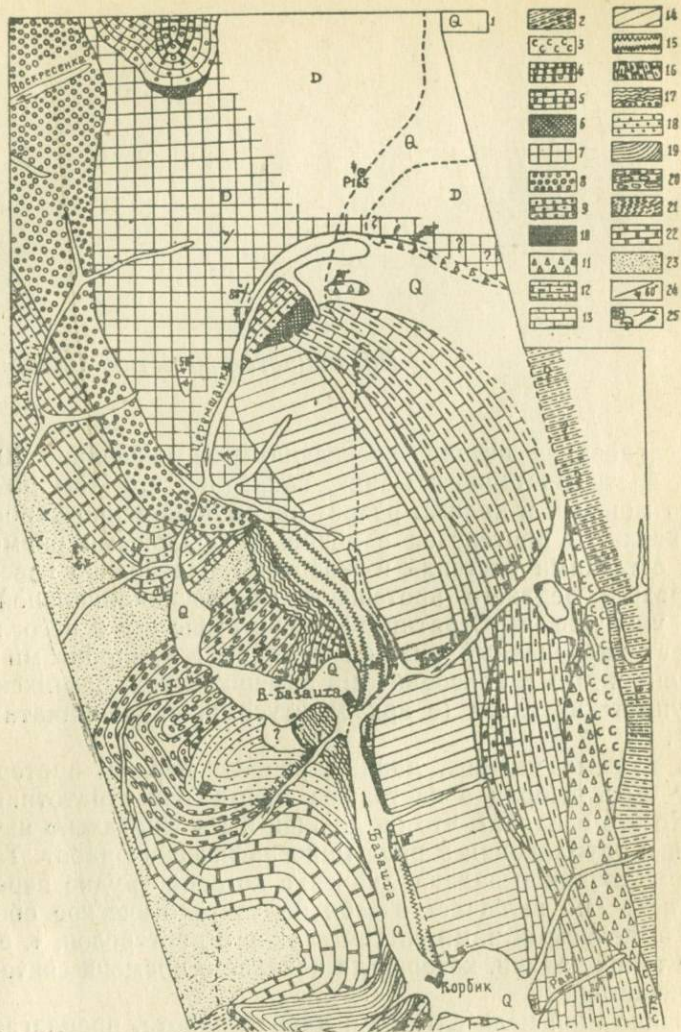
Посвящается 50-летию Октября

Исследования автора, проведенные за последние 30 лет в с.-з. части Восточного Саяна, показали, что там имеется весьма мощный и полный разрез преимущественно карбонатного верхнего протерозоя с довольно обильными окаменевшими остатками растений и животных. Насколько известно, этот разрез верхнего протерозоя миогеосинклинальной фации — уникальный. Стратиграфически выше его и несогласно залегает карбонатный нижний кембрий с трилобитами (булайаспис и др.) и археоциатами камешковских, базаихских и устькундатских слоев (с археолитусами, окуличичиатами и проч.).

По нашему мнению, данный разрез верхов протерозоя может быть выбран в настоящее время как стратотипический. Но это означает, что он должен быть тщательно изучен, описан и опубликован в ряде монографических работ. Таким образом, возникла задача, значение которой трудно переоценить: ведь она включает в себя палеонтологическое обоснование выделяемых нами систем верхнего протерозоя, т. е. решение такой задачи, которая до недавнего времени считалась неразрешимой.

Именно этой цели служит и данная работа, предлагаемая вниманию читателя. В ней дается краткое предварительное, несовершенное геологическое описание чудской системы верхнего протерозоя. Одновременно это описание, но в очень короткой форме, представляется Пражской сессии Международного геологического конгресса 1968 г.

Стратотипический район выходов чудской системы, изображенный на прилагаемой геологической карте (фиг. 1), расположен в с.-з. части Восточного Саяна, в бассейне верхней части рч. Базаихи, впадающей справа в Енисей близ г. Красноярска. Этот район представляет собой низкогорную часть Восточного Саяна, пенепленизированную к нижнему девону и в третично-мезозойское время, а позже — несколько припод-



Фиг. 1. Геологическая карта стратотипа чудской системы (условные обозначения см. приложение 1).

нятую и несильно расчлененную. Остатки третичной почти равнины хорошо прослеживаются на водораздельных, междуречных пространствах района.

Чудская система другими исследователями не выделялась. Поэтому мы могли бы не останавливаться на ее библиографии. Все же мы даем обзор литературы, так как вопрос о нижней границе кембрия довольно сильно запутан и решается различными исследователями по-разному. Разобраться в данном вопросе трудно по многим причинам. Но глав-

ной причиной является неясность нижней границы салаирид. Поэтому мы начнем обзор литературы именно с вопроса об этой границе салаирид.

К сожалению, с самого начала мы должны констатировать, что в стратотипе кембрия (в Англии) нижний кембрий представлен платформенным, а не геосинклинальным разрезом. То же наблюдается в соседних регионах Швеции, Польши и СССР (в Ленинградском районе). Как хорошо известно, платформенные разрезы весьма неудобны, так как границы циклов тектогенеза в них не выражены. Когда мы исследуем платформенный разрез, незаметно можем спуститься ниже основания кембрия и салаирид и войти в толщу протерозоя. Так было в Сибири, где к кембрию относились платформенные образования протерозоя (например, Мукунская свита с возрастом около 1,5 млрд. лет). Аналогичный пример мы можем привести из района Нью-Йорка, где под девоном не могли ранее различить кембрий, так как фауну кембрия на первых порах не замечали и относили все к одному геологическому циклу (среднего или верхнего палеозоя).

Всем хорошо известно (по данным Коббольда и Стабфилда: см. также Циттель, 1934), что в стратотипе кембрия в Англии нижней палеонтологической зоной является зона оленеллус (вид такой-то) и что в последнее время там намечается подзона (или зона) холмиа(?). Однако род холмиа в Англии определен с вопросом, а вид вовсе не определен. Правда, в соседней Швеции определен вид Х. кьерулфи. Но это определение не создает удовлетворительного положения, так как стратотип кембрия находится в Англии, а не в Швеции и постановления геологического конгресса о переносе стратотипа в Швецию не было. Разумеется, мы можем ждать результатов дополнительных исследований в Англии, которые могут установить зону ниже зоны оленеллус вид такой-то (т. е. зону новый вид такой-то). Лишь после этого мы могли бы надеяться на выделение этой более низкой, самой верхней, зоны верхнего докембрия в Англии (по трилобитам, брахиоподам или гиолитам).

Итак, положение со стратотипом нижнего кембрия и с его нижней геологической границей в Англии пока не удовлетворительное.

К этому следует добавить, что в Великобритании мы почти не имеем археоциат. Но самое главное — нижний кембрий там платформенный. Может быть, геологи всего мира могли бы в будущем сохранить стратотип кембрия в Англии, но, как нам представляется единственно возможным, сначала надо исследовать в качестве другого возможного стратотипа такой достаточно богатый окаменелостями разрез миогеосинклинальных образований нижнего кембрия, где было бы чет-

ко видно налегание его с угловым несогласием на РСт фундамент салаирид. При этом желательно, чтобы этот фундамент салаирид был бы сложен самой молодой системой протерозоя с обильными окаменелостями (желательно с трилобитами, археоциатами, брахиоподами, гиолитами и гастроподами). Нам нужно исследовать именно такой стратотип кембрия: именно в нем мы могли бы видеть, с каких палеонтологически охарактеризованных слоев начинается геосинклинальный разрез нижнего кембрия. Не исключено, например, что он начинается не со слоев с холмиа (или со слоев с оленеллус), а со слоев с булайаспис. Ставя таким образом вопрос, мы обращаем внимание геологов и палеонтологов на такой поразительный факт, как гибель типа археоциат. Нет ни одного другого типа животных, гибель которого мы могли бы отметить на протяжении последних трех эр. Этот факт, если мы действительно ценим такой метод расчленения земной коры, как палеонтологический или биостратиграфический, мы могли бы положить в основу разделения двух зон — позднекембрийского и того, который начался в кембрии.

Приступая к обзору литературы, отметим прежде всего сильно возросшее за последние десятилетия изучение остатков органического мира докембрия. В предыдущей I части «Материалов к изучению геологии позднего докембрия Сибири» (Радугин, 1966) мы уже приводили главные зарубежные работы по палеонтологии докембрия. Особый интерес среди них представляют работы известного палеонтолога Глесснера (об австралийских бесскелетных формах эдиакарской фауны). Прибавим к ним отечественные работы (Вологдин, 1955—1966; З. Журавлева, 1957—1964; Комар, 1961; Краснопева, 1933; Маслов, 1950 и др; Наумова, 1960; Павловский и Фролова, 1954; Радугин, 1936—1966; Соколов, 1952—1962; Тимофеев, 1960 и др.).

Особенно большую роль играют отечественные работы по палеонтологии нижнего кембрия азиатской части СССР, в частности, по археоциатам, трилобитам, гиолитам, пелелиподам и проч. (Вологдин, 1931—1961; И. Т. Журавлева, 1954—1962; Коптев, 1961—1962; Кордэ, 1961; Королюк, 1962; Краснопева, 1960; Лермонтова, 1934—1951; Покровская, 1954—1961; Поспелов, 1960; Радугин, 1936; Репина, 1956—1961; Рейтлингер, 1948—1960; Розанов, 1960—1966; Розанов и Миссаржевский, 1966; Сивов, 1950; Соколов, 1952—1962; Суворова, 1954—1960; Сысоев, 1959—1963; Хабаков, 1959; Хоментовский, Репина и Семихатов, 1960; Чернышева, 1955—1957; Янишевский, 1950; Ярошевич, 1958—1962 и многие другие).

Конечно, проблему стратиграфии и возраста чудской системы мы можем решать с учетом огромного списка отечественной литературы по региональной геологии нижнего кемб-

рия и верхнего протерозоя СССР (особенно Сибири). Эта литература весьма обильна, и мы приводим лишь небольшую ее часть (Архангельский, 1954; Архангельская и др., 1960; Бабаян и др., 1960; Баженов, 1934; Белокрыс и Войткевич, 1960; Берг, 1958; Бобин и др., 1960; Бобров, 1960—1965; Борисьяк, 1923; Боровиков и др., 1960; Булытников, 1928; Васильковский и Предтеченский, 1964; Великославинский и др., 1961; Винкман, 1948—1962; Волобуев, 1960—1964; Вологдин, 1947—1961; Воробьев и др., 1966; Горячев, 1959; Григорьев и Репина, 1956; Гулари, 1945; Дзевановский, 1958; Дибров и др., 1960; Дренов, 1963; Жарков, 1960—1964; Журавлева З. и др., 1959—1962; Журавлева И. и др., 1958, 1962; Псковская и Зайцев, 1950—1961; Замараев и др., 1961, 1963; Зеребарт, 1936; Зеленов и др., 1955, 1957; Ильин, 1959; Иванов и др., 1962; Ижицкий, 1895; Казаринов, 1962; Карасев, 1961; Кириллов, 1963; Кириченко, 1956, 1963; Коробов, 1963; Корюлюк, 1962; Косыгин и Лучицкий, 1960—1963; Красильников, 1963; Кузнецов, 1932; Лавров, 1957; Лебедева, 1940; Левенко и др., 1950; Лендзион и др., 1965; Ляцкий, 1963; Муратов, 1964; Мусатов, 1961—1964; Нехорошев, 1958; Обручев В., 1912—1940; Обручев С., 1939—1942; Одинцов, 1937—1954; Павловский, 1954—1959; Пейве, 1956; Писарчик, 1960, 1963; Полевая, 1961; Предтеченский, 1957—1962; Пушаровский, 1959; Работнов, 1962; Радугин, 1936—1963; Савинский и др., 1962, 1964; Савицкий, 1959, 1962; Салоп, 1960, 1962; Самозванцев, Самозванцева, 1961; Семихатов, 1959, 1963; Сивов, 1950; Ситников, и др., 1954; Соколов, 1952—1962; Спизарский, 1959—1963; Сулимов, 1960—1965; Теодорович, 1959; Тетяев, 1916, 1923; Усов, 1936; Фомичев, 1961; Фотиади и др., 1961, 1964; Хаин, 1963—1964; Херасков, 1952; Хозанович, 1957; Хоментовский А., 1934, 1945; Хоментовский В. и др. 1959, 1960, 1962, 1964; Цахновский, 1959, 1964; Чураков, 1903, 1916; Шатский, 1932—1963; Шевырев, 1962; Шейнман, 1953; Щеглов, 1960; Язмир, 1960; Ярошевич, 1958—1962).

Главная ценность этой литературы в том, что Коптев, 1961—1962; дает возможность ориентироваться, где же проходит, по данным региональной геологии (с учетом стратиграфии и палеонтологии низов кембрия и верхнего протерозоя), их геологическая граница. Среди этих данных особенно обращают на себя внимание наблюдения В. А. Обручева (1912), подкрепленные затем исследованиями И. К. Баженова (с М. П. Нагорским) (1937), автора (с А. Ф. Белоусовым), С. И. Макарова, проведенного детальные геологические работы в районе г. Красноярска, И. И. Коптева, А. Ю. Розанова (с В. В. Миссаржевским) (1966) и др.

По этим данным, особенно по наблюдениям автора, касающимся различных районов Западной Сибири, устанавливается резкое несогласие между нижним кембрием и докем-

брием, местами принимающее форму несогласия в простира-нии складок салаирид и их верхнепротерозойского фундамен-та. Это несогласие устанавливается нами и для района стратотипа чудской системы. Вот почему мы так уверенно выделяем ее, конечно, учитывая важные, решающие дан-ные стратиграфии и палеонтологии.

Главной, основной задачей, стоящей перед нами в данной монографии, является ознакомление читателей с первой, обще-й, но довольно детальной характеристикой чудской систе-мы. К этому описанию ее мы и приступаем (в стратиграфи-ческом порядке, начиная с нижней части системы) и иллю-стрируем его стратиграфической колонкой (фиг. 2).

В этой первой части выделяются снизу следующие толщи: 1. Заветная, 2. Подглухарина граувакковая, 3. Белая, 4. Га-гаринская, 5. Глухарина и 6. Титовская. Для нижней части чудской системы характерно наличие песчаников, гравелитов и конгломератов.

Но прежде, чем начать описание чудской системы, следу-ет сказать немного о научной терминологии, а именно, о нашем понимании таких понятий, как пульсационные свиты и геологические формации. Что такое свиты, общеизвестно. Однако в том случае, когда свиты документируют не только последовательность отложения, но и являются определенным следом тектонических движений, прошедших во время и сразу после их седиментации, лучше их называть пульса-ционными свитами (по примеру М. А. Усова, который предложил этот термин). В частности, перечисленные выше части нижнего отдела чудской системы удобно на первых по-рах называть именно пульсационными свитами.

Нетрудно заметить, что в нашей геологической литерату-ре термин «свита» употребляется в довольно широком смыс-ле. Этот термин был, так сказать, термином довольно сво-бодного пользования. Мы имеем в виду стратиграфический объём, вкладывавшийся в это понятие. Приведем примеры. Так, известны свиты — Енисейская, Балахонская и Дербин-ская. Хорошо известна огромная мощность угленосной Бала-хонской свиты Кузбасса, выделенной в первую эпоху изучения Кузбасса. Затем она была подразделена на свиты и возве-дена в ранг серии, причем в Кузбассе эта серия оказалась близкой по объёму к отделу перми. Это означает, что в Кузбассе серия получила почти такое же значение, как у французских геологов, у которых серия — синоним отдела.

Кстати отметим, что, как считают геологи Кузбасса, Бала-хонская серия лежит на более древних образованиях согласно. Так же согласно она перекрывается и более молодыми толщами продуктивных отложений бассейна. Это отмечается как в альпинотипной части Кузбасса, так и на востоке его, где нами устанавливается сибиретипная струк-

ЧУДСКАЯ СИСТЕМА ПРОТЕРОЗОЯ
(стратиграфическая последовательность)

Отделы, части	Формации и серии	Свиты	Мощность в метрах	Состав	Окаменелости	Фазы тектогенеза	
Нижний кембрий	Колбинская		3000	Карбонатный	Булайаспис и др.	Орешная	
	Спиринская		200	Доломиты	Трилобиты		
	Муртуковский комплекс		2000	Карбонатный	Окуличичиаты		
ВЕРХНЯЯ	Орешная	(Мотской?)	400	Известняки Доломиты	Гельционеллы Палеоархеоциаты	Жерновская	
	Жерновская		300	Доломиты		Черемшанская	
	Кызрыкская		200	Известняки	Эпифитоны Палеоархеоциаты	Кипринская	
	Кипринская		500—800	Карбонатный	Онколиты	Воскресенская	
	Воскресенская		900	Гравелиты и др.		Сарабульская	
	Сарабульская	Верхняя	700—900	Доломиты	Строматолиты	Духовичская	
	Нижняя	100	Доломиты с углем, красн. песчаники				
СРЕДНЯЯ	Духовичская	Верхняя	300—500	Известняки	Эпифитоны	Бажейская	
		Нижняя	800—900	Известняки	Эвархеоциаты, эпифитоны и др.		
		Онколитовая	100	Известняки	Онколиты		
	Бажейская		500—900	Белые мраморы	Цистофитоны, коллени		
	Корбикская	Верхняя	900	Светлые доломиты	Коллени		Райская
		Нижняя					
	Райская	Верхняя	200 200 400	Карбонатный Пестроцветы Доломиты	Палеоархеоциаты Погонофоры и др.		Сухенькая
		Средняя	150 250	Мраморы Базальные песч.	Онколиты, и палеоархеоциаты		
Нижняя		450	Известняки-конгломераты				
НИЖНЯЯ	Сухенькая	Верхняя	100 300—500	Песчанист. изв., Граувакки с глыбами известняка	Эвархеоциаты (в глыбах)	Гагаринская	
		Верхняя	100	Песчанист. извес.			
	Глухаринная	Нижняя	800	Гравелиты с глыбами известняка	Онкостромы		
	Гагаринская	Верхняя	300 100	Известняки Карбонатные брекчии	Академиолиты		Белая
		Нижняя	500	Конгломераты			
	Белая	Верхняя	100 90	Доломиты Битуминозн. мраморы			Заветная
		Нижняя	100 400	Доломиты Мраморы, конгломераты, кв. песч.			
	Заветная		200	Граувакки, конгломераты			Еловская
		Верхняя	100	Мраморы	Академиолиты		
	Нижняя	300	Белые доломиты				

его. Таким образом, существенно, что серия выделяется независимо от того, имеется ли в ее контактах несогласие или нет. В этом отношении она, как правило, резко отличается от геологической формации, контакты которой лишь в условиях подводной складчатости и непрерывной седиментации кажутся контактами согласно залегающих толщ. Но, в действительности, и в этих условиях эти лишь почти параллельные контакты документируют в скрытой форме все несогласие (фазу складчатости).

Очень характерны чрезвычайно мощные карбонатные серии — Енисейская (мощностью не менее 5 км) и Дербинская. Мощностью последней (или «альгонкия», по И. И. Личанову) определялась до 10 км. Если это так, то такой колоссальной мощности карбонатных горных пород, накапливавшихся непрерывно, Дербинская свита (а не серия) соответствует по стратиграфическому объему скорее не отделу, а геологической системе. Поэтому сохранить ее в качестве одной серии для всей Дербинской толщи едва ли целесообразно. Ее следовало хотя бы условно подразделить на две или несколько серий и свит.

С другой стороны некоторые выделяют под названием свит (и даже серий) столь маломощные образования (вроде террасовых четвертичных отложений), что они являются документом событий в течение лишь $\frac{1}{10}$ части 1 млн. лет.

Сам собою напрашивается вывод об упорядочении словопользования таких широко распространенных терминов, как серия и свита. Почти все считают, что нельзя объединять в одну свиту горные породы, разделенные существенным несогласием, являющимся документом фазы складчатости и тектоногенеза. Конечно, свита может лежать на чем-то несогласно и сверху срезаться поверхностью несогласия; но в этих случаях свита либо согласно перекрывается рядом другой свитой той же геологической формации, либо она подстилается там другой свитой той же формации. Конечно от геологической формации, состоящей обычно из двух или более свит, может сохраниться в результате денудации лишь одна свита (или даже часть ее). Всем известно, что и свиты, и более крупные тектоно-стратиграфические единицы могут быть уничтожены размывом целиком.

Приведенный выше пример Балахонской и других подобных серий показывает, что некоторые серии лежат согласно среди других серий. И в то же время части их называются свитами. Ясно, это разделение земной коры чисто стратиграфическое, а не тектоно-стратиграфическое.

Если же мы хотим дать деление, основанное на комплексе геологических признаков, в первую очередь тектоно-стратиграфическое деление образований земной коры, то деле-

ние на свиты и серии нас удовлетворить не может. Мы можем дать деление по комплексу признаков или тектоно-стратиграфическое деление на пульсационные свиты и геологические формации, объединяющие две или несколько свит.

Термин «геологические формации» в общем превосходный термин, заслуживающий, несомненно, широкого применения на территории нашей страны.

Несомненно, были ошибки в его применении. Их повторять не надо. Некоторые называли геологические формации без достаточного основания, как бы по инерции. Так было, например, в тридцатых годах в Западной Сибири. Вспомним хотя бы «геологические формации», выделенные около г. Красноярска под Торгашинским известняком (Кузнецов, 1932).

За рубежом, во всех странах, где широко употребляется английский язык (например, в бывших колониальных владениях Англии, в Индии, даже в Китае и др.) широко распространен термин «геологические формации», причем они выделяются там особым названием, как собственные имена, и правильно пишутся с большой буквы. Это — индивиды земной коры. Однако выделение геологических формаций в Англии, США, Канаде, Австралии, Новой Зеландии, в их бывших колониях — принципиально неправильно. Эти формации ничем не отличаются от свит (и даже подсвит).

Другими словами, одна геологическая формация там может залегать на другой согласно, как свита (или часть свиты) на другой свите одной формации.

Иначе с давних пор обстояло и обстоит в нашей стране. Здесь давно укоренился такой термин, как «внутриформационный конгломерат». Даже теперь, когда в СССР неправильно подвергается гонению термин «геологическая формация» (в стратиграфическом смысле) и имеется тенденция понимать это слово лишь в генетическом смысле, — даже теперь постоянно мы встречаемся с такими понятиями, как «межформационный силл», «внутриформационная брекчия», противопоставляемая базальному конгломерату. Это и естественно. Сама природа (которую, как муху, можно гнать в дверь) этого требует (она все равно может влететь в окно). От живой, реальной действительности мы никогда не уйдем. Это значит, что в соответствии с объективными фактами мы можем и должны выделять геологические формации, объединяющие в себе две (или более) пульсационные свиты.

Эволюционный процесс формирует геологическую формацию, как и свиту. Но после отложения нижней свиты геологической формации (например, конгломерато-песчаниковой) эволюционный процесс продолжается, и выше нижней свиты (чаще в новых или изменившихся условиях) согласно отлагается вторая свита той же формации (обычно несколько

инного состава). Бесконечно малые изменения продолжают, и отложения миллиметр за миллиметром постепенно накапливаются в генетически единую толщу (геологическую формацию, состоящую из двух или более свит).

Но вот эволюционный процесс заканчивается. Интегрирование бесконечно малых величин дает вполне определенную величину — геологическую формацию. Рост формации заканчивается. Она как бы созревает. Наша Земля в целом проходит за этот период созревания немалый этап развития. В ней происходят медленно мельчайшие неприметные изменения, о которых теперь в какой-то еще неполной мере знают как физика с химией, так и биология с геологией. Постепенно накапливается большая энергия, приводящая сначала к медленным, незаметным, а затем и к явным, коренным преобразованиям: к складчатости, дизъюнктивам, расщеплению, интрузии, метаморфизму и созданию эндогенных полезных ископаемых. Порождаются, вообще говоря, новые качества геологической формации: она становится дислоцированной, преобразованной и обогащенной новыми полезными ископаемыми. Так заканчивается одна фаза геологической жизни планеты, которую обозначают как фазу тектогенеза, и затем снова с длительной спокойной эволюции начинается следующая фаза.

Таким образом, геологические формации, документирующие каждую такую важную фазу в неорганическом бытии Земли, являются весьма существенным следом непрерывно-прерывистых изменений планеты. Выделение геологических формаций дает нам правильную, естественную, а не придуманную или искусственную периодизацию земной истории. На фоне этой периодизации, конечно, совершается неповторимый исторический процесс изменения состава и строения планеты, а геологические формации являются хорошо заметными вехами, позволяющими лучше отметить фазы данного процесса.

Итак, если ранее Дарвин различал геологические формации, то и мы стоим за использование этого удивительно удачного и ёмкого термина, но мы стоим за правильное использование его, в соответствии со сложной природой и ходом геологического процесса жизни Земли. Выделять геологические формации — значит видеть в этой жизни весь спектр геологических явлений, всю их полноту, многообразие и сложность, а также коренной перелом в их характере в завершающие моменты фазы тектогенеза, когда нарождается особенно много нового. Глубокое всестороннее изучение геологических формаций — это правильный путь для советских геологов и для геологов других стран. Он ведет к осмыслению огромного фактического материала с помощью сов-

ременной, все более совершенной методики исследований и открытий.

Однако это не гладкий, а трудный путь, требующий серьезной подготовки, глубоких знаний, а главное — возможный в основном лишь на высоком уровне науки при детальном исследовании (в масштабе 1 : 50000 и более крупном). Если этим путем пойдет вся основная часть геологов, то это приведет к огромным качественным сдвигам в геологическом познании нашей планеты.

Разумеется, на начальных стадиях геологического картирования не всегда возможно подняться до уровня требований, которые предъявляются к нашей работе учением о геологических формациях. В таком случае, до детальной геологической съемки не всегда удастся выделить пульсационные свиты и геологические формации и их глубоко изучить. На этих стадиях нас может удовлетворить применяемое кое-где ниже деление стратиграфических колонок на свиты, серии или толщи, смысл которых нам порою остается не совсем ясным. Понятно, такое деление на толщи носит переходящий, временный характер, и в дальнейшем необходимо переходить к более тщательному исследованию, которое, несомненно, приведет к важным теоретическим открытиям, а затем и к находкам немалого практического значения.

Приступая к изложению данной монографии, автор считает своим приятным долгом поблагодарить за помощь и советы своих товарищей, особенно И. И. Коптева, С. С. Гудымовича, а также В. М. Чаиркина, Л. В. Яконюк и В. И. Попова.

Не могу не высказать своей признательности, увы, слишком рано ушедшему из жизни редактору данной монографии профессору доктору А. Г. Сивову.

Монография «Чудская система» была подготовлена к печати к концу 1966 г. и в 1967 г. была сдана в издательство Томского государственного университета. По независящим от автора причинам ее публикация задержалась.

А. НИЖНЯЯ ЧАСТЬ (НИЖНИЙ ОТДЕЛ) ЧУДСКОЙ СИСТЕМЫ

ЗАВЕТНАЯ БАЗАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ФОРМАЦИЯ (НИЖНЕБАЗАИХСКАЯ)

Нижняя доломитовая свита

1. Эти доломиты еще не получили окончательного стратиграфического положения. Они объединяются в одну Заветную или Нижнебазаихскую геологическую формацию с верхней свитой кальцилитов, которые, возможно, имеют характер пульсационной свиты. Эта геологическая формация развита в стратотипическом районе по левобережью Базаихи, к востоку от кл. Глухариного. Там она, несомненно, перекрывает Гребешковскую геологическую формацию. В свою очередь она перекрывается Глухариной и Титовской толщами. В этом тоже нет сомнений. Но стратиграфическое отношение к ниже описанной Белой геологической формации не ясно: последняя, видимо, моложе, но это окончательно не доказано.

2. Стратиграфический состав описываемой геологической формации — она состоит из двух свит: нижней — доломитовой и верхней — кальцилитовой. Сначала описывается нижняя доломитовая толща.

3. Литология нижней доломитовой свиты весьма однообразная и выдержанная: в ней отразилось единообразие условий осадконакопления, характерное для здешних лагун. В результате вся эта свита оказалась сложной на всю большую мощность довольно однородными, почти белыми, обычно неслоистыми, плотными, местами с редкими порами, мелкокристаллическими, трещиноватыми доломитами. Доломиты сравнительно редко бывают чистыми; обычно они содержат малую примесь кальцита: капля солянки сначала

не действует, а через несколько секунд начинается выделение отдельных, немногих пузырьков углекислого газа по всей площади капли.

Хотя описываемые доломиты весьма однородны, все же в этой толще встречаются несколько выделяющиеся разновидности. Одна из них в высокой мере напоминает кослоистые отложения. В то же время характерный рисунок, определяющий косую слоистость, кажется, создан диагенетической перекристаллизацией, подобной той, которая постоянно наблюдается в строматолитовых доломитах.

В доломитах нижней свиты, сходных с Жержульской геологической формацией, при беглых маршрутах не обнаружено строматолитов, онколитов и каких-либо иных окаменелостей.

Как известно, для многих кальцилитов свойственна стилолитовая структура. Встречается она и в слоистых, плитчатых мелководных доломитах. В описываемой нижней доломитовой свите она не замечена.

В описываемых доломитах нередки карбонатные, чаще доломитовые жилки, заполняющие трещины различных тектонических систем.

Эти жилки образуют системы различного возраста. Однако они не подвергались детальному исследованию.

Естественно было бы ожидать в нижних горизонтах описываемой геологической формации появление доломитов с примесью кварцевых песчинок. Однако при беглых наблюдениях таких разновидностей не обнаружено. Есть, правда, слабо развитые конгломераты, обнаженные по левому склону долины кл. Сухого, в верхней ее части. Эти конгломераты почти не изучены. Значение их, как базальных по отношению к описываемым доломитам, пока не ясно. Нужны дополнительные наблюдения.

Нет достаточно определенных наблюдений у висячего блока описываемых доломитов. В одном месте, где мощность их, видимо, сокращенная, намечаются признаки перерыва, образовавшегося перед отложением верхней свиты мелкокристаллических мраморов. Однако эти наблюдения слишком беглы и недостаточны для определенных выводов.

4. Особенности минералогии и геохимии. Описываемые доломиты минералогически весьма однородны: почти на 100% они состоят из доломита. Имеется малая примесь кальцита (как в виде изоморфной примеси, так и в виде включений мелких зерен кальцита, в виде кальцитовых жилок). В участках окварцевания имеются метасоматические скопления и жилки кварца.

Как это обычно бывает, к молекуле доломита присоединяется в виде изоморфной примеси карбонат железа. Местами

802

это заметно на поверхности выветривания, которая становится палевой, желтоватой.

Из приведенных данных видны общие, основные черты геохимии описываемой доломитовой свиты. К сожалению, в нашем распоряжении нет химических анализов этих доломитов. Попытки растворять сероватые разности их привели к обнаружению ясной углеродистой примеси. При прокаливании полученный в нерастворимом остатке черный порошок потерял свою черную окраску. Таким образом, этот черный пигмент можно считать углистым. Отметим, кстати, весьма слабое развитие этой примеси.

То же растворение в соляной кислоте позволило выделить мелко-или тонкозернистую кварцевую пыль с диаметром частиц от 0,001 мм до 0,1 мм. Каких-либо других нерастворимых примесей не обнаружено.

5. Окаменелости в описываемых доломитах почти отсутствуют. Только в редких сероватых разновидностях найдена с помощью растворения тонкая углистая примесь, видимо, водорослевого происхождения. Скорее всего это измельченные остатки сине-зеленых водорослей. Отметим еще академиолиты (?).

6. Мощность доломитов нижней свиты варьирует в широких пределах — от нуля до максимума, что объясняется размывом, прошедшим до отложения более молодых геологических формаций.

Максимальная мощность весьма приблизительно определена в 0,5 км. Высокая вероятная ошибка в этом определении вполне естественна, ввиду широко развитой однородности доломитов и почти повсеместного отсутствия ясной слоистости.

Почему нет четкой слоистости, не ясно. Обычно ее нет в случае биогермовой фации. Но если эта фация развита, то мы, как правило, видим следы строматолитовой структуры. Однако в описываемых доломитах она нигде нам не встретилась.

Если же в доломитах строматолитов нет, то обычно хорошо бывает видна плитняковая отдельность и слоистость. Однако и эти признаки, как правило, отсутствуют в доломитах описываемой нижней свиты. Причина их «бесструктурности» остается неясной.

7. Возраст и стратиграфическое положение свиты описываемой геологической формации. По окаменелостям этот возраст пока не определяется. О нем приходится судить по стратиграфическому положению свиты в составе чудской системы (если не красноярской), т. е. в составе верхнего протерозоя. Есть, правда, мнение некоторых геологов, считающих возраст описываемых здесь доломитов нижнекембрийским. Но это мнение совершенно не обосновано.



Более точно стратиграфическое положение нижней доломитовой свиты определяется по отношению к перекрывающей свиты кальцилитов. В этой свите (можно считать это удачей найдены весьма оригинальные, описанные нами остатки древнейших животных. Последние близки или тождественны открытым недавно академиолитам.

Несомненно более молодой возраст кальцилитовой свиты определяется как по геологической карте, так и по залеганию ее слоев, падающих от описываемой доломитовой свиты. Столь же надежен более молодой возраст (по отношению к последней) Глухариной геологической формации, состоящей из продуктов размыва, доломитов Заветной толщи.

В фундаменте описываемой нижней доломитовой свиты мы находим, несомненно, Гребешковскую геологическую формацию. Последняя составляет антиклиналь, которая в области погружения окаймляется описываемой здесь нижней доломитовой свитой.

Однако стратиграфическое отношение к Белой геологической формации остается пока неясным. Последняя предварительно считается моложе нижней доломитовой свиты.

Самым трудным вопросом является вопрос о стратиграфическом положении белых доломитов среднего течения Корбика, обнажающихся по левому склону этой долины выше (по течению) гагаринских конгломератов Ср. Корбика. Действительно, этот вопрос нельзя надежно решить, пока там не будут найдены в перекрывающих кальцилитах академиолиты. Вторая трудность заключается в том, что мы не знаем, на чем там залегают доломиты Заветной. В сущности мы не можем там доказать самое наличие этих доломитов. Если же мы в этом наличии убедимся, остается нерешенным такой вопрос: не являются ли доломиты нижней свиты здесь синхронными светлым доломитам более древней толщи. Таким образом, остается надеяться на дополнительные геологические исследования в районе Среднего Корбика.

8. Фацция доломитов нижней свиты и их фациальные изменения. Эту фаццию, видимо, с достаточным основанием можно считать фацией лагун, благоприятной для накопления химических и органогенных отложений, связанных с жизнедеятельностью сине-зеленых и других водорослей. Продукты механического разрушения, характеризующиеся косою слоистостью, в данной фации известны, но они тоже доломитового состава.

Фациальные изменения по простиранию незначительны: они не выходят из рамок мелких изменений состава и строения доломитов.

То же следует сказать о фациальных изменениях по стратиграфической колонке. Однако новые дополнительные наб-

людения могут открыть в базальных слоях описываемой нижней свиты доломитового состава существенные литологические изменения.

Глубина отложения доломитов нижней свиты, если судить по наличию косослоистых доломитов, была небольшой, значительно меньше ее мощности. Это позволяет установить медленное тектоническое погружение бассейна, где накапливалась нижняя свита.

Выше отмечены изменения значительной мощности нижней свиты до нуля. Такие изменения нельзя объяснить фаціальными изменениями. Это результат денудационного среза.

9. Тектоническое строение описываемой нижней доломитовой свиты в районе ее стратотипа в общем довольно ясное. В этом районе имеем определенную положительную тектоническую структуру — антиклиналь. В ее основании, естественно, залегают более древние горные породы Гребешковской геологической формации, преимущественно сероцветные песчаники и песчано-глинистые сланцы с прослойками черных и серых мелкокристаллических мраморов. Простираение антиклинали — восточно-северо-восточное.

В области погружения антиклинали, названной нами Корбикской, она облекается светлыми доломитами нижней свиты описываемой формации. Интересно было бы сопоставить углы падения слоев доломитов в замке этой антиклинали с углами падения в крыльях. К сожалению, таких замеров залегания очень мало. Все же имеющиеся элементы залегания слоев в замке Корбикской антиклинали весьма характерны: простираение их идет почти поперек простираения антиклинали, что характерно для замка складки. Но в замках складок обычно бывает небольшой угол падения. Здесь же, напротив, слои падают почти вертикально под углом $75-85^\circ$. Нам кажутся эти крутопадающие слои весьма показательными: их большой угол падения — результат мощного поворота (до вертикального и почти вертикального залегания) слоев Райской геологической формации, образующих крыло с.-с.-з. простираения. Таким образом, мы видим в этом, казалось бы, незначительном факте след событий крупного масштаба; смену простираения складчатости почти на 90° (!); очевидно, мы тут имеем замок с.-в. складки, вторично и очень сильно дислоцированный складчатостью с.-з. направления.

Детали тектоники описываемой доломитовой свиты — это в основном трещинная тектоника, имеющая почти чисто тектоническое значение. Она характеризуется в очерке тектоники.

10. Диагенез и метаморфизм. Диагенез выразился, как обычно, в цементации и уплотнении доломитового ила, а также в тонкой диагенетической перекристаллизации.

Метаморфизм контактовый не установлен. Динамо-

метаморфизм, вызванный интенсивной складчатостью двух циклов, выразился в добавочной перекристаллизации и региональном процессе образования микроскопических двойников скольжения в кристалликах доломита, а также в образовании густой сети тектонических трещин (и микродизъюнктивов).

Минерализация описываемой свиты тоже имела региональный характер. Она выразилась в образовании густой сетки белых карбонатных (обычно доломитовых) жилок. Эти жилки затем были дислоцированы, что видно по изгибам ромбоздров спайности карбонатов.

11. Тектоно-стратиграфические взаимоотношения нижней доломитовой свиты. Вместе с включающими толщами она входит в состав складчатой зоны в.-с.-в. и с.-в. простираения. Развитие этого складчатого участка было многофазным.

Одна из фаз этого процесса,— Гребешковская фаза складчатости. Она завершила эволюционный процесс накопления Гребешковской геологической формации. Затем прошла денудация, срезавшая гребешковские слои на различной стратиграфической глубине.

Далее началась ингрессия моря, имевшего в краевой части характер лагуны. Возможно, местами этой ингрессии предшествовала кратковременная трансгрессия. Так или иначе, но залегание ингрессивных доломитовых слоев нижней свиты Нижнебазайской геологической формации на различных слоях Гребешковской геологической формации подтверждается структурой этой формации. Об этом говорит составленная нами детальная геологическая карта ее. Использована и стратиграфическая колонка Гребешковской геологической формации. Анализ этой графики позволяет сделать вывод о том, что лежащий бок описываемых доломитов располагается на разных стратиграфических уровнях фундамента, отличающихся на десятки м мощности.

При прослеживании лежащего бока описываемой геологической формации обнаружены конгломераты. Их принадлежность к ней пока не доказана, но все же самый вероятный вариант в том, что это слабо развитые местные базальные конгломераты ее. Галька их на 100 процентов или почти целиком состоит из горных пород Гребешковской геологической формации. В них хорошо выражены реликтовые тектонические трещины, что безусловно доказывает проявление гребешковской фазы тектогенеза.

12. Реликтовые тектоноструктуры конгломератов из обн. 47 р 30 и 33. Они представлены главным образом системами правильных тектонических трещин и карбонатных жилок, развитых в гальках песчаников и темных мраморов Гребешковской геологической формации.

По некоторым трещинам этого рода перед погребением галек в цементе конгломерата выкрошились угловатые обломки. Образовавшиеся таким образом депрессии, созданные селективным физическим выветриванием, бесспорно доказывают унаследованный характер тектонических трещин, а также карбонатных жил, образовавшихся по ним.

В описываемых гальках найдена также реликтовая рассланцовка. Изредка встречаются гальки, сложенные тектонической брекчией. Более подробно данные реликтовые тектонические структуры описаны в специальной краткой заметке.

13. Полезные ископаемые нижней доломитовой свиты описываемой геологической формации общераспространенного типа. Это — строительный (бутовый и облицовочный) камень и доломитовый флюс.

Верхняя свита

1. Описываемые горные породы верхней свиты, распространенные в с.-з. части Восточного Саяна, в бассейне Базаихи (притока Енисея близ Красноярска), у кл. Глухариного, до последнего времени оставались неизвестными. Только в 1947 г. они были обнаружены, закартированы и палеонтологически охарактеризованы, причем они, оказалось, входят в состав верхнего докембрия, лежащего выше доломитов нижней свиты описываемой геологической формации. Так как окаменелости верхнедокембрийских отложений редки, скудны, но очень важны для их расчленения и корреляции, — данные породы имеют существенное значение для стратиграфии верхнего протерозоя.

2. Описание горных пород. Интересующие нас породы имеют, насколько известно, весьма ограниченное распространение на правом, юго-восточном водоразделе кл. Глухариного, левого притока Базаихи, впадающего в дер. Верх-Базаихе. Они довольно однообразны и представлены почти исключительно карбонатными породами.

а) Белые или серовато-белые мраморы (обр. 47 р 1), составляющие главную массу пород описываемой свиты, представляют собой массивные, тонкокристаллические плотные, равнозернистые породы, бурно вскипающие от капли соляной кислоты, с удельным весом 2,7. Они рассечены тектоническими трещинами и местами жилками белого карбоната. Изредка в них встречаются своеобразные трубчатые окаменелости, описанные немного ниже.

В шлифе (47 р 1) видна массивная текстура и мелкозернистая, мозаичная структура. Минералогический состав почти на 100% из кальцита. В виде примесей имеется кое-где лишь немного лимонита. Размер диагонали сечений зерен кальцита

равен, минимум 0,001 мм, максимум 0,1 мм (в среднем 0,04—0,05 мм). В некоторых шлифах хорошо видны жилки белого мелкокристаллического кальцита.

б) Доломиты и доломитистые мраморы редки. Это плотные, массивные мелкокристаллические равнотернистые породы, мало отличающиеся по виду от описанных выше горных пород и распространяющиеся в описываемой свите значительно меньше. В поле они отличаются с помощью соляной кислоты. Микроскопическая картина почти такая же, как в шл. 47 р 1 (шл. 47 р 50). Местами есть включения более крупнозернистого доломита, заполняющие подобия миаролитовых пустот.

в) Базальная карбонатная брекчия, или дресвяник с глыбами мрамора (или кальцитовый жилы) (из обн. 47 р 51), представляет в описываемой свите редкость. Она требует проверки и нуждается в повторном изучении.

3. Описание окаменелостей.

Академиолитес (Эотубус) примус нов. род и вид.

Диагноз подрода Эотубус нов. подрод. Данный подрод выделяется простотой устройства. Это двойные конические трубки, вставленные одна в другую, с круглым поперечным сечением.

Тип подрода — Эотубус примус нов. вид.

Голотип этого вида — обр. 47 р 10. Диагноз — тот же, как и диагноз подрода.

Описание. Насколько можно судить по ограниченному материалу (несколько неполных образцов), данный вид представляет собой извне трубки диаметром 5—10(?) мм и длиной более 45 мм (полная длина не известна). Толщина стенок от 0,2 мм до 1 мм, причем увеличение этой толщины вместе с увеличением диаметра трубок довольно ясно заметно.

Скульптура трубок: никаких штрихов нарастания или продольных борозд и ребер нет, поверхность трубок гладкая.

Внутреннее строение трубок простое: внутри внешней трубки с правильным, круглым сечением лежит вторая коническая трубка несколько меньшего диаметра. Соединение их не наблюдалось; в продольном шлифе, прошедшем мимо этого соединения, оно не видно.

Сравнение. В верхах протерозоя, как и ниже стратиграфически, ничего подобного не известно. В более молодых отложениях, в ленском ярусе нижнего кембрия, есть группа своеобразных конических окаменелостей — академиолитов, отличающихся большим морфологическим разнообразием. Для них характерны лежащие внутри раковины остроконические воронки, вставленные одна в другую. Описанная выше форма, видимо, стоит ближе всего к этой группе и является, скорее всего, по отношению к ней примитивной родоначальной формой.

Геологический возраст — верхний протерозой, возможно, венд, точнее ярус, соответствующий описанным выше кальцилитам верхней свиты.

Географическое распространение — правый водораздел кл. Глухариного (левого притока Базаихи, что справа впадает в Енисей у Красноярска).

3. Особенности состава. Для описываемой толщи характерен, видимо, стопроцентный карбонатный состав с подавляющим господством карбоната кальция. Это господство карбонатов вообще характерно для верхнего докембрия и для нижней части кембрия района.

4. Мощность верхней свиты определяется приближенно в 100 м.

5. Стратиграфическое положение определяется наложением описанной карбонатной свиты на доломиты нижней свиты описываемой геологической формации и перекрыванием ее Титовской граувакковой толщей. Отношение к Глухариной формации не вполне установлено. То же следует сказать по отношению к Белой пульсационной свите или формации, но скорее обе последние моложе описываемой свиты.

6. Отношение к вмещающим толщам — несогласное. Это особенно ясно по отношению к перекрывающим толщам: описываемая свита морской фации сохранилась от размыва лишь в одном небольшом участке, что означает перерыв в отложении и размыв после ее образования. Налегание на подстилающие более древние доломиты, возможно, несогласное, с перерывом, о чем говорит местами неполная мощность подстилающих доломитов.

Является ли несогласие в лежачем и висячем бску описываемой свиты угловым, пока не ясно.

7. Строение описываемой толщи — простое. Это гоноклиналь, расположенная на ю.-в. крыле Глухариной синклинали. Включающие толщи испытали складчатость с.-в. простирания. Нет никаких признаков того, что описываемая свита испытала складчатость другого простирания.

ПОДГЛУХАРИНАЯ ГРАУВАККОВАЯ ТОЛЩА

1. Стратотипом этой толщи являются конгломераты, расположенные в Восточном Саяне, в верховье рч. Белой, притока Жистыка (в бассейне Базаихи). Элювий базальных конгломератов данной толщи расположен около 4 км по аз. 210° от устья кл. Глухариного. Стратиграфическое положение ее несколько не ясно (видимо, под Белой толщей и выше доломитов, относившихся нами ранее условно к Жержульской геологической формации. Однако эти карбонатные горные породы, оказалось, содержат оригинальные окаменелости, на-

ломинающие академиолитов, т. е. конические трубки, вставленные в другие конусы).

2. Состав описываемой толщи. В ней устанавливается пока свита базальных конгломератов. Намечается еще вышележащая свита темных известковистых граувакковых песчаников и черно-серых мелкокристаллических мраморов. Последняя свита обнажена очень слабо, и ее делювиально-элювиальные обломки легко можно спутать с обломками галек (из базального конгломерата).

Итак, в описываемой нижней граувакковой толще выделяются, во-первых, базальная свита конгломератов и, во-вторых, вышележащая свита сероцветных разнородных плотных известковистых песчаников и мелкокристаллических мраморов темной окраски.

3. Петрографические особенности свиты базальных конгломератов следующие. Цемент мелких и крупных галек представляет собой средне- и крупнозернистый сероцветный полимиктовый (преимущественно кварцево-полевошпатовый слюдястый или же граувакковый) известковистый песчаник.

Характерен петрографический облик галек. Среди них подавляющим распространением пользуются горные породы двух основных типов. Одни из них принадлежат к группе серых и почти черных плотных, обычно неслоистых, дурно пахнущих мелкокристаллических мраморов с белыми жилками кальцита и без заметных под лупою окаменелостей. Другие гальки сложены серыми мелко- и среднезернистыми, отчасти слоистыми слюдястыми кварцево-полевошпатовыми или граувакковыми песчаниками. В меньшем количестве встречаются гальки иного петрографического состава. Это черно-серые песчано-глинистые или алевролитовые слюдястые сланцы. Это гальки черных лидитовидных или яшмовидных силицилитов (микрокварцитов), частью неслоистых или тонкослоистых, лишенных видимых под лупою окаменелостей. Это затем мелко- и среднекристаллические грязно-зеленовато-серые массивные диабазы, в шлифе обнаруживающие характерную примесь желтовато-бурого (титанистого?) хлорита.

В шлифах можно уловить ряд деталей микроскопического строения описываемых галек, на чем мы пока не останавливаемся. Однако и без этих деталей ясно, что мы имеем в описываемых гальках продукты размыва Гребешковской геологической формации, состоящей в основном из темных мраморов и слюдястых граувакковых песчаников, с характерными диабазами (и их производными) в основании. Именно эта геологическая формация лежит под описываемыми конгломератами и широко распространена на запад, северо-запад и юго-запад от них.

Для большей уверенности в этом выводе заметим, что ха-

рактёрный почти неплеохроичный желтовато-бурий хлорито-подобный (титанистый?) минерал обнаружен нами как в отмеченных выше диабазах (в основании Гребешковской формации), так и в гальках и зернах этих диабазов в описываемых конгломератах.

Дробление и промывка цемента их, а также песчаниковых галек описываемого конгломерата дали шлихи; такие же шлихи, полученные из растолченных песчаников Гребешковской формации, оказались во многом минералогически одинаковыми. Это видно из прилагаемой к другой работе таблицы (Радугин, 1967, табл. 1).

Мы имеем, наконец, оттуда же сравнительные почти тождественные спектроскопические данные, характеризующие те же минералы сравниваемых геологических формаций.

Таким образом, из этих таблиц ясно выступают некоторые минералогические и геохимические черты описываемых песчаников, общие с песчаниками, мраморами и диабазами Гребешковской геологической формации.

4. Палеонтологические остатки в Подглухаринной граувакковой толще пока не обнаружены. Не исключено, что имеются синхронные ей споры в цементе конгломератов.

5. Фациальные особенности граувакковой толщи довольно характерны. Эта толща (или ее базальная часть) является типичным трансгрессивным образованием. Базальные конгломераты ее образовались во время раннего наступления моря чудского периода.

Следует учесть огромную мощность Гребешковской геологической формации, измеряемую в несколько километров. Необходимо также представить себе характерные геохимические и петрографические особенности нижней (Жистыкской) диабазовой свиты этой формации. Нужно видеть гальки этих диабазов. И тогда станет ясным огромный масштаб денудации, прошедшей после отложения Гребешковской геологической формации во время отложения базальных конгломератов описываемой нижней граувакковой толщи.

Разумеется, эти конгломераты — лишь местная фация, которая не может прослеживаться на большие расстояния. Но она в районе обнажена на небольшой площади, и тут мы не выходим за пределы этой прибрежной фации (при прослеживании ее по простиранию).

Фациальные изменения описываемой толщи вверх по стратиграфической колонке достоверно не установлены. Но по непроверенным данным конгломераты сменяются свитой переслаивающихся граувакковых песчаников и черных мелкокристаллических мраморов. Отложения этого рода мы, естественно, относим к ранней стадии развития миогеосинклинальных отложений.

6. Стратиграфическое положение и возраст описываемой нижней граувакковой толщи. Этот возраст является, по нашему мнению, верхнепротерозойским, о чем более подробно сказано ниже (в разделе о возрасте всей чудской системы).

Что касается стратиграфического положения, то трудно сомневаться в том, что данная толща древнее Белой геологической формации. Этот вывод довольно надежно получается на основании анализа нашей геологической карты. В самом деле, на этой карте хорошо прослеживается Среднекорбикская синклиналь в.с.-в. и почти широтного простирания. Слагающие эту синклиналь три толщи: а) конгломераты, б) карбонатные брекчии и в) кальцилицы Среднекорбикской геологической формации (а также гравелиты Глухариной формации) лежат несогласно на южнее лежащей Белой геологической формации, на ее верхней части. А нижняя часть последней в свою очередь лежит на еще южнее лежащих образованиях описываемой Подглухариной граувакковой толщи. Таким образом, мы последнюю считаем более древней по сравнению с Белой геологической формацией. Правда, этот вывод не является абсолютной истиной. Но пока ему ничто не противоречит, а имеющаяся геологическая карта хорошо его подтверждает.

Однако у нас пока нет совершенно никаких данных для решения вопроса о том, что же моложе: описываемая нижняя граувакковая толща или же Нижнебазаихская мраморно-доломитовая геологическая формация, содержащая своеобразные окаменелости группы академиолитов(?). Для решения этого вопроса нужны новые исследования и новые факты.

7. Тектоно-стратиграфические взаимоотношения описываемой граувакковой толщи определяются следующим образом.

Во-первых, в гальках ее конгломератов хорошо выражены отмеченные ниже унаследованные тектонические структуры и реликты метаморфизма. При этом имеются в виду гальки Гребешковской геологической формации. Это, несомненно, доказывает фазу тектогенеза, прошедшую после образования этой формации к моменту отложения базальной свиты конгломератов описываемой граувакковой толщи.

Во-вторых, лежащий бок той же базальной свиты несет пликативную структуру ее фундамента. Это выражается в том, что складки фундамента (т. е. Гребешковской геологической формации) идут в в.с.-в направлении, тогда как лежащий бок базальных конгломератов описываемой здесь толщи идет иначе.

К сожалению, пока ничего не известно об отношении на-

шей граувакковой толщи к структуре манской системы. Неясно ее отношение к доломитам и мраморам, подстилающим по рч. Корбику мраморы Бажейской геологической формации.

Отношение строения описываемой граувакковой толщи к структуре перекрывающей Белой геологической формации нами детально не изучалось. Все же получается, по имеющимся данным, впечатление о несогласном налегании Белой геологической формации на свой фундамент: в одних местах она залегает на нижней граувакковой толще, в других — на Гребешковской геологической формации верхнего протерозоя и в третью — на доломитах и мраморах неизвестного стратиграфического положения, развитых по Корбику и подстилающих там доломитизированные мраморы Бажейской геологической формации. Несомненно, эти взаимоотношения нуждаются в дополнительном исследовании. Но пока имеющиеся факты не противоречат выводу о том, что Подглухаринная толща срезается со стороны всякого бока.

8. **Диagenез и динамометаморфизм.** Следы вулканизма, синхронного нижней граувакковой толще, не известны.

Диagenез, конечно, проявился в обычной мере, хотя обширные площади конгломератов данной толщи в элювии представлены разрозненными гальками. В этом проявилось весьма заметное выветривание.

Что же касается динамометаморфизма, то он выражен в нижней граувакковой толще, видимо, в довольно слабо развитой форме.

9. Особенности тектоники восстановлены пока приближенно на основании наших материалов.

По этим материалам хорошо видны границы толщи, ее общее расположение, деление на 2 подсвиты, гомоклинальное залегание и мощность слоев в поперечном разрезе, а также несогласное отношение к подстилающим и перекрывающим толщам.

10. **Мощность** слоев описываемой граувакковой толщи определяется здесь приближенно в 200 м (с погрешностью плюс или минус 50 м).

БЕЛЕНЬКАЯ (БЕЛАЯ) ТОЛЩА

Беленькая (Белая) толща, названная нами по рч. Белой, правому притоку рч. Жистыка (в бассейне Базаихи, притока Енисея), слагается двумя свитами: нижней, состоящей из светло-серых кварцевых песчаников, конгломератов, сланцев и мелкокристаллических мраморов (или известняков), и верхней, состоящей из трех маломощных подсвит битуминозных карбонатных горных пород — средней подсвиты свет-

лых воюющих мраморов, нижней и верхней подсвиты доломитов.

Белая толща распространена на весьма малой площади, очень слабо обнажена и изучена далеко не достаточно. В ней не обнаружено окаменелостей. Мощность ее измеряется первыми сотнями метров. Она лежит несогласно на Гребешковской толще верхнего протерозоя (на ее слюдистых песчаниках и песчано-глинистых сланцах) и перекрывается слоями Среднекорбикской толщи.

ГАГАРИНСКАЯ (СРЕДНЕКОРБИКСКАЯ) ТОЛЩА

Данная толща была выделена нами в 1936 г. или немного позже и условно названа Среднекорбикской по рч. Средний Корбик. Она несогласно залегает на Белой и Нижнебазанской толщах и, как можно предполагать, относится несогласно к Глухариной геологической формации доломитовых гравелитов.

Среднекорбикская толща изучена недостаточно. Она делится на нижнюю и верхнюю пульсационную свиты. Нижняя из них имеет характер трансгрессивных базальных образований. Это сероцветные песчаники и главным образом конгломераты, состоящие из галек граувакковых слюдисто-кварцевых песчаников, белых мелкокристаллических доломитов и серых мраморов. Верхняя свита начинается карбонатной осадочной брекчией, состоящей главным образом из обломков серых мелкокристаллических карбонатных горных пород. В этих обломках можно изредка видеть окаменелости, близко напоминающие академиолиты.

Над осадочной брекчией, обнаженной по левому склону долины Среднего Корбика и достигающей значительной мощности, залегают серые известковистые слюдистые песчаники и светлые карбонатные горные породы, почти неслоистые, близкие к известнякам (с проавлопорами?).

Общая мощность Среднекорбикской толщи оценивается в сотни метров. Окаменелости в ней отсутствуют или очень скудны. Её стратиграфическое отношение к описываемой ниже Глухариной геологической формации не вполне ясно.

ГЛУХАРИНАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ФОРМАЦИЯ

1. Эта гравелитовая толща чудской (?) системы несогласно залегает выше нижней части системы и ниже Титовской (Суховской) граувакковой толщи. Мощность, её, видимо, не менее 0,9 км.

2. Геологические наблюдения, характеризующие Глухариную толщу, даны в отдельной статье (Радугин, 1947).

которую читатель может использовать. Приводить геологические наблюдения здесь нет необходимости из-за однообразия литологического состава и простоты условий залегания данной толщи.

3. Стратиграфический состав в Глухариной толще.

Она состоит главным образом из одной гравелитовой свиты. Кроме того, в одном участке уцелела от денудации вторая свита, состоящая из светло-серых мелкокристаллических мраморов с примесью хорошо окатанных кварцевых песчинок.

4. Особенности петрографии в Глухариной геологической фермации.

Главной горной породой в её составе являются доломитовые гравелиты. Кроме того, есть конгломераты и песчаники, а верхняя свита сложена светлыми песчанистыми кальцилитами.

Нужно было сочетание особо благоприятных условий, чтобы образовалась целая геологическая формация доломитовых гравелитов. Главным из этих условий было наличие более или менее обширной области питания, сложенной преимущественно доломитами.

Доломитовые гравелиты — удивительная горная порода. Мне приходилось работать в крупных регионах, сложенных преимущественно доломитами. Такие участки земной коры есть в Западной Сибири во всех горных кряжах. Однако нигде, кроме Восточного Саяна, мне не довелось наблюдать в них карбонатные гравелиты значительной мощности. Это не удивительно: карбонатные горные породы сравнительно хорошо растворимы. В галечнике р. Мрассы, например, несмотря на то, что она течет десятки километров в области сплошного развития доломитов и мраморов, галек карбонатных горных пород в общем немного.

Доломитовые гравелиты Глухариной геологической формации довольно однообразные горные породы. В типичных случаях это светло-серые, несколько пестрые горные породы, состоящие из хорошо окатанной мелкой гальки или гравия доломитового состава. В зависимости от окраски цемента бывают гравелиты зеленоватых или красновато-серых оттенков. Имеются переходы в песчаники. В других гравелитах можно видеть значительную примесь галек и намечающийся таким образом переход в конгломераты. Наконец, есть еще такие гравелиты, которые содержат примесь доломитовых валунов и особенно единичных глыб светлых и розовых мелкокристаллических мраморов (и доломитов). Одна из этих глыб достигала в длину несколько метров. При этом она вытянута не по своей слоистости, а в направлении, секущем наслоение. В неко-

Остановимся несколько на петрографии Глухариного гравелита, в особенности на петрографическом описании обломков Глухариного гравелита.

Петрографическую характеристику этих обломков даем ниже по характерным группам: а) преобладающие доломиты галек Глухариного гравелита, б) горные породы Гребешковской геологической формации, в) битуминозные мраморы и строматолитовые образования верхов Белой геологической формации, г) неясного происхождения и другие обломки.

Доломиты мелких галек или гравия Глухариного гравелита преобладают в составе этой породы; мелкие гальки хорошо окатаны, представляя шаровидные, эллиптические и яйцевидные мелкие гальки, что указывает на господство данной горной породы в бассейне питания и на сравнительно далекий перенос.

Эти мелкие гальки доломита, как правило, содержат палеонтологические остатки, описанные в специальной работе. Отметим в связи с этим, что и петрограф сможет выделить в них онколитовые (или оолитовые) и строматолитовые доломиты. Кроме того, легко выделяются осадочные доломитовые брекчии и дресвяники с обломочным доломитовым цементом и тектонические брекчии с минеральным, жильным доломитовым цементом.

Вот, например, осадочная доломитовая брекчия обр. 36 р 25, 65 р 2040 и 2041. Цвет породы серый. Доломит — массивный, мелкокристаллический, плотный, непористый, обломочного строения. Это — типичная осадочная брекчия. Светло-серые и серовато-белые обломки — угловатые, в длину до 12 и 18 мм. Цемент состоит из различной величины мелких дресвинок и песчинок, цемент которых — пелитовый, тоже доломитовый. Серый цвет породы объясняется примесью красящего темно-буровато-серого органического материала. Некоторые обломки явно содержат системы параллельных друг другу тектонических трещин, ориентированных различно в разных обломках брекчии. Их приходится признать за реликтовые тектонические структуры, что довольно хорошо видно в шлифе 65 р 2040.

В образце доломитовой брекчии 65 р 2041 белые сероватые и буроватые обломки, видимо, достигают большей величины. Некоторые из них изредка окатаны. Главной особенностью этой разновидности брекчии, слагающей хорошо окатанную гальку Глухариного конгломерата, является светло-зеленоватый и сероватый оттенок доломитового цемента (пелитового, с примесью песчинок доломита). В некоторых обломках доломита в описываемой брекчии ясно видна параллельность секущих обломков трещин. Не исключено, что обр. 65 р 2041 происходит не из той доломитовой толщи, которая в основном дала гальки Глухариного конгломерата, а из другой.

Отметим еще гравийные гальки доломита с онколитовым (или оолитовым) строением (65 р 2042), отличающиеся не-

равномерным развитием густой сети почти параллельных тектонических трещин и пористостью.

Изредка среди мелких галек в описываемых доломитах встречается интересная разновидность светло-серого массивного мелкокристаллического неслоистого доломита, которая пронизана примерно параллельными черными штрихами битуминозного вещества (обр. 65 р 2043).

Наконец, опишем еще тектоническую доломитовую брекчию, с характерным яснокристаллическим доломитовым цементом обломков, которые тоже состоят из серого мелкокристаллического плотного, неслоистого массивного доломита. Эти обломки возникли после фазы тектонического давления.

Главную массу гравия в гравелитах составляют водорослевые доломиты. Водоросли их относятся к строматолитам, онколитам и онкостромам. Последняя группа окаменелостей является промежуточной, содержащей в себе признаки строматолитов и онколитов: это массивные с заметной слоистостью образования, однако состоящие из изометричных, онколито-подобных водорослевых телец. Эта группа является весьма своеобразной. К ней, видимо, принадлежит и род палеомакроцистис. В дальнейшем следует обратить внимание на эту группу и подробно ее изучить.

До этого детального изучения трудно пытаться определить точно ее стратиграфическое значение. Известно, что формы, принадлежащие к ней, установлены В. А. Шипицыным в Таржувской геологической формации (или толще) Г. А. Иванкина, А. Г. Поспелов обнаружил подобные формы в доломитах, несогласно подстилающих фосфоритоносные руды Белкинского месторождения Горной Шории, а автор нашел примерно такие же формы в темных мраморах кл. Глухариного.

Первое впечатление от всех этих находок заключается в том, что род палеомакроцистис, видимо, довольно широко распространен в верхнем протерозое. В нижнем кембрии он как будто еще не известен.

Отметим далее в составе галек Глухариной геологической формации продукты размыва Гребешковской толщи: сравнительно редкие гальки черных или темно-серых мелкокристаллических мраморов, довольно часто встречающийся гравий своеобразных зеленовато-серых диабазов и реже их туфогенных производных и весьма обычные мелкие гальки мелко- и среднезернистых слюдястых полимиктовых сероцветных песчаников, обычно содержащих более или менее значительную примесь кварцевых песчинок.

Особенности состава песчинок таковы. Среди них нередки зерна кварца; встречаются зерна, обычно угловатой формы, плагиоклаза. Листочки слюды нередко измяты, притом в различной степени. Среди этих листочков есть как листочки био-

тита (редко), так и чаще встречающиеся листочки мусковита. В шлифах отмечены зерна эпидота, обломки амфибола и пироксена. Среди более редких зерен отмечены зерна цоизита, характерного желто-буроватого, почти не плеохроирующего с слабым двупреломлением хлорита, лейкоксена, циркона, сфена и др. Зерна горных пород представлены чаще всего диабазом, афанитом, изредка встречаются зерна силицилитов-яшмы и др.

Исследование песчинок показало, что они нередко сохраняют следы тектонических деформаций, прошедших до образования цемента описываемых песчаников.

Особую группу обломков в описываемых гравелитах и конгломератах представляют местные крупные глыбы своеобразных карбонатных горных пород светлых оттенков. Среди них обычны светло-серые и серовато-белые мелкокристаллические неслоистые мраморы, нередко с красноватыми оттенками. Они не похожи на белые, сильно пахнущие битумом (?) мраморы нижележащей Белой геологической формации. Из какой геологической формации они происходят, пока не ясно. Однако они, очевидно, прошли небольшой путь до своего отложения, так как сохранили свою большую величину и угловатость. Никаких окаменелостей в них не обнаружено.*)

Неясно происхождение также некоторых других обломков, найденных в гравелитах и конгломератах. Это обломки и хорошо окатанные гальки красных яшмовидных силицилитов.

Что касается конгломератов, то они имеют такой же петрографический состав галек, как и гравелиты. Для них также характерно господство в гальке мелкокристаллических водорослевых доломитов.

Кроме конгломератов в описываемой геологической формации встречаются крупнозернистые песчаники, слагающие обычно небольшие, тонкие прослойки. Их минералогический состав близок к цементу гравелитов, однако часто (?) это не доломитистые, а известковистые песчаники. Есть среди них и такие разновидности, у которых состав песчинок преимущественно не карбонатный, а силикатный (диабазовый).

Местами количество карбонатных песчинок сильно возрастает, и мы имеем линзы и прослойки почти чистых доломитовых песчаников или калькоаренитов.

Особую группу горных пород описываемой геологической формации составляют светлые, почти белые, плотные, обычно неслоистые тонкокристаллические мраморы с обильной примесью кварцевых песчинок. В шлифах эти песчинки кварца хорошо окатаны. Растворением многие из них были вы-

*) Когда встречаются большие глыбы, возникает предположение, что мы имеем карбонатные прослои в гравелитах. Так думал, в частности, В. И. Попов. Но наши наблюдения не подтверждают этого вывода.

делены. При этом среди них найдены и песчинки молочно-белого кварца. Но главная масса их сложена прозрачным кварцем. В шлифах кварц этих песчинок характеризуется следующими признаками: волнистое и облачное угасание, наличие пылеватых и газовых (?) включений, неправильные мелкие трещинки, образовавшиеся до обтачивания песчинок.

5. Особенности минералогии и геохимии Глухариной геологической формации изучены недостаточно. В основном они унаследованы от более древних геологических формаций, в частности, от водорослевых доломитов, слагающих главную массу гравия формации. Другой существенной особенностью состава этого гравия является (в галечках диабаз) своеобразный титанистый желтовато-буроватый хлорит.

Спектральный анализ, сделанный из растворенного цемента песчаников, гравелитов и конгломератов, обнаружил, кроме кальция и магния, еще следующие химические элементы: железо, марганец, калий и фосфор.

Отметим еще особенности химизма красных или сургучных яшм (1) (из гальки конгломератов Глухариной толщи) и включенных в нее глыб карбонатных горных пород (2).

6. К палеонтологии Глухариной геологической формации.

Палеонтологических остатков, достоверно синхронных этой формации, пока не известно, если не считать обрывков обуглероженной ткани сине-зеленых водорослей, извлеченных растворением из песчаных мелкокристаллических мраморов верхней свиты.

Большой интерес представляет изучение строматолитов, онколитов и онкостром из галек гравелитов и конгломератов формации.*)

В образцах той же формации под лупой удавалось заметить эпифитонов, но в шлифах это пока не подтверждено.

7. Фациальные особенности Глухариной геологической формации в связи с обликом подстилающих горных пород. Эта формация является типичной трансгрессивной: она в нижней части состоит главным образом из гравелигов (местами из конгломератов), а в верхней части — из песчаных карбонатных пород.

Облик горных пород формации, протянувшейся на незначительное протяжение, в общем хорошо выдерживается по простиранию. Конечно, при этом не обходится без мелких фациальных изменений.

Резкое изменение фации наблюдается на границе с верхней свитой мелкокристаллических светлых мраморов (с примесью кварцевых песчинок). В связи с этим фациальным

*) См. их описание в палеонтологической части данной работы (ч. V).

скачком заметим, что доломитовый цемент доломитовых гравелитов скорее всего является результатом перетирания доломитового гравия. Это предположение согласуется с известковистым цементом некоторых прослоев и линз гравелитов и песчаников. Таким образом, возникновение Глухариной формации началось, видимо, в нормальных морских, а не лагунных условиях.

Наличие в Глухариной геологической формации реликтовых тектонических трещин в гравии и гальках, состоящих из водорослевых доломитов, говорит о том, что эта формация образовалась не одновременно с этими водорослевыми доломитами, а после их отложения и после поразившей их фазы развития тектонической трещиноватости.

Какие же доломиты размывались во время трансгрессии Глухариного моря (?). Едва ли это были доломиты Жержульской свиты красноярской системы: в них мы не обнаружили следов строматолитов; напротив, в доломитах найдены следы эпифитонов. Больше вероятности, что конгломераты и гравелиты Глухариной геологической формации образовались за счет продуктов абразии доломитов Унгутской геологической формации. Доказательств этого мы пока не имеем. Однако в этих доломитах есть строматолиты. Правда, они не похожи на те строматолиты и онкостромы, которые мы видели во множестве в Глухариной геологической формации. К тому же они сравнительно редки, местами сильно метаморфизованы (обесцвечены притом) и в общем имеют иной облик. В одной подсвите доломитовой свиты Унгутской геологической формации сине-зеленых водорослей много (в верховьях рч. Еловки), но они чрезвычайно оригинальны и не имеют общего с онкостромами и строматолитами в гравии и гальках Глухариной геологической формации.

Таким образом, происхождение последних остается загадочным. Вместе с тем мы в далеких краях находим хотя бы грубые аналогии с теми формами одного рода онкостром (палеомикроцистиса), которые нами найдены по кл. Глухариному: это, во-первых, палеомикроцистисы, описанные А. Г. Поспеловым из обломков в фосфоритоносной свите Горной Шории (Белкинской); во-вторых, это палеомикроцистисы, определенные В. А. Шипицыным из нижней части Таржувльской толщи Батеневского кряжа (если не ниже).

Мы не исключаем, что онкостромы и строматолиты галек Глухариной формации происходят не из доломитов Унгутской геологической формации, а из какой-то неизвестной нам толщи. Но это пока лишь предположение. Поэтому надо еще и еще искать и изучать.

Как бы ни решился этот вопрос в будущем, независимо от этого решения намечается важный вывод: вся или почти вся чудская система лежит стратиграфически выше горизон-

тов с палеомикроцистами. Этот вывод настолько существен, что необходимо его в будущем проверить с помощью материалов, собранных в любой точке земного шара из соответствующих слоев позднего протерозоя.

8. Стратиграфическое положение и возраст. В стратотипическом районе Глухариная геологическая формация имеет вполне определенное геологическое положение: выше Гребешковской геологической формации, а также выше доломитов и песчаных мелкокристаллических мраморов с академиолитами, принадлежащих следующей более молодой геологической формации района, и ниже Титовской толщи.

В соседнем районе Глухариная геологическая формация, видимо, лежит выше Белой геологической формации. Не вполне ясно отношение ее также к конгломератам, карбонатным брекчиям и известнякам бассейна Среднего Корбика, которые, (?) возможно, являются лишь фациальным видоизменением Титовской толщи.

Залегание Глухариной геологической формации выше Гребешковской ясно из непрокинутого падения слоев первой в сторону от Гребешковской. Это наблюдалось нами в сотнях метров по перпендикуляру к простираанию контакта в коренном выходе. Непосредственный контакт в естественных обнажениях не наблюдался.

Налегание Глухариной гравелитовой формации на доломиты Заветной («Жержульской») толщи наблюдается в левом верховье долины кл. Глухариного. Там слоистость доломитов не видна (?), но в перекрывающих горизонтах гравелиты падают в сторону от данного контакта (под углом 50° , по азимуту 80°). Кроме того, нам удалось найти следы древней карстовой коры выветривания в том же контакте, причем она проникает в область подстилающих доломитов.

Описанные стратиграфические соотношения не противоречат геологической карте и всем геологическим наблюдениям, касающимся тектоно-стратиграфических отношений описываемых толщ.

Возраст Глухариной геологической формации палеонтологическими остатками ее пока не определяется. Однако есть характерные водоросли в гальках ее конгломератов и гравелитов. Среди них довольно много онкостром, которые помогают установить нижний предел возраста. Этот возраст мы определяем для всей чудской системы, как верхнепротерозойский, что аргументировано в данной работе, в ее итоговой части.

9. Диагенез и метаморфизм описываемой толщи. Диагенез проявился нормально для данной миогеосинклинальной серии отложений. Он проявился в цементации карбонатным цементом песчинок, гравия и галечника. Диа-

генетического генезиса конкреций не встречено. Есть унаследованные диагенетические структуры в гальках: инкрустационные структуры радиально-лучистого строения в доломитовых строматолитах, стилолитовые швы и др.

Контактовый метаморфизм в Глухариной геологической формации отсутствует. Секущих магматических тел, даже силлов и даек, нет. Глубинный региональный метаморфизм также не проявился. Однако складчатость данной толщи достигает значительной интенсивности: местами наблюдаются углы падения слоев в 60 и более градусов.

Несмотря на это, сланцеватость (или эквивалентная ей более редкая трещиноватость) развита неярко. Нужен опытный глаз, и при известной наблюдательности ее можно обнаружить. Зоны сгущения трещиноватости развиты локально. Густота трещин в них достигает 2 трещин на 10 мм.

10. Некоторые элементы тектоники Глухариной геологической формации.

В ее стратотипе, по правобережью рч. Базаихи, ниже Верх-Базаихи, хорошо вскрыт разрез этой толщи, показывающий гомоклинальное залегание ее (с дополнительной складкой). При этом наблюдается в.-с.-в. простираание слоев и довольно крутое (до 60°), местами более спокойное, падение слоев на юго-восток. К сожалению, второе крыло складки в этом разрезе не видно. Оно, видимо, развито в бассейне кл. Глухариного, но там нет нужных коренных выходов. Поэтому основные черты тектоники описываемой геологической формации остаются не вполне ясными. Для их установления требуется вскрытие коренных выходов.

Хотя ю.-в. крыло Глухариной синклинали не обнажено, все же оно довольно ясно намечается с помощью картирования продуктов коры выветривания: оно идет приблизительно по аз. 40° (при этом картировании использованы закопушки, заложённые в масштабе 1 : 10 000).

Глухариная синклиналь почти аккордантно повторяется в вышележащей Усть-Глухариной геологической формации.

Весьма существенны наблюдения над тектонической трещиноватостью. Она в с.-з. крыле Глухариной синклинали имеет несколько варьирующее в.-с.-в. простираание по аз. 50—60°. Это довольно хорошо согласуется с в.-с.-в. простираанием Глухариной синклинали и резко противоречит с.-з. простираанию гомоклинальных толщ средней части чудской системы. Таким образом, по отношению к этой гомоклинали, протянувшейся от устья Корбика до Черемшанки, наблюдается резко дискордантное строение.

Дизъюнктивов, секущих Глухариную геологическую формацию, нами не закартировано. Однако на ее площади, в бассейне кл. Глухариного, были поисковые геофизические работы, направленные на открытие месторождения киновари.

Это дает основание предполагать, что такие дизъюнктивы хотя бы небольшого масштаба, видимо, там есть.

Тектоника дополнительной складки изучена недостаточно. В частности, не известно, как эта складка прослеживается по простиранию на левобережье Базаихи. Предварительные же данные показывают, что в этой складке дважды повторяется мощность, примерно в 100—200 м, обнаженная в главной Глухариной синклинали.

В связи с этим, а также с учетом всех наблюдений, приведенных в стратотипическом разрезе формации, общая мощность нижней гравелитовой свиты определяется около $0,9 \text{ км} \pm 50 \text{ м}$. Верхняя свита формации, обнаженная около 1 км по аз. 135° от устья кл. Глухариного, имеет небольшую мощность, измеренную шагомерно (100 м).

11. Полезные ископаемые Глухариной геологической формации общераспространенные: гравелиты и гравий коры выветривания, использованные для постройки шоссеиной дороги из Верх-Базаихи в Жистык. Кроме того, следует упомянуть о светло-серых песчанистых карбонатных слоях верхней свиты. Конечно, они, как флюс, не пригодны. Однако в качестве строительного камня их можно было бы при случае использовать.

12. О подземных водах, связанных с Глухариной геологической формацией, можно сказать очень мало. Они остаются пока не изученными. Конечно, есть обычные грунтовые воды, особенно обильные в пойме рч. Базаихи, ниже пос. Верх-Базаихи, где они обусловили сильное заболачивание дна долины.

По своему химическому составу Глухариная геологическая формация мало отличается от чистых карбонатных горных пород. Поэтому развитые в ней, кроме верховодки, подземные воды имеют состав жестких, карстовых вод. Пещер на площади Глухариной геологической формации, впрочем, не найдено.

13. К геологической истории Глухариной геологической формации. Эта толща является типичной трансгрессивной. Она возникла в первый этап геосинклиналино-складчатого развития чудской миогеосинклинали.

В ее прототектонике были две фазы развития, в первую фазу шла трансгрессия, и разрушались абразией значительные карбонатные скалы, сложенные мраморами и доломитами Белой геологической формации. В то же время издали речками или морскими течениями приносились доломитовые гальки (реже валуны) и весьма обильный доломитовый гравий. Этот материал — продукты разрушения Унгутской или скорее иной (более молодой) геологической формации. Одновременно приносились гальки сероцветного песчаника, тем-

ного мрамора, лидитовидного силицилита и диабазы с площади Гребешковской геологической формации.

Во вторую фазу продолжалось наступление моря. Берег моря далеко ушел вперед, а поэтому вместо гравелитов накапливался известковый песок и ил с примесью кварцевых песчинок.

Как продолжался эволюционный период жизни Глухаринной геологической формации, неизвестно. Но за спокойной эволюцией последовала конкордантная или аккордантная фаза складчатости. Это вызвало образование на месте морского дна суши. Затем последовал континентальный перерыв и разрыв. Длительность этих процессов пока не устанавливается. Но за их завершением последовало новое наступление моря и образование Титовской или Усть-Глухаринной геологической формации.

ТИТОВСКАЯ ИЛИ УСТЬ-ГЛУХАРИНАЯ ГРАУВАККОВАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ФОРМАЦИЯ

1. Данная толща первоначально автором выделялась из состава Глухаринной геологической формации, лишь как ее верхняя свита (К. Радугин, 1947). Позже геолог Красноярского геологического управления В. И. Попов в результате детальной геологической съемки 1:50 000 масштаба тоже предложил ее выделить, но как самостоятельную толщу. Но он не назвал ее. Нами она названа Титовской (или Усть-Глухаринной) (условно и временно).

В настоящее время самостоятельность ее не вызывает сомнения (по отношению к Глухаринной геологической формации). Дело в том, что теперь установлена еще одна толща, лежащая между гравелитами Глухаринной и Титовской граувакковой толщей и большей частью уничтоженная денудацией перед отложением последней. Это — песчанистые светло-серые мелкокристаллические мраморы, слагающие теперь верхнюю часть Глухаринной геологической формации. Так как эти песчанистые мраморы сохранились очень слабо, приходится устанавливать поверхность денудации, образовавшуюся перед отложением Титовской геологической формации.

Стратотип описываемой толщи расположен в бассейне кл. Глухаринного. Она лежит на Глухаринной гравелитовой геологической формации и с резким азимутальным несогласием перекрывается Райской (Караульной) толщей. Возраст ее — верхний протерозой.

2. Состав описываемой граувакковой формации довольно однообразный, хотя она состоит из двух свит: верхняя — карбонатная; нижняя свита — из кластических отложений, среди которых преобладают конгломераты и граувакковые песчаники. Кроме того, есть гравелиты и тонкие прослой-

ки алеврито-глинистых отложений. В одном обнажении (47 р 101), расположенном к востоку от долины кл. Глухарино-го, на гриве встречены в небольшой скале, длиной не более нескольких метров, серые известняки или мелкокристаллические песчанистые мраморы. В этом коренном выходе, а также в обломках обнажается верхняя свита описываемой толщи.

Конгломераты слагаются цементом, таким же, как граувакковые песчаники, и гальками, местами в небольшом количестве валунами и глыбами. Состав галек таков. Среди них преобладают хорошо обточенные гальки серых мелко- и среднезернистых граувакковых песчаников протерозоя и темно-серых (до черного) битуминозных, нередко водорослевых (строматолитовых) известняков или мелкокристаллических мраморов. В глыбах же встречаются светлые доломиты, но преобладают светло-серые, тоже дурно пахнущие, как будто частью песчанистые кальцилиты, местами включающие обломки доломита (59 р 610).

В базальной части описываемой граувакковой толщи у контакта с Глухаринной геологической формацией обнаружен (в обн. 59 р 610, расположенном около 0,8 км по аз. 210° от устья кл. Глухаринного) валун, состоящий из доломитового конгломерата Глухаринной формации,— факт весьма знаменательный.

Среди галек тех же базальных конгломератов описываемой граувакковой толщи отметим еще следующие горные породы:

а) светло-серые кв. песчаники или кварциты, известные в одной из нижележащих толщ, в частности, в Беленькой геологической формации (или сразу под нею),

б) разнообразные светлые мелкокристаллические плотные, обычно неслоистые мраморы (известняки), без заметных подлупой палеонтологических остатков, принадлежащих к чудской системе.

в) отмеченные выше гравелиты и конгломераты Глухаринной геологической формации, переполненные мелкими гальками более древнего доломита,

г) широко представленные гальки верхнепротерозойских серых разнозернистых кварцево-полевошпатовых известковистых слюдистых, частью слоистых плотных песчаников, пересеченных жилками кальцита и обладающих ясными реликтовыми тектоническими структурами,

д) черные и темно-серые мелкокристаллические мраморы, пахнущие сероводородом, с реликтовыми тектоническими структурами, происходящие из Гребешковской формации верхнего протерозоя.

Описанные выше конгломераты обнаружены в элювии и делювии по левому склону долины кл. Глухаринного к с.-з. от

избушки в верховьях этого ключа. Стратиграфическое положение данных конгломератов не вполне ясно, так как не исключена возможность залегания их выше Титовской толщи в основании Райской серии отложений.

В базальной части несомненной Титовской геологической формации нами обнаружены своеобразные граувакковые песчаники (и гравелиты?), включающие отдельные крупные глыбы светлых мелкокристаллических мраморов (известняков) и доломитов своеобразной водорослевой или инкрустационной структуры. Хотя эти глыбы наблюдались лишь в коре выветривания, залегание их в составе граувакковой толщи не вызывает сомнения: они лежат на водоразделе; кроме того, по краям глыб кое-где сохранились следы грауваккового цемента.

Среди данных глыб еще до 1941 г. мне удалось найти, казалось бы, несомненных археоциат. Правда, образец, содержащий этих, как будто очень ясных археоциат, позже не был обнаружен в коллекции. Таким образом, находку археоциат в данных глыбах следует для большей убедительности повторить. Но в момент открытия этого археоциата у меня при осмотре под лупой не было ни малейшего сомнения: хорошо были видны обе стенки и перегородки.

Граувакковые песчаники описываемой толщи плохо обнажены. Они встречаются в виде обломков главным образом в хорошо развитой коре выветривания, в вывотах. В составе этих песчаников обычны зерна кварца и полевого шпата; есть листочки слюды. Минералогический и петрографический состав песчинок изучен недостаточно. Однако все же довольно ясно, что этот состав в основном унаследован от состава аналогичных сероцветных песчаников Гребешковской геологической формации.

То же следует сказать о минералогии алевролитовых или песчано-глинистых сланцев описываемой геологической формации.

Иначе выглядит петрография верхней свиты той же формации, сложенной светлыми неслоистыми или слабослоистыми плотными мелкокристаллическими песчанистыми мраморами (известняками). Песчинки в них, видимо, почти исключительно кварцевые, довольно крупные (0,1—0,5 мм), прекрасно окатанные, большею частью прозрачные. Изредка среди них встречаются почти молочно-белые, т. е. происходящие из жил кварца. Микроскопическое исследование этих песчинок не привело к открытию каких-либо характерных, бросающихся в глаза особенностей. Волнистое угасание в некоторых песчинках заметно. Ясно выраженных реликтовых тектонических трещин найти в них не удалось.

Окаменелостей в описываемых кальцилитах не встречено, что и естественно, так как они представляют собой калько-

арениты или кальколютиты — продукт механической переработки обломков известняков. Растворение взятых образцов верхней свиты Титовской геологической формации, характеризующихся заметным серым оттенком, дало нам лишь трудно распознаваемые обуглероженные обрывки ткани водорослей (с характерной для нее мелкой, точечной микроструктурой). По этим обрывкам пока невозможно даже родовое определение.

Условно к описываемой геологической формации в 1936—1946 гг. относились три среднекорбикские толщи, развитые главным образом в бассейне Среднего Корбика. Там видно залегание этих трех толщ выше Беленькой геологической формации (как будто также выше и Глухариной геологической формации). Эти три толщи следующие (снизу): 1) сероцветные конгломераты (мощностью около 0,4—0,5 км), состоящие главным образом из гальки серых гребешковских граувакковых песчаников и темных и светлых мелкокристаллических мраморов, менее из обломков почти белых доломитов, 2) осадочные карбонатные брекчии, залегающие по левобережью Среднего Корбика, содержащие изредка в обломках своеобразные окаменелости (вроде академиолитов) и достигающие значительной мощности (в первые сотни метров), 3) вышележащая слабо обнаженная толща серых известковистых песчаников и кальцилитов, плитчатых, слоистых, песчанистых.

Бросаются в глаза довольно ясные особенности состава данных трех свит. В особенности сильно отличаются своим обилием две нижние толщи, из которых резко выделяется довольно мощная толща карбонатных, преимущественно мраморных брекчий. Происхождение этих карбонатных брекчий пока является загадочным. Они явно не могли образоваться ни за счет Глухариной, ни за счет Титовской толщ. Верхняя карбонатная часть Беленькой геологической формации также резко отличается обилием дурно пахнущих газов. Скорее всего эти брекчии возникли за счет разрушения верхней кальцилитовой свиты Заветной геологической формации. Это предположение обосновывается тем, что в данной свите имеются академиолиты и они же найдены в некоторых обломках описываемых брекчий. Поражает обилие осадочных карбонатных брекчий Среднего Корбика или средней толщи. Оно говорит о том, что, видимо, мощность уничтоженной кальцилитовой свиты Заветной геологической формации была немалая.

Каково стратиграфическое положение кратко описанных выше трех толщ, точно не известно. Условно мы могли бы их параллелизовать с описываемой Титовской геологической формацией. Конечно, такую параллелизацию нельзя считать надежной: уж очень велики различия в литологическом со-

ставе этих трех толщ при сравнении с граувакковыми песчаниками Титовской формации. Очевидно, нужно еще новое, дополнительное изучение, чтобы решить данный вопрос с этой параллелизацией.

3. Фациальные изменения Титовской геологической формации по простиранию очень невелики. Это и естественно, поскольку эта толща прослеживается в стратотипическом районе лишь на небольшом расстоянии. Характерной фацией ее является фация граувакковых песчаников.

Однако, если принять сделанное выше сопоставление с тремя толщами Среднего Корбика, то мы в таком случае должны признать весьма существенные фациальные изменения. Эти изменения происходят на небольшом расстоянии, при переходе с с.-з. крыла развитой здесь антиклинали на ее ю.-в. крыло. Они выражаются в появлении граувакковых конгломератов и мраморных осадочных брекчий значительной мощности. Сам факт этого резкого фациального изменения говорит о том, что сделанное предположительное сопоставление пока не надежно. Что касается фациальных изменений по стратиграфической колонке внутри Титовской геологической формации, то они невелики, но ясно выражены при сохранении в основном облика этой формации (граувакковой фации). Эти изменения заключаются в следующем.

В базальной части Титовской геологической формации встречаются, видимо, слабо развитые конгломераты, содержащие даже валуны доломитового гравелитового Глухариного конгломерата.

В той же базальной части довольно часто встречаются значительной величины глыбы серых мелкокристаллических мраморов (частью с инкрустационной структурой и редко с разрезами археоциат). Это свидетельствует, что наступление моря имело характер скорее ингрессии на район, где были лишь отдельные невысокие карбонатные скалы.

Затем отложилась основная масса граувакковых песков (с прослоями гравия); к концу этого процесса накопились в небольшом количестве алевритовые или песчано-глинистые отложения, переходящие во вторую свиту — в свиту песчаных мелкокристаллических мраморов.

Таким образом, фациальные изменения по стратиграфической колонке рисуют довольно обычную картину ингрессии или наступления моря, завершившегося сменой терригенных отложений карбонатными.

Нечто подобное происходило в бассейне Среднего Корбика при отложении отмеченных выше трех толщ. Но там была настоящая трансгрессия и образовались мощные базальные конгломераты, а затем характерная Среднекорбикская карбонатная брекчия. Впрочем, эти три толщи, возможно,

имеют иной возраст по сравнению с возрастом Титовской геологической формации.

4. Тектоно-стратиграфические отношения Титовской геологической формации частью хорошо выявлены, частью же нуждаются в дополнительном изучении.

Так, совершенно ясно несогласное залегание ее на Глухариной толще: 1) за это говорит интенсивная денудация последней, так что от нее местами ничего или почти ничего не сохранилось; 2) за то же говорит находка в базальных слоях Титовской формации валуна Глухариной гравелитовой формации (нужно, следовательно, чтобы ее гравелиты отложились, сцементировались, были приподняты и затем размыты); 3) характерно несимметричное расположение синклинали, сложенной Титовской геологической формацией, относительно Глухаринской толщи, в результате чего от последней в ю.-в. крыле этой синклинали почти ничего не осталось; 4) наконец, неслучайно, что даже в замке той же синклинали Глухариная геологическая формация уцелела от размыва в весьма малой степени.

Из приведенных фактов ясно, что несогласие в основании Титовской толщи не скрытое, а угловое.

Отношение Титовской геологической формации к более молодым образованиям рассмотрено при описании последних.

Вместе с тем некоторые тектоно-стратиграфические отношения внутри Титовской геологической формации остаются невыясненными. Это касается, во-первых, конгломератов левого склона долины кл. Глухариного, расположенных к с.-з. от избушки лесника. На первый взгляд кажется, что эти конгломераты лежат выше граувакковых песчаников Титовской геологической формации. Можно даже предположить, что они являются базальными конгломератами Караульной геологической формации. Однако последние отличаются от них весьма существенно: в этих конгломератах по кл. Конгломератовому галька очень своеобразна; в ней много красных доломитов, эффузивов и других характерных горных пород.

Если верно предположение о том, что есть конгломераты Титовской геологической формации, лежащие над ее граувакковыми песчаниками, то возникает вопрос: не начинается ли с них новая геологическая формация? Решение этого вопроса пока невозможно из-за слабой обнаженности, из-за того, что детальной 1 : 10 000 геологической съемкой данных конгломератов проследить не удалось. Это остается делом будущего.

Во-вторых, есть еще и другая существенная неясность, обнаруженная в районе верховьев Нижнего Корбика. Там, на гривке, идущей на с.-в. от доломитов обн. 47 р 11, эти доломиты прослеживаются на 200—300 м на с.-в. и сменяются сероцветными песчаниками, видимо, принадлежащими описываемой

мой Титовской геологической формации. Однако они прослеживаются на сравнительно небольшое расстояние, а затем сменяются светло-серыми плотными неслоистыми мелкокристаллическими мраморами (или известняками) с характерной примесью хорошо окатанных некрупных кварцевых песчинок. Если мы действительно встретили там граувакковую нижнюю свиту Титовской геологической формации, то приходится признать, что она тут характеризуется незначительной мощностью. Таким образом, естественно появляется почти неизбежный вывод о ее размыве, о несогласии внутри Титовской геологической формации или о возможном разделении ее на две пульсационные свиты (если не самостоятельные геологические формации). Все это требует тоже дополнительного исследования.

Наконец, отметим еще уже охарактеризованный выше вопрос о возможном резком фациальном переходе Титовской геологической формации у Среднего Корбика, где появляются мощные граувакковые конгломераты и карбонатные брекчии.

5. Стратиграфическое положение и возраст.

Залегание описываемой Титовской геологической формации на Глухариной не вызывает сомнений: в основании этой формации найден хорошо обточенный валун, состоящий из конгломерата и гравелита Глухариной толщи, развитой тут же, в фундаменте отложений Титовской. Со стороны висячего бока последняя примыкает к базальному конгломерату Райской (Караульной) геологической формации. Эти базальные слои слабо обнажены в русле кл. Конгломератового, где есть незначительный коренной выход. Слои в этом выходе по галькам намечаются слабо. Все же заметно падение их на север или северо-восток. Это вполне соответствует общей картине залегания развитых в этом участке толщ.

Таким образом, стратиграфическое положение Титовской геологической формации — вполне определенное. Этим положением, конечно, очень хорошо определялся бы и ее возраст, если бы в СССР вопрос о границе нижнего кембрия и верхнего протерозоя не вызывал бы длительных и, к сожалению, часто бесплодных и бесплодных споров. При этом и та, и другая сторона спорящих допускала ошибки. Данный вопрос имеет общее значение для описываемой здесь мощной и сложной чудской системы. Поэтому мы уделим ему внимание после описания всех ее частей.

6. Элементы тектоники. Описываемая геологическая формация участвует в строении несколько аккордантной синклинали. Из-за малого количества выходов это строение недостаточно выяснено в деталях. Общая же картина достаточно ясна. Ось этой синклинали не совпадает с осью синклинали, в которую сложена Глухариная геологи-

ческая формация, чем и создается упомянутая аккордантность.

Несомненно, в будущем следует более подробно выяснить мелкие элементы строения описываемой геологической формации. Особенно необходимо это сделать потому, что вышележащая Райская (Караульная) геологическая формация дислоцирована в резко отличающемся с.-з. направлении.

7. Вулканизм совершенно отсутствовал в описываемой граувакковой геологической формации. Проявления его там нет. Нет и секущих, более поздних магматогенных тел. Динамометаморфизм выражен очень слабо. Скорее он завуалирован ярко выраженным выветриванием.

8. Полезные ископаемые описываемой толщи практически отсутствуют. Это общераспространенные строительные камни. В частности, можно отметить бутовый камень. На территории данной геологической формации как будто проводились геофизические поиски на киноварь.

Отметим своеобразное, разрыхленное состояние грауваковых песчаников, серых полимиктовых дресвяников, гравелитов и конгломератов Сухой геологической формации. Оно является следствием выветривания. Это состояние сильно облегчает отбор шлихов из элювия данной толщи. Отметим также, что это состояние позволит в будущем дешево эксплуатировать тот же элювий при постройке шоссежных дорог.

9. Геологическая история Титовской формации. Прежде всего отметим эволюционную стадию её созидания, которой предшествовала глухаринная фаза тектогенеза, выразившаяся, в частности, как складчатость с.-в. простирания. Эта фаза тектогенеза, видимо, недостаточно изучена и может вызывать сомнения.

После денудации последовала трансгрессия. Постепенно стала накапливаться описываемая геологическая формация. При этом рядом с морским бассейном были расположены холмы или горы карбонатного состава. Оттуда сползали или скатывались крупные глыбы, погребавшиеся в сероцветном гравии (?) и песке. К концу 1 периода отложения граувакковой толщи стало преобладать накопление мелкозернистого песка и песчано-глинистого материала.

Второй период седиментации ознаменовался существенным изменением условий: начали накапливаться известковые илы и пески с примесью кв. песчинок.

Затем прошла фаза складчатости, и возникли новые складки с.-в. простирания (Титовская фаза).

Конечно, история развития описываемой толщи на этом не закончилась. Однако эта последующая история лучше задокументирована в составе и строении вышележащих геологических формаций.

Б. ВТОРАЯ ЧАСТЬ (ВТОРОЙ ОТДЕЛ) ЧУДСКОЙ СИСТЕМЫ

РАЙСКАЯ* (КАРАУЛЬНАЯ) ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ФОРМАЦИЯ

1. Райская геологическая формация преимущественно карбонатного состава залегает на Глухариной и Титовской (так называемой Усть-Глухариной) граувакковой толще. Она перекрывается Корбикской доломитовой толщей. Выделение её намечено мной в 1936 г. в районе дер. Верх-Базаихи. Стратотипический разрез её расположен в том же районе. Мощность данной геологической формации более 1 км. Стратиграфический состав её сложный. В ней имеются палеонтологические остатки чудской системы, её нижней части, а именно, разнообразные палеоархециаты и (?) гиолиты. С Райской геологической формации начинается второй отдел чудской системы, в котором есть еще Корбикская, Бажейская и Духовичская толщи.

2. Стратиграфический состав Райской геологической формации. Она делится на три части (свиты): нижнюю, среднюю и верхнюю. Нижняя часть формации начинается с пачки конгломератов, сланцев и сероцветных песчаников (с прослоями темных мелкокристаллических мраморов) и плитчатых черных гиолитовых(?) кальцилитов. Для средней части характерны светло-серые доломиты, обычно «онколитовые». Они подстилаются серыми доломитизированными мелкокристаллическими мраморами верхов нижней свиты. Верхняя граница последней нечеткая и заслуживает дополнительного изучения. Верхняя часть внизу начинается с пестроцветов, выше идут доломиты, и плитчатые слои с ламинаритами(?), гиолитами, погонофорами(?) и протоархециатами.

3. Литологический состав описываемой геологи-

* Название «Райская» происходит от «Рай» или Райлесхоз — от названия поселка, что к северо-востоку от дер. Верх-Базаихи. Первое название («Караульная»), видимо, — неудачное.

ческой формации дадим снизу вверх по стратиграфической колонке.

Нижняя свита её начинается с базальной конгломератовой подбиты, переходящей кверху в песчаники. Затем выше залегают темноцветные песчано-глинистые сланцы и мелкокристаллические плитчатые мраморы. Мощность нижней свиты несколько сотен метров.

Начнем с краткой петрографической характеристики базального конгломерата нижней свиты Райской геологической формации.

Эта горная порода нам известна пока лишь в одном месте: по ключику (длиной около 0,5 км), впадающему слева в Базаиху сразу ниже левобережной части дер. Верх-Базаихи.

Прежде, чем начать описание галек, сначала отметим одно общее впечатление о составе базального конгломерата: в нем много продуктов размыва протерозойских диабазов, тех, что обнажены близ устья Жистыка; кроме того, в гальке есть такие не известные нам горные породы, которые либо входят в состав новой геологической формации, либо в состав уничтоженной части какой-то известной нам толщи.

Начнем с этих своеобразных горных пород. Вот одна из них. Это довольно густоокрашенные красные карбонатные горные породы (обр. 47 р 41). Строение их мелкокристаллическое. Как правило, они не слоистые. У некоторых галек в их форме выражается плитчатость. Окаменелостей не встречено. Имеются карбонатные жилки. Красный цвет горной породе сообщается тонкой, равномерно рассеянной гематитовой примесью. Видимо, эта примесь образовалась в момент седиментации, а не в процессе выветривания.

Опробование описываемых красных карбонатных пород с помощью соляной кислоты показало, что в их составе есть как доломиты, так и кальциты (или сильно известковистые доломиты): первые—не вскипают или вскипают в отдельных точках; некоторые образцы начинают выделять равномерно множество пузырьков углекислого газа после одной или нескольких минут воздействия кислоты; напротив, вторые—сразу вскипают, но не бурно, как обычные кальциты, а спокойно, ослабленно.

Сравнительно редкие гальки описываемого конгломерата состоят из мелкокристаллического сероватого, почти белого силицилита, плотного, массивного, неслоистого. Изредка эти гальки окрашены в красный цвет равномерной, распыленной окисью (гематитом). Генезис этих силицилитов пока не вполне ясен. Скорее всего они имели первичноосадочное происхождение, но затем испытали некоторую довольно слабую перекристаллизацию, может быть автometасоматоз. Количество подобных галек резко возрастает в русле кл. Глухарь-

ного, в его среднем течении, куда они попали, видимо, из описываемых конгломератов.

Кроме описанных выше галек карбонатных пород, есть и другие гальки близкого им состава, но отличающиеся слоистостью или примесью песчинок.

Наконец, отметим гальки своеобразных диабазов, на первый взгляд тождественных грязно-зеленым диабазам Гребешковской (Жистыкской) толщи. Правда, они отличаются от последних выветривания, если не диагенеза. Таким образом, требуется детальное петрографическое исследование их под микроскопом. В описываемом конгломерате есть, наконец, гальки и диабазовых песчаников с песчинками, тождественными упомянутым выше диабазам.

Описание стратотипического разреза Райской толщи можно было бы начать по левому берегу Базаихи ниже Верх-Базаихи.

Но этот разрез очень плохо обнажен, и немногие коренные выходы вскрыты с помощью закопущек. Поэтому разрез переносится на правый склон долины рч. Базаихи. Там, немного ниже дер. Верх-Базаихи, на правом берегу речки, в скале, недалеко от левобережных домиков деревни обнажаются сероцветные средние и мелкозернистые песчаники, переслаивающиеся с зеленоватыми алеврито-аргиллитовыми и темными мраморными слоями. Длина коренного выхода около 70 м. В аргиллитовых рассыпающихся прослойках есть немало плохих растительных черных обуглероженных остатков. Это сплюснутые кусочки узких стеблей растений, местами ветвящихся под острым углом, достигающих в ширину 5 мм. В карбонатных прослойках гиолиты и др. встречены в виде редкого исключения.

Описанная часть подсветы является почти базальной по отношению к нижней свите. Она прослеживается в обломках вверх по рч. Базаихе на протяжении около 110 м на восток.

Построение дает мощность продолжения этой пачки или скорее подсветы, равную 100 м. Тут тоже наблюдаются песчано-глинистые прослойки. Затем стратиграфически выше лежат почти черные плитчатые слоистые мраморы (без песчано-глинистых прослойков), слагающие как обломки, так и коренные выходы (обн. 37 р 1). Мощность этих мелкокристаллических плотных горных пород (с учетом падения слоев по аз. 100° под углом 50—70°) равна 50—100 м.

Далее вверх по стратиграфической колонке прослеживаются серые и темно-серые плотные мелкокристаллические мраморы, переполненные онколитами. Есть в них и гальки, состоящие из подобных мраморов: периферия этих галек является секущей по отношению к концентрическому строению онколитов. Мощность онколитовых слоев, определенная по

левому склону долины Базаихи, у дна долины, равна 40 м. Гиолитов в этих слоях не обнаружено.

Над онколитовыми слоями залегают серые или светло-серые доломитистые плотные мелкокристаллические неслоистые сравнительно массивные мраморы. Их мощность приблизительно определена в 70 м. Никаких окаменелостей, заметных под дупою, в них не найдено. Этими мраморами заканчивается разрез нижней свиты Райской геологической формации.

В основании средней свиты лежат светло-серые или серовато-белые своеобразные сильно трещиноватые частью слоистые мелкокристаллические доломиты. В них немало доломитовых жилков. Слоистость в них часто выражена ясно. Нередко они являются как бы оолитовыми.

Строение в шлифах — мозаичное; диаметр кристалликов доломита 0,01—0,2 мм. «Оолиты» в сечении местами обнаруживают как бы серповидную форму. Местами они выщелочены.

В верхней части данной доломитовой свиты есть следы древнего выветривания или закарстования. Они выражены, в частности, в неравномерном окрашивании доломитов. Местами в доломитах образовались осадочные и тектонические брекчии.

Остановимся далее на микроскопической характеристике доломитовой, частью онколитовой свиты Райской геологической формации. Эту характеристику мы не можем назвать палеонтологической, так как в данных онколитовых доломитах Райской толщи почти не сохранилось углеродистого материала. По этой причине смысл описываемых ниже форм не вполне ясен.

Среди них отметим прежде всего онколитовые или оолитоподобные шарики с диаметром от 3 до 5,5 мм. Их внутреннее строение почти не сохранилось. Среди десятков шлифов мы не смогли обнаружить ясной микроскопически выраженной слоистости. Форма их местами несколько отклоняется от шаровидной. Местами получается впечатление, что эти «оолиты» являются отпечатками газовых пузырьков. В других местах они кажутся вытянутыми или сплюснутыми. Сделанные шлифы из доломитов не помогли уточнить вопрос о генезисе данных своеобразных оолитоподобных включений. Местами они исчезают, становятся незаметными. Далее отметим, что в «онколитовых» доломитах Райской толщи нами обнаружены плоские или сплюснутые включения.

Весьма распространены в них и, видимо, преобладают мелкие удлиненные, обычно пористые внутри, образования с неправильными внешними очертаниями. Вариации этих очертаний значительные.

Сечения удлиненных включений местами напоминают линзочки или же являются серповидными. Геологический смысл

этих особенностей формы остается пока невыясненным. Органическая природа данных образований тоже не доказана.

Тектоническая трещиноватость описываемых водорослевых (?) доломитов характеризуется следующими системами (по наблюдениям в скалах правого берега Базаихи): 1) 350° в. 70° (послойная отдельность), 2) 80° ю. 85° , 3) 90° с. 10° , 4) 358° з. 75° , 5) 315° ? 90° , 6) 320° ю.-з. 45° , 7) 40° с.-з. 70° , 8) 45° ю.-в. 80° , 9) 80° ю. 40° , 10) 85° с. 45° .

Вдоль 1, 4 и 10-й систем наблюдались штрихи скольжения. Как известно, фазы тектогенеза создают не одну, а сразу несколько систем тектонических трещин. Последующие подвижки приводят к раскрытию трещин и к смешению по ним. Возникают новые системы тектонических трещин, в частности, трещины с падением на с. под углом 45° .

Некоторые из тектонических трещин, например 1, 4 и 9-й систем попадали в зону селективного закарстования, были расширены растворением, а затем заполнены пещерными отложениями (главным образом доломитовым порошком). Местами вдоль них образовались тонкие доломитовые осадочные брекчии, причем состав как обломков, так и цемента — доломитовый. Цемент кое-где подкрашен окислами железа.

Древние карстовые образования в описываемых доломитах наблюдались нами по правому склону долины рч. Базаихи, у дер. Верх-Базаихи и ниже, а также на соседнем водоразделе, где развиты пещерные отложения у контакта доломитов и онколитовых мраморов. В онколитовых или оолитовых доломитах карстовые пещерные отложения сложены преимущественно белыми и красноватыми доломитами, заполняющими небольшие карстовые полости.

Эти доломиты проникли в полости в виде тонкого доломитового ила, песка и дресвы. Во время отложения тонкий материал был несколько рассортирован с образованием тонкой и косослоистых доломитов второй генерации. Конечно, перед отложением этих карбонатных илов были образованы и сглажены растворением трещины. Большею частью подобные вторичные карстовые доломиты окрашены в различные оттенки красного и розового, реже светло-желтого (почти палевого) цвета.

К сожалению, почти всегда мы не имеем контакта описываемых карстовых образований с более молодыми или почти синхронными перекрывающими отложениями. Поэтому верхний предел их возраста обычно не устанавливается.

Так дело обстоит и в данном случае. Мы можем лишь установить наличие их и строить предположения о возможном небольшом перерыве после образования онколитовых доломитов и перед отложением вышелегающих пестроцветных карбонатных слэев.

Приведем несколько конкретных описаний пещерных от-

ложений в онколитовых (или оолитовых) доломитах Райской геологической формации.

Вот тонкослоистая разновидность их, местами с косою слоистостью, причем последняя мало отличается по залеганию от вмещающих доломитов. Все же их разделяет ясная карстовая поверхность. Цвет тонкослоистых доломитов почти такой же, как и у вмещающих доломитов. В шлифе тонкослоистые доломиты характеризуются ровнозернистым строением. Это — мелкокристаллические почти нетрещиноватые тонкослоистые (10 слоев на 1 см мощности) плотные доломиты. Отдельные тонкие прослойки доломитов встречаются и как первичные образования, но они ясно отличаются от описываемых неразрывной связью с окружающими их доломитами.

Местами встречаются розовые, светло-красные и бледно-желтые карстовые отложения, большей частью в виде мелких тел и групповых включений, заполняющих неправильные поры и полости и ориентированных нередко вдоль какой-либо секущей тектонической трещины. Такие доломиты легко отличаются от вмещающих доломитов по пестроцветной окраске, по характерной форме, по отсутствию онколитовой структуры и по залеганию вдоль разъединенных тектонических трещин. Слѣжены они довольно однородным, почти пелитовым материалом.

Наконец, отметим еще пещерные доломитовые дресвяники (шл. 65 р 2007) и осадочные брекчии, залегающие в зоне контакта онколитовых (оолитовых) доломитов и онколитовых мелкокристаллических мраморов на водораздельной гряде в 0,5 км к западу от Верх-Базаихи. Эти горные породы явно моложе обеих контактирующих толщ, так как они попали в них в виде обломков (мелких и крупных до 5 см в длину). Они занимают довольно значительную площадь (около 0,1 X 2 км). Брекчии явно карстового генезиса: обломки изъедены растворением. Среди обломков обнаружены горные породы обеих контактирующих толщ вместе с секущими их карбонатными реликтовыми жилками. Кроме того, встречаются и отдельные мелкие обломки этих жилок. Попытки обнаружить какие-либо горные породы далекого происхождения, которые могли бы залегать в иной геологической формации выше, не привели к успеху.

Что касается цемента, он сложен аналогичным, только более раздробленным и мелкозернистым, материалом.

Вдоль подобных брекчий обычно происходили ранее неоднократные подвижки. В данном случае это местами тоже наблюдается.

Геологические границы свиты онколитовых доломитов Райской геологической формации характеризуются следующими наблюдениями по их контакту.

Они начаты на гребне, у описанной выше карстовой брекчии (обн. 38 р 11). В 200 м по аз. 150° отсюда на правой стороне Базаихи, в 5—20 м над речкой, расположена скала доломитов (обн. 65 р III). В ней неясные слои падают по аз. 80° под углом 60°.

Далее оконтуривающая линия уходит от обн. 65 р III по аз. 170°, к восточному контакту онколитовых мраморов в левобережной скале (обн. 65 р 21) у подножия холма. По склону этого холма граница этих мраморов с доломитами прослеживается из-за задернованности с трудом. Доломиты на склоне холма обнаружены в обломках в следующих точках: 65 р 41, 42, 44.

Секущий ход от скалы 65 р 21 к подножью холма по аз. 90—100° на протяжении 200 м обнаружил в искусственных обнажениях и обломках онколитовые доломиты прслеживаемой толщи.

Далее прослеживаем восточный контакт доломитов; он уходит на с.-с.-з. за пойму Базаихи к точке, в которой надпойменная терраса, сложенная доломитами, пересекает этот контакт; он лежит где-то на протяжении 20—25 м по аз. 75° там, где доломиты переходят в слои соседних плитчатых пестроцветных мраморов.

Отсюда по задернованной площади надпойменной террасы мы переходим по аз. 350° через 300 м к восточной границе прослеживаемых доломитов на гребень, причем с востока к ним там примыкают уже коричневато-серые плитчатые, а не пестроцветные мраморы. Куда девались последние, не ясно.

Далее граница плохо прослеживается на с.-с.-з. по сильно задернованному склону.

Мощность онколитовых доломитов. Они привлекают внимание резкими изменениями своей мощности. Обратим внимание на это. Будучи неразрывным элементом верхней Караульной толщи, они довольно четко отделяются от других протерозойских доломитов с.-з. части Восточного Саяна как по этому, так и по другим признакам.

Для определения мощности воспользуемся прежде всего разрезом вдоль рч. Базаихи. В этом разрезе описываемые доломиты отделены от ближайших обнажений пестроцветных песчанистых мраморов задернованным промежутком в 20—25 м, причем в них нет ясных следов выветривания, которые можно было бы приписать определенно перерыву перед отложением пестрых песчанистых мраморов. Правда, есть следы выветривания доломитов, выразившиеся в их покраснении. Но они скорее похожи на трещинные образования. Переход доломитов в лежащем боку в онколитовые мелкокристаллические мраморы на правом склоне рч. Базаихи, ниже дер. Верх-Базаихи, задернован. Там их разделяет необнаженный промежуток (в десятки м по мощности). План выходов онколито-

вых и других доломитов на правой стороне Базаихи, ниже дер. Верх-Базаихи, представлен в дневнике. Принимая залегание слоев таким же, как оно определено рядом, в соседних скалах, мы по этому плану определили мощность доломитов в 400 м. В эту цифру не включены отмеченные выше 20—25 м висячем боку доломитов.

Аналогичным образом мы определили мощность тех же доломитов чуть севернее в разрезе по вершине правого склона долины Базаихи. Эта мощность там больше.

Та же мощность по подножью левого склона долины Базаихи определена лишь неполностью, так как там доломиты прослежены по обломкам на 200 м по аз. 90° до точки, где склон совершенно задернован.

Далее к югу доломиты не прослеживаются, но на с.-с.-з. они обнаружены еще на протяжении около 1 км, причем в этом направлении их ширина в горизонтальной проекции сокращается.

Сопоставляя все приведенные цифры мощности своеобразных доломитов Райской толщи (средней ее свиты), мы приходим к выводу о несомненной значительной изменчивости мощности описываемых доломитов.

Вышеописанных только что доломитов залегает пачки или подсвита плитчатых слоистых песчанистых мелкокристаллических пестрых мраморов. Преобладающая окраска их серая, светло-серая и буровато-серая. Но есть красноватые прослойки (с примесью песчано-глинистого материала). Мощность данной пачки по левой стороне долины Базаихи (сколо 1 км выше дер. Верх-Базаихи) равна нескольким десяткам метров (около 35—50 м). Характер подсвиты (ее песчанность, примесь красноцветного материала) делает возможным предположение, что она является базальной пульсационной свитой, имеющей характерное местное выражение. Никаких окаменелостей в ней не обнаружено, кроме одного гиолита.

Выше мы имеем маломощную свиту или подсвиту, неустойчивого доломито-кальцилитового состава, венчающую разрез Райской геологической формации. Ее мощность равна приблизительно 140—200 м. Она состоит из следующих четырех частей (снизу): а) буровато-серые плитчатые тонкокристаллические слоистые мраморы, мощностью около 40 м; б) светло-буровато-серые тонкослоистые плитчатые плотные доломиты, мощностью около 70 м; в) буровато-серые плитчатые тонкокристаллические и плотные мраморы с палеоархециатами мощностью около 40 м; г) серовато-белые плитняковые плотные слоистые доломиты мощностью около 40—50 м. Сюда же относятся и кивляковские слои с палеоархециатами.

4. Особенности минералогии, геохимии и геологической формации отчасти унаследованы. Это особенно ярко вы-

ражено в базальных конгломератах и в других терригенных, песчано-глинистых слоях.

Но главная масса ее — карбонатного состава. Характерно широкое развитие темноцветных мраморов с жилками кальцита и черного смолоподобного твердого битума. В этих слоях, несомненно, есть и антраконит.

5. Палеонтология описываемой толщи характеризуется наличием онколитов, гиолитов, а также палеоархеоциат или протоархеоциат (?) и форм своеобразного типа древнейших животных погонофор. Эти важные палеонтологические остатки описаны в отдельной V части данной работы. Как известно, данные палеонтологические остатки могли бы быть отнесены к низам нижнего кембрия (погонофоры есть (?) в синей глине Ленинграда). Однако геологические и другие палеонтологические данные говорят за докембрийский возраст.

6. Условия седиментации Райской геологической формации весьма своеобразны: для ее известняков характерна битуминозность и наличие вторичных, переотлсженных твердых асфальтоподобных битумов. Последние залегают теперь в жилках. Они являются твердым остатком — результатом естественной возгонки материнских (по отношению к нефти) низших растений и животных.

Характерно для этой формации повышенное содержание доломитовой молекулы в карбонатных породах (вплоть до образования доломитов).

Описываемая фация оказалась неблагоприятной как для нитчатых водорослей, так и для живущих с ними вместе (симбиотически) археоциат.

Конечно, в эту неблагоприятную среду, как и во всякую другую, могли быть занесены течением гиолиты, встречающиеся местами в изобилии в Райской толще.

Кстати отметим, что скопления гиолитов местами настолько заметны, что мы имеем право говорить об их породообразующем значении. Этот факт мы подчеркиваем в противоположность тем, кто стал пленником предвзятой идеи о бесскелетности позднего докембрия.

Описываемая характерная фация оказалась весьма устойчивой в пространстве: гиолитовые и погонофоровые темные битуминозные мраморы нами обнаружены не только в бассейне верховьев Базаихи, но и на левобережье Енисея, у устья Караульной. Поэтому неслучайно данная геологическая формация получила сначала название Караульной.

Фациальные изменения по простиранию, несмотря на то, что отмеченную устойчивость, очень значительны. Например, по рч. Караульной, у Енисея мы почти не имеем доломитов. Впрочем, это скорее следствие неполноты стратигра-

фической колонки. Есть и другие примеры довольно резких изменений по простиранию.

Хорошо установлены также резкие скачки по стратиграфической колонке: кальцилиты сменяются доломитами, а последние — известковыми горными породами. Диапазон этих изменений ещё больше, так как в нижней части Райской толщи немало песчаников, песчано-глинистых обложений и даже конгломератов.

7. **Тектоника.** Некоторые черты строения Райской геологической формации следует оттенить. Это в основном особенности, которые важны при оценке надежности стратиграфических построений, или же имеют выдающееся тектоническое значение.

Среди последних отметим с.-з. простирание слоев этой формации и их крутое гомоклинальное падение на с.-в., наблюдаемое на всем протяжении вдоль Базаихи от устья Корбика до дороги из Верх-Базаихи в Маганское.

Это с.-з. простирание гомоклинали (с очень крутым падением слоистости!) равноценно простиранию складок. Поэтому крайне важно отметить резкий контраст между этим простиранием и с.-в. простиранием складок более древних геологических формаций. Изменение простирания тут почти на девяносто градусов. Таким образом, речь идет о почти прямоугольном несогласии.

Каков смысл столь разительного несогласия? Некоторые не без основания считают изменения простирания складок основанием для выделения циклов тектогенеза, особенно если эти изменения крупные. Правда, это мнение не всегда верно. Например, сибиретипные структуры развиваются с резкими изменениями простирания в пределах одного цикла тектогенеза. Однако пока не известно таких же изменений в типично геосинклинально-складчатых структурах. Мы могли бы поэтому с Райской геологической формации начинать новый цикл тектогенеза. Может быть, это было бы и верно. Но пока мы воздерживаемся от такого решения вопроса: для Райской геологической формации можно предполагать и с.-в. простирание складок (в районе среднего течения Корбика, по аналогии с резким изменением простирания в Бажейской мраморной толще).

Отметим вторую главную черту тектоники Райской геологической формации, а именно, ее гомоклинальное залегание, без повторения слоев в складке, что наблюдается на всем ее протяжении. Отсутствие этого повторения — наблюдаемый факт, согласующийся с тем, что подстилается эта формация совершенно особыми толщами; а накрывающая доломитовая Корбикская толща тоже резко отличается своей монотонностью состава. Таким образом, в настоящее вре-

мя нет никаких сомнений в определенном стратиграфическом положении Райской геологической формации, и это стратиграфическое положение всеми принимается.

8. Тектоно-стратиграфические отношения той же геологической формации к фундаменту также ясны и определены: они вполне соответствуют резкому угловому несогласию. Это бесспорно доказывается точной геологической картой. Правда, есть несущественные детали (близкое к параллельному залегание слоев на небольшом участке правого склона долины Базаихи, ниже дер. Верх-Базаихи); но эти детали не влияют на общую картину и не изменяют основного вывода о резком угле несогласия.

Не вполне ясно и четко рисуется тектоно-стратиграфическое взаимоотношение Райской геологической формации к вышележащей Корбикской доломитовой толще. Дело в том, что в основании последней нет базальных конгломератов и песчаников. Таким образом, переход к ней как будто можно объяснить лишь пульсацией.

9. Вулканизм, синхронный эпохе образования Райской геологической формации, не известен. Метаморфизм ее, насколько известно, целиком можно объяснить, как динамометаморфизм в результате интенсивных тектонических дислокаций позднепротерозойского возраста. Он выразился в заметной перекристаллизации карбонатных горных пород (в мраморизации их), в появлении правильно ориентированных закономерных систем тектонических трещин, в микротектонических деформациях кристаллов, в штрихах скольжения и т. п.

10. Полезные ископаемые — бутовый и известковый камень, в частности, доломит и мелкокристаллический мрамор. Эти горные породы использовались для дорожных работ леспромхозом при проведении и ремонте шоссейной дороги вдоль рч. Базаихи. Они шли также на устройство плотин для накопления запасов воды, необходимой при сплаве. В будущем возможно использование карбонатных пород для выжигания известки и в качестве флюса.

11. Подземные воды на площади Райской геологической формации отражают карстовый характер района. Они не анализировались.

На той же площади есть два довольно мощных источника (включая): один из них расположен на правом берегу Базаихи, у нижнего контакта онколитовых доломитов формации, ниже дер. Верх-Базаихи; другой — вытекает в правом берегу Базаихи, немного выше устья рч. Корбика. Вода источников — чистая, прозрачная, холодная, хорошая питьевая.

12. Геологическая история формирования Рай-

ской геологической формации еще недостаточно изучена. Неясно, например, была ли действительно фаза складчатости, намечающаяся после образования нижней части этой толщи. Не вполне ясен также характер геологических событий перед образованием пестроцветных слоев устья долины Бажейки, которые документируют, видимо, заметное изменение в развитии толщи. Все это заслуживает дополнительно исследования.

Описанный выше разрез фиксирует, видимо, три пульсации (а может быть, четыре), повлиявшие на ход седиментации.

Становление формации совершилось, видимо, в три приема в более или менее устойчивых морских условиях геосинклинали, которые временами становились условиями лагуны.

Самым главным событием во время накопления Райской геологической формации было развитие своеобразных археоциат и погонофор.

КОРБИКСКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ФОРМАЦИЯ

1. Стратотип этой доломитовой геологической формации расположен по долине рч. Корбик. Это — левый приток Базаихи, справа впадающий в Енисей близ г. Красноярска. Эта толща несогласно залегает на Райской и, возможно, тоже несогласно перекрывается Бажейской теллчей окварцованных мелкокристаллических мраморов. Мощность Корбикской доломитовой серии горных пород не менее 0,9 км и, видимо, близка к 1,2 км (или немного больше).

2. Обнажения Корбикской геологической формации многочисленны, особенно — делювиального характера. Мы здесь их не описываем (даже ради приближенной характеристики строения и состава этой геологической формации). Это описание, составленное главным образом по выходам, расположенным в нижней части долины Корбика и поблизости от нее (вдоль рч. Базаихи), дается в отдельной статье о корбикских доломитах.

3. Стратиграфический состав формации, насколько известно, исчерпывается одной мощной доломитовой серией горных пород, которую совершенно условно мы разделяем на две равные половины: нижнюю и верхнюю свиты. Также условно устанавливаем временное деление на стометровой мощности подсвиты (всего не менее 10 подсвит).

4. Петрографическая характеристика доломитов Корбикской толщи.

Доломиты эти светлые, почти белые, плотные, местами с мелкими порами, окруженными более крупными кристалликами-ромбоэдрами доломита. Слоистость в общем встречается нечасто. Доломиты обычно массивные, но разбитые зна-

чительным количеством трещин и белых карбонатных жилок (преимущественно доломитового состава, подобно жилкам «альпийского» типа).

Общим свойством доломитов является повсеместная тонкая перекристаллизация, отчего они имеют на солнце рассеянный мерцающий блеск — они как бы сахаровидны.

Кроме перекристаллизации, есть следы окварцевания, причем образуются светлые тонко-или мелкокристаллические обычно неслоистые метасоматические плотные микрокварциты (или силициты).

Для более конкретной характеристики остановимся на петрографии нескольких разновидностей доломитов. Отметим, что выбор образцов и шлифов для нее сделан почти из 2000 образцов и нескольких десятков шлифов. Следует при этом заметить, что при большом петрографическом однообразии корбикских доломитов их изучение и разделение на разновидности представляет значительные трудности. Особенно трудно заметить в них реликты наслоения и определить по ним их залегание. Причиной однообразия является, видимо, значительная перекристаллизация и обесцвечивание доломитов.

Интересные разновидности доломитов представляют доломитовые брекчии как тектонические, так и осадочные. Последние имеют особое значение, так как определенные их разновидности образовались после перекристаллизации и окварцевания доломитов, но до отложения Духовичской элифитоновой толщи. Впрочем, доказать именно такой возраст этих брекчий нам, кажется, удалось лишь в одном-двух случаях, причем брекчии эти частично получились не в Корбикской, а в Бажейской толще.

Подобные брекчии в глыбах наблюдались нами в нескольких пунктах по левому склону сухого лога — первого правого притока долины Бажейки, а также по правому склону долины последней, в нижней ее части.

По этому склону, около 1 км от устья долины Бажейки или немного выше, в обн. 57 р 111, наблюдается в глыбе брекчия. Она состоит из довольно однообразных доломитов, из угловатых обломков, почти совершенно не сглаженных выветриванием. Мелкообломочный и пылеватый плотный доломит цемента — явно осадочный. Брекчия является скорее всего пещерной.

В очертаниях некоторых обломков местами заметны параллельные поверхности: в этом проявляются унаследованные правильные, параллельные тектонические трещины, развившиеся в доломите до образования осадочной брекчии. Важно отметить явные следы вторичной доломитизации и окварцевания. Эти процессы закончились до образования цемента осадочной брекчии: в нем ни под лупой, ни под мик-

роскопом не чувствуется никаких признаков окварцевания и наложенной доломитизации.

Есть среди брекчий Корбикской толщи еще и образования тектонического генезиса. Их обломки ничем особенным сильно не отличаются от доломитов данной толщи. Но цемент этих тектонических брекчий — гидротермальный. Он представляет собою то мелко, то крупнокристаллические массы серовато-белых оттенков. Структура цемента — мостовая или мозаичная.

Среди доломитов изредка встречаются водорослевые разности с ясными следами строматолитов.

5. Геохимические и минералогические особенности описываемой однообразной толщи доломитов не бросаются в глаза. Они еще мало изучены. Господствующим минералом, конечно, является доломит. В жеедках встречаются более крупные, хорошо ограненные, ромбоэдрические кристаллы. Их длина местами достигает 4—5 мм. Плоскости ромбоэдров кое-где искривлены. Цвет — белый. Твердость — характерная для доломита. Вскипание с соляной кислотой на холоду лишь в черте. Строение кристаллов доломита однородное, незональное. Местами встречаются секущие тектонические трещины и жилки. В зоне верхнепротерозойского выветривания локально развивается пропитывание гематитовой пылью этой коры выветривания, в том числе окрашивание отдельных кристалликов доломита.

Корбикские доломиты местами испытали значительное окварцевание, скорее всего автометасоматического характера, с образованием светлых микрокварцитов. В таких участках кое-где развиваются также белые мелкозернистые тонкие кварцевые жилки. Отметим спорадическую примесь карбонатов к жилкам кварца.

Наконец, имеется еще слабозразвитая примесь гематита докембрийской коры выветривания. Ее генезис не во всем еще ясен. Но она, видимо, появилась за счет накопления и перераспределения в коре выветривания первичной, изоморфной примеси молекул карбоната железа к доломиту. В процессе растворения доломита происходило прежде всего окисление двувалентного железа и образование окиси железа. Одновременно с этим и несколько позже протекал процесс распыления, перераспределения и концентрации окиси железа в коре выветривания. При этом возникло неравномерное пестрое окрашивание в розово-красные тона выветрелых участков доломита. Местами же образовались даже мелкие скопления чистого гематита, которые кое-где образовали мелкие жилки. Это наблюдалось, в частности, в обломках водораздела, в верховье долины сухого лога, впадающего справа в долину Бажейки первым от ее устья.

Спектральный анализ чистых жилочек гематита, только

что вышеотмеченных, обнаружил в них, кроме железа, кальция и магния, еще примесь таких химических элементов, как марганец и кремний.

Кстати отметим, что эти элементы имеются и в описываемых доломитах, что устанавливает естественную генетическую связь данных образований.

6. Палеонтологические остатки в корбикских доломитах практически почти полностью отсутствуют. Нами, правда, систематических поисков их не было сделано. При попутных же наблюдениях отмечено наличие в них (по правому побережью рч. Базаихи, выше Корбика) коллений, образующих довольно крупные водорослевые постройки.

7. Фациальные особенности корбикских доломитов объединяют их с другими доломитами протерозоя и нижнего кембрия с.-з. части Восточного Саяна. Они характеризуются, видимо, повышенной бедностью органическими остатками.

Пока нет никаких возражений против того, чтобы считать корбикские доломиты принадлежащими к фации лагунных доломитов. Их генезис, надо полагать, неразрывно связан с жизнедеятельностью сине-зеленых водорослей. Видовой состав последних определяет первую заметную особенность фации описываемых доломитов.

Они характеризуются высокой степенью устойчивости фациального облика. Это относительное однообразие данных доломитов является характерным свойством их. Оно помогает легко выделять доломитовую толщу от вмещающих горных пород.

Выдержанность доломитов прослеживается как по простиранию их, так и по стратиграфической колонке. Правда, до метаморфизма однообразие доломитов не было подчеркнуто в такой степени, так как изменения эти сыграли роль обезличивающего фактора по отношению к доломитовым слоям.

8. Тектоно-стратиграфические отношения Корбикской доломитовой толщи еще не выяснены окончательно. Эти отношения завуалированы вторичными изменениями.

Все же намечается угловое несогласие описываемых доломитов по отношению к вышележащим мраморам Бажейской толщи, требующее для окончательного признания дополнительной проверки (нет ли вместо углового несогласия дизъюнктива?).

Отношение корбикских доломитов к их фундаменту почти не исследовано. Не было специальных тематических работ (с расчистками и канавами). Не обнаружено базальных конгломератов, гравелитов и осадочных брекчий, а также следов докорбикской коры выветривания. Остается пока

лишь анализ геологической карты, о котором выше уже сказано при описании Райской геологической формации.

Конечно, нельзя не учесть факта как бы внезапного появления мощной (1,2 км) доломитовой, т. е., видимо, ингрессивной толщи. Конечно, такая толща могла отложиться скорее всего после некоторой денудации.

9. Залегание доломитов Корбикской толщи можно в двух словах определить как гомоклинальное. Простирание слоев — с.-с.-з. Падение их на с.-в. очень крутое. местами почти вертикальное и вертикальное.

Такое залегание является вполне естественным и понятным, если учесть подобное же залегание слоев подстилающих и перекрывающих толщ. Пока не установлено ни одной дополнительной складки. Но ширина полосы доломитов местами резко уменьшается. Если не объяснять это неравномерным развитием доломитизации, если доломиты — первично осадочные, то это изменение ширины полосы можно понять лишь как результат неравномерного размыва корбикских доломитов.

Остановимся далее на краткой характеристике тектонических трещин Корбикской толщи, которые образуют несколько закономерных систем по своей ориентировке: продольных, поперечных и диагональных. Очень многие из них заполнены почти белыми мелкокристаллическими доломитами, кое-где несущими штрихи скольжения.

Эти жилки образуют несколько разновозрастных систем. Различный возраст этих систем определен по пересечению одних жилок другими. При этом были сделаны как будто достаточные необходимые структурные наблюдения, исключая случаи ложного пересечения.

10. Диагенез и метаморфизм описываемых доломитов выразились следующим образом.

Диагенетические изменения, связанные со строматолитами, выразились, кроме уплотнения самих доломитов в возникновении инкрустационных корок, а также в минеральной жизни вокруг микроритовых пустот: в образовании более крупных кристалликов хорошо ограненного доломита.

Доломиты Корбикской толщи испытали местный, но довольно развитый метаморфизм невысокой степени: перекристаллизацию, окварцевание, развитие довольно густой сети тектонических трещин и, видимо, отбеливание, вызванное выносом органического красящего темного пигмента.

Под микроскопом в некоторых шлифах обнаруживаются следы заметной тектонической деформации кристалликов доломита.

11. Полезные ископаемые Корбикской доломитовой формации — бутовый камень и др. строительные кам-

ни, возможный доломитовый флюс (гам, где доломиты не окварцованы) и др.

Доломиты Корбикской толщи (как это обычно бывает и с другими доломитами как хрупкими горными породами) довольно сильно раздроблены трещинами. Поэтому они становятся легкой добычей физического выветривания. При этом обычно образуются изометричные, довольно мелкие обломки щебня. Этот щебень на правой стороне Базаихи выше Корбика лежит рядом с дорогой, и поэтому был с успехом использован при ее постройке.

12. К геологической истории Корбикской доломитовой толщи. Об этой истории расскажем очень лаконично.

Начнем с ингрессии (некоторые предпочли бы говорить о регрессии). Она совершилась, видимо, после некоторого перерыва и длилась очень долго. Ведь местами сохранилось почти до 1,8 км доломитов Корбикской толщи (по мощности), а для отложения такой толщи потребовалось довольно много времени. Можно поражаться, как долго удерживались условия, благоприятные для накопления доломитов.

Как ни странно, формирование Корбикской доломитовой толщи закончилось, видимо, размывом перед отложением материала бажейских мраморов. Это еще не доказано окончательно. Размыв, предполагается, был следствием корбикской фазы тектогенеза. Другое предположение заключается в том, что размыва не было и что корбикские доломиты срезаны дизъюнктивом. Дальнейшие исследования покажут, как было в действительности. Пока же на не вполне точной геологической карте намечается полное или почти полное исчезновение толщи корбикских доломитов, упирающихся по простиранию в полосу бажейских мраморов (по правобережью Корбика).

БАЖЕЙСКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ФОРМАЦИЯ

1. Стратотип этой толщи горных пород расположен по рч. Бажейке и в долине рч. Базаихи, справа впадающей в Енисей у Красноярска, тогда как Бажейка — правый приток Базаихи, впадающий в неё в дер. Верх-Базаихе.

Данная толща, видимо, несогласно залегает на подстилающей ее серии корбикских доломитов. Она перекрывается с перерывом вышележащей толщей (Духовичской геологической формацией).

Мощность описываемой ниже Бажейской геологической формации мраморов оценивается как значительная, достигающая приблизительно не менее 0,5-0,9 км.

2. Обнажения горных пород Бажейской толщи описаны в приложении, главным образом вдоль линии страто-

типического разреза, для предварительной характеристики монотонного состава и строения толщи. Обнажения данной группы горных пород довольно многочисленны, но они имеют главным образом характер элювиальных и делювиальных выходов. Там, где их было недостаточно, мы дополняли естественные обнажения расчистками и закопашками.

3. Стратиграфический состав Бажейской геологической формации пока исчерпывается одной свитой светлых мелкокристаллических мраморов, местами в значительной мере окварцованных и доломитизированных. Условно они нами расчленены на значительное число подсвит стометровой мощности, но разграничение этих пачек пока чисто петрографическое, весьма ненадежное, основанное лишь на стратиграфическом положении внутри геологической формации.

4. Петрографический состав. Охарактеризуем петрографический облик описываемой толщи. Сделаем это крайне лаконично, к чему обязывает большая однородность её литологии.

Характерной особенностью этой толщи является господствующий карбонатный состав. Это преимущественно мелкокристаллические плотные неслоистые массивные мраморы, явно испытавшие местный метаморфизм или перекристаллизацию, отчего у них появился сахаровидный облик. Особенно ясно он выступает при сравнении с рядом и вышележащими карбонатными породами Духовичской толщи.

Благодаря этому метаморфизму исчезли эпифитоны, а возможно, и другие нитчатые водоросли. Поэтому окаменелости в данной геологической формации имеют обедненный состав и заметно измененное состояние.

Перекристаллизация кальцилитов, видимо, могла сопровождаться некоторым осветлением: описываемые мраморы — светлые (то белые, то сероватые, то розовые и светло-красные). Разности гемной окраски нами пока не встречены.

Весьма обычным процессом вторичных изменений является их окварцевание. Местами этот процесс носит рассеянный характер, причем образуются многочисленные кварцевые или микрокварцевитовые горошины. Нетрудно найти группы или цепочки этих мелких, похожих на конкреции, образований. Местами эти округлые, шаровидные тела соединяются в цепочки. Тот факт, что их ряды совпадают с направлением секущих трещинок или жилок, а также сильная вариация в направлении цепочек говорят за метасоматическое (скорее автометасоматическое) происхождение данных рассеянных кварцитовых горошин.

Местами окварцевание проявилось значительно сильнее, в результате чего появились мелкие метасоматические, ча-

стью сплошные светлые мелкокристаллические вторичные кварциты.

Наконец, отметим еще доломитизацию описываемой толщи, имеющую явно метасоматический генезис.

Останемся на микроскопической характеристике главных разновидностей описываемой толщи окварцованных и доломитизированных мелкокристаллических мраморов.

Среди них есть разновидность тонкослоистых, частью розово-красных мраморов, причем тонкая слоистость их является реликтом слоистой текстуры строматолитов, видимо принадлежащих роду коллений (шл. 47 р. 121). Описываемый образец взят с левого берега Корбика, 1 км выше русла Среднего Корбика.

Структура мрамора — мелкокристаллическая, мозаичная. Местами в шлифе проглядывает реликтовая слоистость строматолитов. Горная порода состоит из мелких кристалликов кальцита. В поперечнике они варьируют от 0,01 до 0,1 мм. Длина их до 0,2 мм. Примеси кварца и доломита не обнаружено. Однако местами есть примесь тонкого пылеватого красящего пигмента — красного гематита (диаметр этих частиц обычно не более сотых долей миллиметров).

Однако мраморов с реликтовой структурой коллений почти нет. Немного мраморов и с другими остатками окаменелостей. Есть основания думать, что некоторые реликты строения сохранились на месте скоплений, уничтоженных перекристаллизацией эпифитонов.

Нигде не обнаружены бажейские мраморы без следа перекристаллизации.

5. Особенности минералогии и геохимии мраморов Бажейской толщи.

Как видно из краткого петрографического очерка, Бажейская толща — мир явно перекристаллизованных карбонатов, преимущественно карбонатов кальция. Однако местами развит метасоматический (возможно, аутометасоматический) доломит. Кое-где прошло окварцевание. Таким образом, мы имеем в их составе ещё и мелкокристаллический кварцит. Наконец, местами сохранился диагенетический, тонко распыленный гематит.

Итак, с геохимической точки зрения описываемая толща — это царство кальцита (кальция, углерода и кислорода) с некоторым развитием доломита и кремнезема (с примесью окиси железа).

Спектральные анализы образцов Бажейской толщи показали присутствие примеси следующих литофильных элементов: марганца, фосфора, редко серы, ванадия и титана.

Исследование Бажейской толщи с радиометром обнаружило обычный (средний) уровень радиоактивности ее горных пород.

Опробование каждой десятиметровки Бажейской толщи на обнаруженные в ней примеси химических элементов дало нам довольно однообразную картину распределения их в этой пульсационной свите (или геологической формации?).

6. Палеонтологические остатки Бажейской толщи весьма скудны и однообразны. Они довольно сильно изменены и, как правило, до вида не определяются. Вот их список: 1) онколиты, 2) цистофитоны, 3) формы, обнаруживающие конвергентное (?) сходство с хететидами, 4) коллени и некоторые другие (измененные эпифитоны). Все эти формы из-за метаморфизма, видимо, имеют пока условное значение. Для определения возраста Бажейской толщи в настоящее время их едва ли можно использовать. Они описаны в палеонтологической части. Наибольшее корреляционное значение имеют, видимо, формы, внешне сходные с хететидами. Они имеют довольно оригинальную структуру в виде лучистых образований, как будто состоящих из мельчайших полигональных столбиков (?), трубочек (?).

7. Геологический возраст Бажейской геологической формации, если учитывать все мнения, можно хотя бы временно считать спорным: чтобы отразить это объективно, можно обозначить этот возраст, как алданский ярус — верхи верхнего протерозоя. Однако, по нашему мнению, это — верхний протерозой, а именно, скорее всего венд (или что-то, близкое к венду).

Более точно ответ на вопрос о возрасте Бажейской толщи мы даем на основании её стратиграфического положения (над Корбикской и под Духовицкой толщами). Более подробно вопрос о возрасте освещается нами в заключительной части данной работы.

8. Фациальный разрез Бажейской толщи весьма однообразен. Это однообразие еще дополнительно усилено метаморфизмом, стёршим многие особенности первичного облика горных пород. К тому же они неслоисты и почти не поддаются расчленению. Поэтому наша попытка охарактеризовать этот облик поневоле является весьма несовершенной.

Все же нельзя сомневаться в наличии строматолитовой фации (по присутствию видов рода коллений). Это как будто подтверждается цистофитонами, природа которых из-за метаморфизма остается неясной. Но если это не строматолиты, то они могли быть измененными до неузнаваемости кустиками эпифитонов. Это опять-таки водоросли!

Фации онколитов в Бажейской толще почти не установлены.

Отсутствие слоистости и массивность описываемых горных пород указывает, что они скорее образовались в биогермовой, а не в «межрифтовой» или «околорифтовой» фации.

Структур, характерных для осадочных брекчий, в бажейских мраморах почти не встречено.

Важно подчеркнуть, что облик горных пород Бажейской толщи весьма выдержан по простиранию; вместе с тем он характерен для нее и резко отличается как от фации доломитов Корбикской толщи, так и от «лица» вышележащих эпифитоновых слоев Духовичской геологической формации. Никаких сколько-нибудь заметных или существенных изменений его вдоль Бажейской толщи на всем ее протяжении мы не заметили.

То же следует сказать и о фациальных изменениях по стратиграфической колонке. Однако тут мы отметим сравнительно легкую возможность выделить фацию строматолитов и цистифитонов.

Несмотря на эти мелкие фациальные изменения, они в общем остаются довольно стабильными. В то же время они, видимо, соответствуют неритической зоне моря.

9. Тектоно-стратиграфические взаимоотношения Бажейской мраморной толщи с подстилающими доломитами Корбикской толщи не вполне ясны. Есть определенные причины этого. Это, во-первых, неясность их границ. В самом деле, мраморы местами доломитизированы. В таких местах не всегда легко можно отнести эти доломиты именно к Бажейской толще: они могут быть корбикскими доломитами.

Во-вторых, если корбикские доломиты признать не первично-осадочными горными породами, а метасоматическими, то в этом случае мы не смогли бы разграничить корбикские доломиты от бажейских мраморов. Во всяком случае, мы видели сильную доломитизацию последних. Одного этого достаточно, чтобы сделать ошибку в проведении лежащего бока Бажейской толщи.

Наконец, отметим, что мы не исследовали достаточно детально висячий бок корбикских доломитов.

Несмотря на эти трудности, на первый взгляд, намечается вывод о несогласном налегании Бажейской толщи на эти доломиты. Подчеркиваем — лишь намечается.

Этот вывод с самого начала казался нам неправдоподобным. В самом деле, ведь доломиты как фация лагунных отложений должны бы, как правило, согласно сменяться вверх по стратиграфической колонке мраморами (при развитии ингрессии, в результате появления моря с нормальной соленостью).

Можно условно считать корбикские доломиты существенно осадочными доломитами, испытавшими некоторый метаморфизм (перекристаллизацию и метасоматическую доломитизацию. Как выше сказано, мы исходим из этой рабочей гипотезы (если хотите — теории). Но если так, то выступает

на первый план такой важный факт, как очень сильные изменения мощности доломитов Корбикской толщи. Как их понять, если доломиты ее — первичные? Либо причиной являются срезающие доломитовую толщу дизъюнктивы (но данных, доказывающих их, пока нет), либо мощность тех же доломитов резко варьирует под влиянием размыва, прошедшего до образования Бажейской толщи. Кстати отметим, что полоса доломитов Корбикской толщи местами уменьшается до первых сотен метров в ширину, что в несколько раз меньше километровой мощности корбикских доломитов (близ устья Корбика).

Разбираемый вопрос считаем изученным не до конца. В самом деле, если корбикские доломиты в свое время, до отложения Бажейской толщи, были размыты, то мы могли бы это видеть: можно было бы найти элювиальные доломитовые брекчии; можно было бы отыскать мраморные осадочные жилы в доломитах или аналогичные пещерные отложения. Некоторые подобные признаки как будто наблюдаются, но они выражены неотчетливо, завуалированы вторичными процессами и недостаточно изучены. Нужны новые поиски и дополнительные тщательные исследования.

В заключение следует сказать, что тектоно-стратиграфические взаимоотношения бажейских мраморов с Духовичской формацией кальцилитов очень определены и ясны. Но об этом читатель узнает ниже, при знакомстве с последней.

10. Тектоника Бажейской толщи в общих чертах довольно определенная и ясная. В то же время в ней имеется своеобразная черта, имеющая, возможно, важное принципиальное значение. Мы имеем тут в виду высокую степень унаследованности, которая сочетается с резкой дискордантностью по отношению к структуре нижней серии чудской системы. Ниже мы остановимся более конкретно на данной характерной детали. Но сначала схематически набросаем картину тектоники Бажейской толщи.

В районе дер. Верх-Базаихи эту тектонику в двух словах можно обрисовать как крутопадающую гомоклиналь с.-з. простирания. В этом отношении она имеет очень близкие черты сходства с залеганием подстилающих ее толщ — Корбикской и Райской.

Кстати отметим, что крутое, местами вертикальное падение слоев Корбикских доломитов видно отчетливо. Местами это же ясно и в слоях Духовичской толщи. Но бажейские мраморы лишены ясной слоистости. Поэтому крутое падение их слоев принимается, во-первых, по аналогии с вмещающими толщами, а во-вторых, на основании редких выходов строматолитовых разностей.

Залегание Бажейской толщи резко изменяется в бассейне Корбика. Там мы имеем 2 поля этой толщи, и оба они — се-

веро-восточного простирания. Эти 2 поля расположены симметрично по отношению к центральной части Среднекорбикской синклинали. По закону зеркальной симметрии, простому и надежному, имеющему прямое отношение к складкам, мы бесспорно утверждаем, что эти 2 поля входят как закономерная деталь, как 2 крыла, в Среднекорбикскую синклинали.

Загиб Бажейской толщи от с.-з. простирания к юго-западному происходит плавно. Он хорошо картируется и не вызывает сомнения. Крупные дизъюнктивы в пределах этого постепенного изгиба исключаются.

Вместе с тем подчеркнем, что в Среднекорбикской синклинальной детали тектоники: Бажейская толща, направляясь на изгибе к ю.-з., как будто пересекает целиком всю Корбикскую доломитовую толщу. Таким образом, в этом месте намечается резко выраженное угловое несогласие. К сожалению, этот участок детально, по контакту не пройден, и у нас пока нет по этому контакту исчерпывающих данных.

Все же, хотя точной, детальной геологической карты нет для этого очень интересного участка, возможно, Корбикская доломитовая толща почти полностью срезается лежащим боком Бажейской толщи. Вместе с подтверждением этого исчезнет неуверенность в том, что Бажейская толща является не свитой, а самостоятельной геологической формацией. Это очень важно и заслуживает первоочередного исследования.

Вместе с этим изгибом, видимо, наблюдается очень важными северо-восточного простирания участвуют не только верхние слои с трилобитами (булайаспис?), но и мраморы Бажейской толщи. К сожалению, пока достоверно не обнаружено под нею подстилающих корбикских доломитов и горных пород Райской геологической формации. Поэтому не уточняется вопрос о времени заложения Среднекорбикской синклинали; она могла возникнуть еще до Райской толщи.

11. Метаморфизм горных пород Бажейской толщи представляет существенный интерес по нескольким причинам: он довольно резко выражен и хорошо картируется, чем выясняется ясность в стратиграфические отношения с более молодыми неметаморфизованными образованиями; во-вторых, этот метаморфизм имеет явно местное происхождение, так как по соседству обнажаются более древние толщи, совершенно не затронутые этим локальным метаморфизмом; в-третьих, получается интересный вывод о довольно широком развитии местного метаморфизма Бажейской и Корбикской толщ, хотя его можно понять лишь как контактовый метаморфизм и метасоматоз; это широкое развитие метаморфиз-

ма наблюдается при полном отсутствии секущих интрузивных горных пород. Наконец, можно сделать определенный вывод о возрасте данного метаморфизма.

Дело в том, что наблюдается ясно выраженный скачок в степени метаморфизма, наблюдаемый стратиграфически выше Бажейской толщи. Этот скачок прослеживается на значительном протяжении (около 15—20 км) от средней части бассейна Корбика до рч. Черемшанки, правого притока рч. Базаихи.

В одном месте, а именно, по дороге из дер. Верх-Базаихи в Жерновку, там, где эта дорога пересекает висячий бок бажейских мраморов, мы наблюдали следы древней коры выветривания, образовавшейся после их мраморизации и до отложения вышележащей Духовичской геологической формации. Местами эта кора выветривания выглядит как пещерная, карстовая брекчия; при этом бросается в глаза заметный контраст между сахаровидными, явно перекристаллизованными светлыми мраморами и карбонатным известковым цементом. Последний ничем существенным не отличается от горных пород Духовичской геологической формации. В ней нет того метаморфизма, который виден в каждой обломке бажейских мраморов. Этот скачок в степени метаморфизма изучен под микроскопом.

5

В шлифе 47 р 11 сразу видны и обломки, и цемент интересующей нас карстовой брекчии. Цемент представляет собой серовато-белый плотный мелкокристаллический мрамор, довольно однородный, неслоистый, без примеси кварцевых и других некарбонатных песчинок. Этот цемент явно осадочного генезиса. С таким генезисом хорошо согласуются результаты растворения цемента в соляной кислоте: в нерастворимом остатке мы нашли под микроскопом (в капле воды под покровным стеклышком) немало обрывков водорослевой ткани (с довольно обычным точечным строением). Величина кристалликов кальцита, слагающих цемент, варьирует слабо, в довольно узких пределах: от 0,001 мм до 0,05 мм.

Иная картина наблюдается в обломках бажейских мраморов. Правда, по окраске эти обломки выделяются на фоне цемента не очень ярко, будучи окрашены тоже в серовато-белые оттенки. Однако всюду в строении обломков наблюдаются ясные следы мраморизации или перекристаллизации: диаметр кальцитовых зерен меняется от 0,05 до 0,1 мм; в среднем обычно он равняется 0,07—0,08 мм.

Кстати сказать, мы пытались определить эту же среднюю величину зерен на обширном поле Бажейской толщи. Она там, видимо, мало отличается от 0,07 мм. Кроме того, в том же большом поле мы специально искали наименее перекристаллизованные участки, и минимум этот, оказалось, не опу-

скается, по нашим наблюдениям, ниже цифры в 0,05—0,06 мм.

Итак, получается определенный вывод о реликтовом характере метаморфизма описанных выше обломков осадочной базальной брекчии Духовичской толщи. Отсюда следует вывод и о возрасте данного метаморфизма: конечно, он прошел до образования данной брекчии.

12. Полезные ископаемые в Бажейской толще развиты повсеместно. Это обычные строительные камни, в частности, бутовый камень.

Известковый камень Бажейской мраморной толщи, видимо, пойдет и на другие строительные работы: для получения крошки, для изготовления облицовочных мраморных полированных плит (подоконников, ступеней, стен), в качестве распределительных щитов электростанций. Не исключено, что Бажейский мрамор окажется местами пригодным как статуарный материал.

Что касается использования мраморов Бажейской геологической формации в качестве флюса для домен, то это качество требует проверки разведкой. Дело в том, что во многих местах мрамор окварцован, и выделение пригодного материала невозможно без эффективных разведочных работ.

Кроме того, на поле Бажейской мраморной толщи широко развита доломитизация. Следовательно, и это требует разведочной проверки качества и количества мраморов.

На территории Бажейской толщи развит обычный покрытый карст. Встречаются там и пещеры (например, на правом берегу Базанхи в 1—2 км к востоку от пос. Корбика). В этих пещерах в районе встречаются сталактиты — хороший поделочный материал.

Некоторые разности бажейских мраморов пригодны для получения просвечивающих плиток. Среди них можно искать и исландский шпат.

13. Геологическая история Бажейской толщи может быть лаконично изложена так.

Первый момент ее, видимо, в том, что Корбикская доломитовая толща испытала фазу тектогенеза, поднятия и денудации, а также фазу образования коры выветривания. Эта предьстория Бажейской толщи еще вызывает сомнение (особенно возникновение коры выветривания), и нужны дополнительные наблюдения, чтобы окончательно принять ее. Затем мы наблюдаем следы длительного эволюционного процесса накопления Бажейской толщи известковых осадков. Это происходило при постоянстве условий осадконакопления в относительно мелководном бассейне, где жили оригинальные водоросли.

Далее прошла фаза тектогенеза (в частности, фаза складчатости и широко развитого, хотя и несильного, видимо, мета-

морфизма). За нею последовал значительный размыв и закарстование, а потом ингрессия моря и отложение известняков Духовичской геологической формации.

Следующие фазы развития мы рассмотрим позже, при описании более молодых толщ.

ЭПИФИТОНО-ОНКОЛИТОВЫЕ СЛОИ КОРБИКА ИЗ СРЕДНЕЙ ЧАСТИ ЧУДСКОЙ СИСТЕМЫ

1. Стратотипа. Эти слои выделяются пока условно и почти только по петрографическим особенностям под данным выше временным названием: возможно, они являются лишь фацией нижней части Духовичской толщи, но возможно и другое. Они могут иметь самостоятельное стратиграфическое значение. В последнем случае мы будем вынуждены выделить эти слои в особую свиту или пульсационную свиту. Состав ее — карбонатный. Лежит она с явным несогласием на метаморфизованных слоях — мраморах Бажейской толщи. Мощность ее пока не определена, но едва ли менее 100—200 м. Временным стратотипом ее мы считаем онколитовые и эпифитоновые слои Корбика и его левого притока, впадающего в пределах Среднекорбикской синклинали.

2. Описание обнажений, в которых можно видеть эпифитоно-онколитовые слои Корбика, дается нами в другой работе (в статье об этих слоях). Среди этих обнажений есть и скалы, сложенные эпифитоновыми биостромами, по левой стороне Корбика, в с.-з. крыле Среднекорбикской синклинали). Однако степень обнаженности там недостаточная: мы не видели контакта эпифитоновой постройки этой синклинали с мраморами Бажейской толщи. Не обнажен в коренном выходе и переход этой постройки в онколитовые слои. Подавляющее количество выходов эпифитоно-онколитовых слоев представлено обнажениями делювия, реже элювия и пролювия.

3. Стратиграфический состав эпифитоно-онколитовых слоев еще окончательно не установлен. Возможны следующие варианты.

а) Эти слои распадаются на две подсвиты (снизу): нижнюю, состоящую из эпифитоновых биостромов, и верхнюю, сложенную онколитовыми или оолитовыми мелкокристаллическими мраморами (или известняками), причем обе эти подсвиты залегают под Духовичской геологической формацией и не входят в нее.

б) Во втором варианте обе эти «подсвиты» являются лишь фациями нижней части Духовичской геологической формации.

в) Наконец, возможен третий вариант, в котором фацией этой же формации являются лишь нижние эпифитоновые

биогермы, а вышележащие онколитовые слои к ней не относятся и лежат выше ее, с перерывом.

Третий вариант, видимо, является маловероятным. Разумеется, необходимы новые дополнительные исследования, чтобы выбрать самый лучший вариант.

4. Литологический состав описываемых слоев довольно однообразен. Наблюдаются главным образом две группы слоев: а) залегающие в нижней их части эпифитоновые слои, состоящие из светлых сероватых, местами почти белых мелкокристаллических плотных неслоистых, относительно массивных мраморов (или известняков, испытавших слабый динамометаморфизм);

б) залегающие в верхней части серовато-белые онколитовые или оолитовые светлые почти не измененные неслоистые массивные тонкокристаллические мраморы.

Отметим еще темные и черно-серые, мало, но заметно перекристаллизованные плитчатые или сильно трещиноватые мраморы без ясной слонстости, но местами содержащие примесь блестящей, как лак, битуминозной примеси. Последняя распределена, видимо, по тектоническим трещинам как остаток от естественной перегонки микроскопической распыленной примеси органического (скорее всего водорослевого) материала. Более молодыми карбонатными жилками являются белые кальцитовые жилки, которые секут повсеместно, и упомянутые выше две разности горных пород.

Возможно, к той же описываемой здесь толще относятся еще гравелиты или конгломераты, найденные в русле левого притока Корбика. Но их стратиграфическое положение неясно.

На дополнительной микроскопической характеристике эпифитоно-онколитовых слоев пока не останавливаемся.

5. Особенностью минералогии и геохимии слоев является подавляющее господство карбоната кальция, слагающего как осадочные горные породы, так и секущие их жилки. Появление последних в данной карбонатной среде является вполне естественным: чем богата среда, тем она и порождает.

Кроме кальцита в описываемых слоях обнаружен черный, блестящий, как лак, хрупкий, твердый (тв.—3) горючий минерал (каустобиолит). От спички он не загорается. Но при прокаливании от него ничего не остается — сгорает.

Мы делаем попытку послойно (через 1 м) охарактеризовать спектральные особенности химико-минералогического состава эпифитоно-онколитовых слоев Корбика средней части чудской системы. При этом была использована предложенная нами на кафедре общей геологии методика спектрального анализа, позволяющая проверить все геологические образования региона на все примешанные к ним рас-

сеянные химические элементы (общим числом до 60, исключая литофильные элементы, инертные газы, платиноиды и радиоактивные элементы). Результаты этой незаконченной работы, проведенной в спектральной лаборатории Томского политехнического института, будут даны в таблице.

6. Фациальная изменчивость эпифитоно-онколитовых слоев, несомненно, имеется. Однако они развиты на очень небольшом участке, не превышающем в длину нескольких километров. Вот почему не приходится удивляться тому, что изменчивость эта обычно совершается путем очень небольших колебаний.

Фашии эпифитоно-онколитовых слоев не относятся к глубоководным: онколитовые или сферолитовые (?) слои сформировались на весьма небольшой глубине, скорее всего не превышающей 100 м. Что касается глубины эпифитоновых слоев, некоторые из них могли возникнуть на глубине несколько большей, чем глубина археоциатовых биогермов, т. е. глубже 40—50 м.

В онколитовых слоях нами обнаружены следы окатывания: небольшие куски онколитовых или оолитовых кальцилитов явно образуют гальку, так как некоторые из онколитов оказались срезанными окатыванием. Величина таких галек достигает 10—25 мм; по этой длине можно определить, если нет какого-либо исключения, приблизительную максимальную скорость течения, которое принесло гальки.

Фациальные изменения, наблюдаемые по вертикали, в стратиграфической колонке были, но они тоже, видимо, происходили в сравнительно узких пределах.

7. Палеонтологическая характеристика и возраст эпифитоновых и онколитовых слоев средней части чудской системы. Он определяется их стратиграфической, не вполне ясной позицией. Все же при всех отмеченных вариациях этой позиции данные слои либо синхронны нижней части Духовичской толщи (целиком или частично), либо древнее ее.

Палеонтологические остатки имеются в эпифитоновых слоях. В них в ряде образцов определены следующие виды, описанные в палеонтологической части данной работы:

1. Осагиа (?);

2. Эпифитон Корбика и др. эпифитоны.

Кроме того, встречаются другие, частью не определенные до вида обломки представителей эпифитонов, ренальцисов, разумовский, проавлопор.

К сожалению, протоархециат в описываемых слоях не обнаружено.

В слоях темно-серых мелкокристаллических мраморов (с включениями жилок черного смолоподобного вещества) обнаружены мелкие обрывки обуглероженной растительной

ткани с характерным (для сине-зеленых водорослей) строением.

8. Некоторые элементы тектоники эпифитоновых и онколитовых слоев Корбика.

Эти слои участвуют в строении сложной Среднекорбикской синклинали многофазного развития. Тектоническая жизнь ее продолжалась непрерывно — прерывисто в верхней части чудского периода и в нижнем кембрии; часть этой длинной цепи тектонических событий была задокументирована в строении описываемых эпифитоновых и онколитовых слоев.

После бажейской фазы тектогенеза прошла фаза денудации, и на мраморизованные горные породы Бажейской толщи длительное время отлагались карбонатные осадки. Сформировались сначала эпифитоновые известняки, а затем онколитовые слои описываемой толщи. Далее развивались дислокации этих слоев. Они шли конкордантно по отношению к ранее возникшей Среднекорбикской синклинали. Под влиянием этих дислокаций эпифитоно-онколитовые слои образовали в свою очередь ту же синклиналь, но лишь одной из стадий ее развития. Затем прошла еще одна фаза денудации, а далее после нового опускания и после ингрессии моря стали отлагаться карбонатные слои новой геологической формации (по нашему выводу, докоролевской, и доспиринской, но содержащей остатки трилобитов).

Были затем и последующие складчатые движения. В результате появилось современное залегание описываемых онколитовых и эпифитоновых слоев. В с.-з. крыле синклинали они простираются на в.-с.-в. и падают на ю.-в. под углом около 60° . В ю.-в. крыле той же синклинали те же эпифитоновые слои должны бы иметь простирание по аз. $60-75^\circ$; направление и угол падения их, к сожалению, не установлены (из-за отсутствия коренных выходов).

В целом получается довольно ясное синклинальное строение, которое повторяется еще в вышележащих слях более молодой толщи с трилобитами. Однако детали этого строения нуждаются в уточнении. В частности, пока не ясно, залегают ли в юго-восточном крыле синклинали онколитовые слои (мы их пока не встретили там в обнажениях). Очевидно, нужны новые, хотя бы небольшие дополнительные наблюдения.

9. Тектоно-стратиграфические взаимоотношения описанных выше онколито-эпифитоновых слоев с более древними образованиями Бажейской толщи светлых доломитизированных и немного окварцованных мраморов нами детально не выяснялись. Однако твердо установлен факт широкого метаморфизма Бажейской толщи, который прослежен на всем ее протяжении. В то же время как толь-

ко мы переходим границу Бажейской толщи, мы попадаем (в перекрывающих ее образованиях) в область отложений, не испытывших этого локального (видимо, контактового) метаморфизма. Насколько нам известно, этот метаморфизм завершился ранее описываемых отложений: его следов в них не видно, а в то же время в горных породах Духовичской геологической формации мы наблюдали в базальной их части обломки окварцованных бажейских мраморов с явным реликтовым метаморфизмом.

Что касается тектоно-стратиграфических взаимоотношений с перекрывающими образованиями, представленными светлыми доломитами (с включениями светлых и кофейного оттенка халцедонолитов), то эти отношения изучены пока совершенно недостаточно. Требуется более детальное картирование контакта. Нужны поиски закарстования, которое, видимо, было до отложения перекрывающих доломитов.

10. Полезные ископаемые, связанные с описываемой толщей, — общераспространенные, пока не имеющие практического значения для народного хозяйства. Это — строительный, бытовой камень. Это — известковый камень, пригодный для получения негашеной извести, а также (после измельчения) для известкования почв.

По нашим впечатлениям эпифитоно-онколитовые слои Корбика из средней части чудской системы являются довольно чистым известковым материалом, пригодным в качестве флюса. Однако такое использование их весьма проблематично и возможно лишь в далеком будущем (из-за отдаленности района Корбика от железной дороги).

Онколитовые разности слоев Корбика, видимо, после полировки могут давать хороший поделочный материал.

На площади эпифитоно-онколитовых слоев развит покрытый карст с обычным для него рельефом. Гидрогеологическая характеристика его вполне соответствует карстовому режиму.

11. Краткий очерк геологической истории развития небольшого участка, сложенного эпифитоно-онколитовыми слоями, можно дать в следующем виде.

После бажейской фазы дислокаций и метаморфизма прошла денудация, а затем море быстро затопило страну. Началось формирование эпифитоновых слоев. Глубина моря при этом была соответственно небольшой, вероятно, менее 100 м. Между тем мощность эпифитоновых слоев значительно больше, что доказывает (при учете устойчивости фаций) медленное, эволюционное погружение дна этого моря.

Затем по невыясненным причинам (вероятно, тектоническим) настали довольно заметные изменения в характере морских осадков: эпифитоновые водоросли в данном участке прекратили свое развитие, и в прибрежной части моря стали

накапливаться онколитовые или оолитовые мелководные известняки.

Детали этого эволюционного процесса пока остаются неясными. Но после его завершения отложенные эпифитоно-онколитовые слои испытали заметную фазу тектогенеза. Она выразилась в дальнейшем развитии Среднекорбикской синклинальной складки. Вместе с тем возникла закономерная сеть тектонических трещин.

Как известно, в соседних участках района происходило значительное наращивание мощных осадочных толщ, и сформировалась верхняя серия чудской системы. Однако вдоль Среднекорбикской синклинали этот процесс был прерван разрывом, и там после этого мы имеем новые, гораздо более молодые образования — доломиты и мелкокристаллические мраморы с трилобитами. Эти образования мы пока условно относим к доколбинской геологической формации. Если это так, то описанные выше события закончились к началу отложения нижней части нижнего отдела кембрия (зоны с Оленелусом).

ДУХОВИЧСКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ФОРМАЦИЯ

1. Стратотип этой толщи карбонатных осадочных горных пород расположен по левому водоразделу рч. Черемшанки (притока Базаихи) и по долине Базаихи, справа впадающей в Енисей близ гор. Красноярска.

Духовичская карбонатная толща лежит несогласно над толщей светлых мелкокристаллических бажейских мраморов и резко несогласно перекрывается вышележащей серией образований верхнего отдела чудской системы верхнего протерозоя, а именно, белыми, частью розовыми и песчанистыми доломитами. (а также базальной пестрой свитой существенно песчаников) Сарабульской геологической формации.

Мощность нижней свиты Духовичской геологической формации определена пока грубо приближенно в сотни метров, а вместе с верхней свитой не более 1,2 км.

2. Описание обнажений. Оно дается лишь частично, главным образом по линии стратотипического разреза, т. е. по дороге из дер. Верх-Базаихи в дер. Жерновку. Обнажения там довольно многочисленны, но имеют главным образом характер элювиальных и делювиальных выходов. Таким образом, этот разрез Духовичской толщи обнажен довольно плохо: коренных выходов там почти нет. Когда-то вдоль него вовсе не было даже обломков. Однако проведение тракта привело к тому, что в выворотах появился каменный материал. Ниже он последовательно шаг за шагом описывается, причем палеонтологическое описание водорослей дается отдельно. Разрез описывается снизу вверх, по

стратиграфической колонке. Те части разреза, которые до сих пор остаются «немыми», охарактеризованы с помощью закопущек глубиной до 1 м (при промежуточном расстоянии меж ними около 100 м, с вариацией от 50 до 120 м). Разрез изучен приблизительно в масштабе 1:10 000, притом довольно тщательно, так как, имея в ряде мест следы эпифитонов, мы стремились найти и археоциат. Главным недостатком описываемого разреза считаем отсутствие замеров слоистости. Разрез, таким образом, составлен по элювию. В дальнейшем будут пройдены выработки до коренных выходов, и залегание слоев станет известным. Впрочем и теперь это залегание едва ли можно считать пологим (угол падения слоев более 30°).

Обн. 65 р 1995. В 100 м по аз. 353° от обн. 65 р 1994 бажейских мраморов на протяжении 1—2 м к северу имеются элювиально-делювиальные обломки, расположенные у нормального стратиграфического контакта бажейских мраморов и вышележащей нижней свиты Духовичской толщи. Нижние слои ее имеют характер элювиальных брекчиевидных слоев или базальной осадочной брекчии. Они подробнее охарактеризованы ниже, в описании Духовичской толщи.

Обн. 65 р 1996. В 100 м по аз. 350° от обн. 65 р 1995 на участке длиной в 1—2 м есть элювий-делювий (выворот), сложенный светло-серым, почти белым кальцилитом. По соседству есть и другие обломки подобной карбонатной горной породы. Бросается в глаза резкий контраст между ясной перекристаллизацией Бажейской толщи и отсутствием следов этого процесса в горных породах обн. 1996.

Обн. 65 р 1997. В 100 м по аз. 350° от обн. 65 р 1996 на протяжении 1—2 м можно видеть в обломках гривы светло-сероватые и белые, почти не затронутые слабым динамометаморфизмом массивные, неслоистые карбонатные породы Духовичской толщи. Они, как и в обн. 1995 и 1996, местами содержат окаменевшие остатки нитчатых водорослей.

Обн. 65 р 1998. В 100 м по аз. 350° от обн. 65 р 1997 на протяжении 1—2 м по аз. 345° в местном материале обнаруживаются обломки светло-сероватого, почти белого массивного, неслоистого кальцилита (почти не измененного складчатостью известняка). В этой горной породе содержатся многочисленные окаменелости, большей частью принадлежащие различным видам эпифитонов (реже другим родам нитчатых водорослей).

Обн. 65 р 1999. В 100 м по аз. 347° от обн. 65 р 1998 на участке длиной 1 м к северу в элювиально-делювиальных отложениях есть аналогичные обломки светло-сероватой неслоистой карбонатной горной породы, содержащей обильные остатки нитчатых водорослей. Поиски протоархеоциат не да-

ли положительных результатов, несмотря на их продолжительность.

Обн. 65 р 2000. В 30 м на с.-з. от обн. 65 р 1999 на отрезке протяжением в 3,5 м в вывороте имеются обломки светло-серых массивных мелкокристаллических мраморов. В них опять обнаружены мелкие остатки водорослей. Кроме эпифитонов, есть и другие известковые нитчатые водоросли — разумовский, обломки проавлопор и проч.

Обн. 65 р 2001. В 60 м по аз. 322° от с.-з. края обн. 65 р. 2000 в элювиально-делювиальном материале водораздельной гряды видны светло-серые массивные, неслоистые сложенные кальцитом мелкокристаллические осадочные горные породы, испытавшие лишь зачаточный слабый метаморфизм. Есть жилки белого кальцита, образовавшиеся по тектонической сети трещин.

Обн. 65 р 2002. В 100 м по аз. 316° от обн. 65 р 2001 замечены местные обломки светло-серых аналогичного облика кальцилитов, принадлежащие к фации массивных биогерм. В них имеются обычные для нее палеонтологические остатки: эпифитоны, разумовский и их спутники. Сохранность их вполне удовлетворительная.

Обн. 65 р 2003. В 50 м по аз. $318-319^\circ$ от обн. 65 р 2002 на протяжении 50 м встречены обломки светло-серых тонкокристаллических, почти совсем неметаморфизованных карбонатных горных пород, сложенных кальцитом и рассеченных белыми кальцитовыми жилками. Местами заметна динамометаморфическая деформация плоскостей спайности кристаллов белого кальцита. Обломки несут следы зскарстования.

Обн. 65 р 2004. В 100 м по аз. 318° от обн. 65 р 2003 обнаружены элювий и делювий в составе из обломков светло-сероватых мелко-кристаллических массивных, неслоистых, почти совершенно неметаморфизованных карбонатных горных пород. Они рассечены тонкими жилками белого кальцита, местами испытавшего заметную деформацию. Вдоль жилкок кое-где заметны следы дробления.

Обн. 65 р 2005. В 100 м по аз. 319° от обн. 65 р 2004 есть обломки светло-серых массивных неслоистых кальцилитов или известняков, содержащих палеонтологические остатки. Среди них имеются обломки эпифитонов, разумовский, проавлопор и других форм той же группы известковых водорослей.

Обн. 65 р 2006. В 40 м по аз. 318° от обн. 65 р 2005 на протяжении 35 м можно видеть элювиально-делювиальные обломки светло-серых силицилитов неясного генезиса; эти обломки произошли за счет разрушения горной породы, которую можно было бы принять за базальные слои верхней свиты формации (конечно, условно). Это — светло-желтова-

тые, в свежем изломе серовато-белые почти плотные массивные, неслоистые кремнистые горные породы. На водоразделе они представлены мелкими и крупными (до 1 м в длину) глыбами. Структура — тонкозернистая, массивная. Имеющиеся редкие поры — неправильной формы. В шлифе хорошо виден состав этой горной породы из тонкозернистого агрегата кварца (и фельзита?).

Описанные выше силицилиты не имеют перехода в выше лежащие кальцилиты. Поэтому выделение их в базальные слои условно; в будущем следует это подкрепить или же отвергнуть. Никаких переходных образований к вмещающим кальцилитам не установлено. Метасоматический генезис не исключен.

Обн. 65 р 2007. Силицилитовые глыбы прослежены в обн. 2006 вдоль тракта по аз. 315° на 30—35 м.; Далее, в 35 м по аз. 317° от этих глыб на протяжении 1—2 м распространены глыбы светлых плитняковых мелкокристаллических мраморов. Эти мраморы, как и все ниже лежащие, — плотные, без пор. Все они к тому же не выходят за рамки мелкокристаллических, плитняковых. Поэтому ниже эти совпадающие признаки не упоминаются.

На поверхности плит видны местами следы послойного закарстования, несколько напоминающие стилолиты.

Опишем один из обломков карбонатных горных пород. В образце 65 р 2007 видны светлые, сероватые мраморы с крупностью зерен кальцита обычно не более 0,1 мм, редко до 0,2 мм в длину. Структура — мозаичная или мостовая. Кроме кальцита в шлифе видна небольшая примесь окислов железа. Органогенные компоненты данной горной породы представлены мелкими обломками (или обрывками) эпифитоновых кустиков. Среди мелких зерен местами можно различить обломочки со структурой разумовский и проавлопор.

Обн. 65 р 2008. В 100 м по аз. 315° от 65 р 2007 осмотрены обломки светло-серого известняка или мрамора без заметных микроскопических окаменелостей. Так как состав описываемой кальцилитовой толщи в общем довольно однотипен, для краткости ниже отмечаем лишь какие-нибудь особенности состава или строения.

В шлифе 65 р 2008 обнаружено почти параллельное залегание обрывков нитей эпифитонов, имеющих обычные для них субмикроскопические размеры. Каких-либо характерных признаков, которые позволили бы определить эти органические остатки до вида, в шлифе не найдено. Строение горной породы в шлифе — обычное.

65 р. 2009. В 100 м по аз. 315° от обн. 2008 среди обломков элювия, распространенных на протяжении 1 м, наблюдались светло-серые с буроватым оттенком, видимо, со следа-

ми слоистости аналогичные прежним карбонатные горные породы без заметных под лупою окаменелостей.

В шлифе 65 р 2009 не удалось обнаружить следов заметной перекристаллизации и следов кластической примеси. Из окаменелостей замечены мельчайшие обрывки нитей эпифитонов. Палеоархеоциат, видимо, нет.

Обн. 65 р 2169. В 20 м по аз. 315° от обн. 65 р-2009 мы изучили смешанные обломки делювия. Это — светло-серые мелкокристаллические, местами ясно плитчатые плотные кальцилиты без заметных макроскопически палеонтологических остатков. Обломки прослежены по аз. $315-320^\circ$ на протяжении 65 м.

Обн. 65 р 2170. В 45 м по аз. 315° от обн. 65 р 2169 удалось найти редкие местами обломки почти таких же светло-серых мелкокристаллических плотных известковых пород без всяких следов окаменелостей.

Обн. 65 р 2171. В 45 м по аз. 315° от обн. 65 р 2170 на протяжении 1—2 м снова с трудом обнаружены обломки почти тех же светло-серых тонкокристаллических плитчатых (?) почти не измененных известняков.

Обн. 65 р 2172. В 110 м по аз. 315° от обн. 65 р 2171 на участке длиной в 1-2 м находятся в элювии местами обломки светло-серых слабоизмененных тонкокристаллических кальцилитов (без заметных окаменелостей). Обломки наблюдались в небольшой закопушке.

Обн. 65 р 2173. В 50 м по аз. 315° от обн. 65 р. 2172 на отрезке длиной около 1 м рассеяны обломки элювия и делювия, сложенные светло-серым плотным тонкокристаллическим неслоистым, массивным известняком или мрамором. Никаких окаменелостей в нем не обнаружено.

Обн. 65 р 2174. В 55 м по аз. 315° от обн. 65 р 2173 на протяжении около 1 м разбросаны обломки местного происхождения, состоящие из светло-серого почти не метаморфизованного мелкокристаллического плотного неслоистого кальцилита или почти не метаморфизованного известняка.

Обн. 65 р 2175. В 50 м по аз. 315° от обн. 65 р 2174 на небольшом расстоянии (около 1 м), в выворотах изучены куски элювия-делювия из светлых, слегка буроватых мелкокристаллических плотных кальцилитов, видимо, не содержащих окаменелостей.

Обн. 65 р 2176. В 55 м по аз. 315° от обн. 65 р 2175 на протяжении около 1 м в делювии осмотрены в закопушке обломки местного генезиса, состоящие из светлых мелкокристаллических доломитов.

Обн. 65 р 2177. В 50 м по аз. 315° от обн. 65 р 2176 в выворотах найдены местные и делювиальные обломки, развитые на участке 1—2 м. Они сложены светло-сероватым мелкокристаллическим доломитом.

Обн. 65 р 2178. В 55 м по аз. 315° от обн. 65 р 2177 в местном элювиально-делювиальном материале, на отрезке длиной около 1 м в вывороте есть обломки светло-серых мелкокристаллических доломитов.

Обн. 65 р 2179. В 63 м по аз. 315° от обн. 65 р 2178 обнаружены на протяжении 1-2 м элювиально-делювиальные обломки светло-сероватых тонов, состоящие из мелкокристаллических доломитов. Эти же доломиты встречены в коренном выходе через 50 м на с.-з. (обн. 2180). Они принадлежат скорее всего Сарабульской геологической формации.

3. Стратиграфический состав Духовичской геологической формации определяется из двух свит или толщ: нижней и верхней. Последняя условно называлась ранее Верхнедуховичской. Деление на две свиты — предварительное, сделанное по изменению литологии, отчасти по палеонтологическим и стратиграфическим признакам.

Состав нижней свиты, с характеристики которой мы начинаем описание Духовичской геологической формации, детально, послойно пока не изучен (за исключением небольшой части, обнаженной в коренных выходах).

Нижняя и верхняя свита имеют мощность в разрезе вдоль дороги из Верх-Базаихи в дер. Жерновку 500 м. Эта мощность определена пока с незначительной ошибкой. Условно вся свита подразделена на подсвиты равной, стометровой мощности.

Как видно из данного выше описания обнажений, нижняя толща, как, впрочем, и верхняя, состоит из кальцилитов.

4. Петрографический состав Духовичской формации начнем описывать с нижней свиты. Петрографический облик этой толщи характеризуем довольно кратко, к чему нас обязывает довольно слабая обнаженность её (в основном в элювии и девювии).

Общей характерной чертой литологии нижней свиты является известковый состав. Обычно такие горные породы называют известняками. Другие предпочитают термин «кристаллические известняки».

Однако всякий известняк и мрамор состоит из кристаллов кальцита. Поэтому достаточно сказать «известняк», и всякий может представить себе горную породу, состоящую из кристалликов кальцита. Термин «кристаллический известняк» зародился во времена макроскопической петрографии. В те времена этими словами обозначали такие карбонатные породы, в которых кристаллы кальцита заметны без лупы, невооруженным глазом. Теперь нет смысла говорить «кристаллический известняк». Лучше говорить «крупнокристаллический известняк», если это — осадочная порода, состоящая из крупных песчинок кальцита (или диагенетически пе-

рекристаллизованный известняк). Если же это мрамор, то называть его крупно-или мелкокристаллическим известняком (осадочной горной породой!) бессмысленно.

В описываемой нижней части Духовичской формации господствуют массивные неслоистые светлых оттенков мелкокристаллические кальцитовые горные породы, обычно пересеченные белыми жилками кальцита.

В них, как правило, встречаются окаменелости, преимущественно водоросли, нередко обильные, так что можно выделить определенные разновидности: а) эпифитоновые, б) проавлопоровые, в) с разумовскими, г) протоархеоциатые. Есть в этих кальцилитах примесь и других водорослей: ренальцисов, урановый, редко других. Но эта примесь так мала, что не определяет разновидности горной породы.

Определенную разновидность составляют калькоарениты и карбонатные осадочные брекчии. Гравелитов и конгломератов среди них нет. Калькоарениты или известковые песчаники состоят из мелких, средней величины или крупных песчинок, состоящих обычно из обрывков водорослевого строения.

Интересно отметить, что в ряде обнажений в этих калькоаренитах мы искали (и макроскопически, и под лупой, и в шлифах) обломки эвархеоциат. Однако найти их ни разу не удалось. Конечно, такой результат можно объяснить недостаточной настойчивостью поисков. Однако всегда напрашивался вывод с том, что эвархеоциаты ещё на Земле не появились. Последний вывод был слишком поспешным.

Среди карбонатных осадочных брекчий по левую сторону рч. Бажейки приходилось видеть на отдельных участках глыбовые разности с диаметром глыб местами более полметра. Обломки в брекчиях находятся в несортированном состоянии. Величина обломков весьма различная. Цемент — известковый. Обломки — угловатые, без следа реликтовых тектонических структур и унаследованного метаморфизма. Некоторые обломки — со следами закарстования.

В базальной части описываемой толщи в разрезе по рч. Базаихе, на правом склоне был замечен пласт или пачка с заметным обогащением кальцилита примесью, окрашивающей в зеленоватый оттенок. В шлифе удалось установить строение известкового песчаника, а среди примесей обнаружить карбонатные песчинки и, видимо, зеленоватый тонкозернистый цемент.

Что касается верхней свиты Духовичской геологической формации, то она в общем очень близка литологически к нижней свите. Общим отличием её является плитчатость и в общем довольно заметная слоистость. Слои имеют более пеструю окраску, нередко с зеленоватым, красноватым и сероватым оттенком. Биогермов и биостромов нет. Зато имеются

отложения известковых илов и песков, диагенетизированных и, видимо, испытавших слабый динамометаморфизм. В этих горных породах нередко встречаются обрывки нитей эпифитонов и проавлопор, а также есть примесь других водорослевых частиц. Окаменелостей животного генезиса достоверно не установлено, кроме протоархеоциат.

В нижней части верхней свиты залегают светлые плотные массивные, неслоистые микрокристаллические силицилиты неясного генезиса. Их метасоматический генезис не исключен.

5. Особенности минералогии и геохимии описываемой толщи.

Господствующим минералом нижней свиты формации, как впрочем и верхней, является кальцит. Примеси имеются, но развиты мало: распыленный кое-где гематит, органическое, углеродистое вещество, затем содержащаяся в нерастворимом остатке (особенно в базальной части) примесь кварца.

Аналогичные примеси имеются и в верхней свите, но, как правило, в большем количестве. К тому же в ней местами есть и алевроито-глинистый материал.

6. Геофизическую характеристику описываемой геологической формации пока можно дать лишь в весьма общей форме. Карбонатные горные породы ее обладают высоким электросопротивлением, твердостью, близкой к трем, и немагнитностью.

7. Краткая палеонтологическая характеристика нижней свиты. В ней определены следующие формы: эвархеоциаты, палеоархеоциаты, проавлопоры, эпифитоны, разумовский, ренальцисы, кордефитоны и цистофитоны.

8. Вопрос о возрасте Духовичской формации, как и всей чудской системы, решался различными геологами по-разному в пределах от низов нижнего кембрия до верхов верхнего протерозоя. Ранее и мы допускали для эпифитоновых слоев Духовичской геологической формации возраст нижней части нижнего кембрия. Потом это стало невозможным: есть весьма существенные геологические факты, свидетельствующие в пользу докембрийского возраста. Ниже мы остановимся на этих фактах.

9. Фациальные особенности Духовичской геологической формации. Она прослежена в общем на сравнительно небольшом пространстве (не более 10-15 км). На этом протяжении в общем сохраняются её характерные черты. В частности, эпифитоновая фация наблюдается везде и всюду. Вместе с тем, очевидно, есть небольшие фациальные изменения по простиранию. Но они детально не изучены.

Так, описанные выше базальные слои, обнаженные по правому склону долины Базаихи, изменяются по своему про-

стиранию и не прослеживаются до Бажейки, а также к ю.-ю.-в.

Неясно, прослеживается ли по своему простиранию на ю.-в. верхняя свита. Видимо, нет.

Не решен также вопрос об онколитовых слоях, которые хорошо развиты у среднего течения Корбика, а также по правобережью долины Базаихи, к северу от устья Корбика. Эти слои могут иметь значение самостоятельной подсвиты (возможно, пульсационной) или же быть фациальным видоизменением базальных слоев Духовичской геологической формации.

Фациальные изменения по вертикали в пределах Духовичской геологической формации невелики: фация биостромов (биогермов), перемежающаяся с фацией известковых илов, песков и осадочных брекчий вверх по стратиграфической колонке, в верхней свите изменяется; там биостромов уже не известно.

Косой слоистости в горных породах Духовичской геологической формации не установлено. Глубина бассейна, видимо, не выходила за пределы глубин неритового отдела моря.

10. Особенности тектоники Духовичской геологической формации. На большом протяжении эта геологическая формация входит в состав Бажейской гомоклинали с.-з. простирания. Падение этой гомоклинали характеризуется местами очень крутым падением слоев.

Другая особенность тектоники Духовичской геологической формации довольно хорошо выступает в среднем течении Корбика. Там она входит в состав Среднекорбикской синклинали с.-в. простирания. Наблюдается ясно одно крыло этой синклинали, сложенное эпифитоновыми слоями.

11. Степень измененности горных пород Духовичской геологической формации невысокая. Но это геосинклинальная толща, дислоцированная в условиях многоэпиклинали. Её изменённость — слабая; эту степень метаморфизма можно связывать с участием в складчатости. Резко выраженного локального динамометаморфизма и контактового метаморфизма не установлено.

Диagenез в описываемой геологической формации в общем нормальный, без каких-либо бросающихся в глаза отклонений.

12. Общераспространенные полезные ископаемые в Духовичской карбонатной толще представлены бутовым камнем. Мелкокристаллические известняки (или мраморы) могут быть также использованы как более ценный строительный камень (на мраморные подоконники, ступени лестниц, для облицовки), для изготовления мраморной крошки, как флюс и т. п.

13. История развития Духовичской геологи-

ческой формации. Эта история началась с возникновения поверхности несогласия на месте мраморов Бажейской толщи. Она развилась, видимо, и как пенепленизированная поверхность.

Затем прошла ингрессия моря. Суша была затоплена быстро, отчего базальные конгломераты не успели образоваться. Началась длительная, спокойная, медленная седиментация карбонатных илов вместе с ростом эпифитонов и других водорослей.

Эта эволюционная эпоха, создавшая нижнюю часть формации, затем продолжилась при несколько изменившихся условиях, и вновь отложилась верхняя часть той же геологической формации. Сущность этих изменений не так важна. Видимо, увеличился принос карбонатных илов и стало заметным накопление терригенной примеси; в то же время органические образования (эпифитоновые биостромы, примесь шточков проавлопор, небольшие строматолиты, разумовский, скопления ренальдисов и проч.) почти сошли на нет, и вместо них мы местами видим скопления органического детрита.

Сколько накопилось карбонатных отложений к моменту завершения седиментации Духовичской геологической формации, точно не известно. Однако после некоторого размыва от этой формации сохранилось в районе дер. Верх-Базаихи более километра мощности кальцилитов.

Затем последовала фаза складчатости, причем простирание складок было преимущественно северо-западным; южнее это простирание изменилось: после накопления верхней части духовичских слоев складчатость прошла в с. и с.-с.-в. направлении, т. е. произошло заметное изменение простирания складок.

В. ВЕРХНЯЯ ЧАСТЬ (ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ) ЧУДСКОЙ СИСТЕМЫ ИЛИ НИЖНЯЯ ЧАСТЬ БОЛЕЕ МОЛОДОЙ СИСТЕМЫ

К этой части относятся следующие толщи, развитые в районе г. Кызрык, к с.-з. от дер. Верх-Базаихи (стратиграфически сверху вниз):

Таблица 2.

Серия или толща	Геологическая формация или свита	Мощность	Состав	Фаза тектогенеза
14.	25. Жерновская	250 м	Светлые доломиты окварцованные; вторичные кварциты	Черемшанская
13. Черемшанская	24. Кызрыкская	300 м	Эпифитоновые светлые кальцилиты с протоархеоциатами	Кипринская
	23. Кипринская	400-850 м	Бело-розовые и белые мраморы с редкими гнолитами и онколстами	
	22. Воскресенская	>0,9 км	Редкие граувак. песчаники, валунные гравелиты с гематитом в цементе	Воскресенская
12. Сарабульская	21. Верхняя	около 900 м	Белые, розовые доломиты со строматолитами и зернами кварца.	Сарабульская
	20. Нижняя	100 м	Пестроцветы, пресноводные? угли, красно-зеленые песчаники и гравелиты.	Духовичская

Данные толщи являются многогеосинклинальными. Их состав преимущественно карбонатный. В них имеются в малом, а местами в обильном количестве водоросли и протоархециаты, кое-где гиолиты. Интересна и немаловажна значительная мощность толщ, которую можно считать близкой к мощности отдела системы. Стратиграфическая колонка подразделена заметными перерывами в отложении на 5 частей. Таким образом, эта колонка является существенным геологическим документом важных геологических процессов.

Приступая к описанию данной самой верхней части характеризуемого разреза чудской (?) системы, обращаем внимание читателя на только что поставленный, но пока ещё не решенный окончательно вопрос: можно ли эту верхнюю часть отнести к чудской системе? Казалось бы, на этот вопрос следует сразу решительно ответить одним коротким словом — нет. Однако мы учитываем, что при первых попытках решить трудный вопрос возможны ошибки. Допустим, что не исключена недостаточно правильная оценка наблюдаемых фактов. Может быть, новые факты, которые будут собраны в будущем, окажутся особенно убедительными. Создадим возможность терпеливого внимательного всестороннего обсуждения. Пусть пройдет для этого некоторое время, а потом можно будет вернуться к тому же вопросу.

Сначала он и не возникал. В 1936—1947 гг. казалось, что на з.-с.-з. от рч. Черемшанки продолжается описанная выше толща. Того же взгляда придерживался В. В. Хоментовский с М. А. Семихатовым и В. И. Попов с Л. В. Яконюк. Однако постепенно накапливался материал, который становился все более детальным и убедительным. Сначала стало ясно, что Сарабульская и вся Черемшанская толщи дислоцированы в очень своеобразную, сильно изогнутую сложную складку, простирающуюся до с.-с.-в. При этом получается, что данная складка, простирающаяся к г. Кызырк, расположена почти поперек простирающихся слоев Духовичской, Бажейской и Корбикской толщ, идущих в с.-з. направлении. Эта складка названа Кипринской. Её нельзя выкроить дизъюнктивами: она изогнута очень сильно и плавно. Но если так, то Сарабульская и вся Черемшанская толщи лежат выше Духовичской и Бажейской, притом резко несогласно. Другими словами, Кипринская структура является резко discordантной по отношению к крылу с.-з. простирающихся сложенному Духовичской, Бажейской и Корбикской толщами.

Следовательно, с зарождения этой структуры мы должны бы начинать новый цикл тектогенеза и видеть в основании нового геосинклинально-складчатого пояса Сарабульскую геологическую формацию. Это наш вывод, и мы его придерживаемся. Однако оставляем на будущее возможность ошиб-

ки и критической оценки его (с учётом влияния унаследованных структур фундамента Кипринской структуры). А пока ниже при описании Сарабульской (и Черемшанской) толщи приведем некоторые основные факты, которые подтверждают резкую дискордантность Кипринской складки по отношению к строению Духовичской и Корбикской толщ. Если эта дискордантность окажется неопровержимой, то именно с Сарабульской геологической формации надо начинать надчудскую систему и предложить ей название (енисейской системы?).

САРАБУЛЬСКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ФОРМАЦИЯ

1. Её стратотип. Эта геологическая формация названа по кл. Сарабульскому, правому притску рч. Базаихи, впадающему в неё в районе пос. Жистыка. Сарабульские белые и розоватые доломиты наблюдались нами в 1936 г. в боковом маршруте к кл. Черемшанке. Однако сначала они считались аналогами Жержульской доломитовой толщи, обнаженной по рч. Мане. Позже мы убедились, что описываемая толща моложе доломитов мощной Корбикской серии (или геологической формации). Таким образом появилась новая толща — Сарабульская. Ещё позже, кажется в 1947 г., установлено наличие под доломитами Сарабульской толщи базальной пестроцветной сланцепесчаниковой свиты (или под-свиты) с прослоями светлого доломита и тончайшими прослойками черного каустобиолита.

В настоящее время Сарабульскую толщу мы считаем мощной миогеосинклинальной пульсационной свитой или геологической формацией. Мощность её более 0,6 км (до 0,9 км). Окаменелости редки. Это онко-и строматолиты.

Сарабульская геологическая формация несогласно подстилается Райской, Корбикской, Бажейской и Духовичской, а также Гребешковской толщами, а накрывается Воскресенской гравелитовой толщей верхнего протерозоя.

2. Обнажения Сарабульской геологической формации лучше всего изучать по правому склону долины Бажейки близ устья Черемшанки. Несколько сот метров выше этого устья довольно слабо обнажена на протяжении около 100 м нижняя свита Сарабульской толщи, вскрытая в обломках притрактовых выработок; реже там есть и коренные обнажения.

Несмотря на недостаточную обнаженность, всё же в этих выходах улавливается главное:

а) тесная стратиграфическая связь базальной свиты с вышележащими сарабульскими доломитами (по наличию прослоев этих доломитов в верхней части нижней свиты);

б) наличие тонких черных углистых прослоев, свидетельствующих о лагунно-болотной фации;

в) господствующий пестроцветный песчаниковый состав и присутствие базальных гравелитов.

Тектоника базальной свиты Сарабульской геологической формации изучена недостаточно из-за плохой обнаженности и сложности её.

Верхняя свита Сарабульской толщи (розовые и белые доломиты) хорошо обнажена в длинной скале с.-в. простирания, протянувшейся почти от устья кл. Черемшанки на с.-в. (при почти вертикальном падении слоев). Та же свита видна ниже ключа в скалах правого склона долины Базаихи, где слои идут на с.-з. и падают на с.-в. и где нередко розово-красноватые доломиты содержат примесь кварцевых песчинок.

По кл. Киприну мы обнаружили в описываемых доломитах строматолиты.

3. Стратиграфический состав Сарабульской геологической формации ещё недостаточно детализирован. Хорошо выделяется лишь нижняя базальная свита или подсвита, для которой характерно наличие красно-зеленых слюдистых мелко-и среднезернистых песчаников. Следующие внешне не отличимые подсвиты выделяются лишь условно (по стометровой мощности) внутри свиты белых и розовых доломитов.

4. Главные особенности литологического состава Сарабульской геологической формации отметим очень кратко.

Для её базальной части характерно отражение мелководности лагунных слоев, среди которых вместе с прослоями белого и сероватого доломита имеются тонкие прослойки черного трещиноватого каустобиолита. Основная масса горных пород базальной свиты представлена зелено-красными мелко-и среднезернистыми слюдистыми кварцевыми песчаниками. В составе обломков в песчаниках преобладают слабоокатанные песчаники прозрачного кварца. Кроме него и листочков измятого биотита, в шлифах из песчаников обнаружены песчинки магнетита, афанита (?), лейкоксена и редко плагиоклаза (?). Цемент — алеврито-глинистый. Строение — обычное для песчаников с малым количеством цемента.

В базальных слоях песчаника есть гальки светлых мелкокристаллических неслоистых карбонатных горных пород. Происхождение этих пород в достаточной мере пока не выяснено, так как в более древних образованиях светлые кальциты встречаются сравнительно редко. Среди этих галек пока не найдено галек соседней Глухариной гравелитовой геологической формации.

Горные породы базальной части Сарабульской геологической формации образовались в качестве лагунных отложений лишь местами, в депрессии, так как их почти не оказа-

лось в основании этой толщи по правому склону долины Базаихи ниже рч. Черемшанки.

Верхняя главная мощная часть Сарабульской геологической формации имеет однородный и довольно однообразный доломитовый состав. Этот состав возник не случайно, а вполне закономерно: предвестники доломитов отлагались в виде доломитовых прослоев ещё в базальной части формации, в ее верхней части; развитие этой тенденции к химическому и органогенному осадконакоплению, естественно, привело к господству доломитов в верхней свите формации.

Верхняя доломитовая свита ее в нижних горизонтах, обнажённых в скалах правого склона долины Базаихи ниже Черемшанки, характеризуется двумя особенностями: доломиты этих горизонтов — розоватые и красноватые; кроме того, они местами содержат значительную, но местную примесь кварцевых песчинок, свидетельствующую о близости суши. Эти доломиты — плотные, мелкокристаллические, большей частью массивные, отчасти с сравнительно мелкими порами. Поры были сначала заполнены относительно более крупными кристалликами доломита. В доломитах местами ясно выражена в смене окраски слоистость и плитчатость.

Примесь песчинок кварца выше по разрезу быстро исчезает, а в восточно-юго-восточном крыле Кипринской синклинали она вовсе не обнаружена. Доломиты становятся чистыми, как правило почти белыми. Местами в доломитах обнаруживаются водорослевые разности.

До проведения дороги в скалах правого склона долины рч. Базаихи можно было видеть карстовые, пещерные доломиты, характеризующиеся сгущенной красноватой окраской и слагающие карманы выветривания. В одном из таких карманов нам удалось заметить гиолита. Так как он найден близ основания Сарабульской доломитовой толщи, нелегко понять, как и когда гиолит мог попасть на такую глубину.

Довольно обычной разностью описываемых почти белых доломитов являются массивные, совершенно неслоистые разности.

О розоватой окраске здешних доломитов следует сказать, что она отчасти является равномерной, синхронной и сингенетичной. Однако близ кровли формации окраска эта неравномерная, видимо, обусловленная химическим выветриванием, прошедшим перед образованием следующей вышелегающей Воскресенской толщи.

5. Особенности геохимии и минералогического состава почти не изучены. Основные черты состава Сарабульской толщи ясны из данного выше описания. Однако можно предполагать, что эволюция Сарабульского залива привела к исчезновению лагуны, к ингрессии моря нормальной солености и к отложению известковых илов. Но

от образовавшейся свиты известняков ничего не сохранилось, если не считать вышележащей свиты черных мраморов рч. Воскресенки.

Геофизические свойства Сарабульской толщи доломитов не изучались. Их твердость близка к 3. Электросопротивление близко к 2000 ом.

6. Палеонтологические остатки этой толщи отмечены выше — академиолит (?), гиолит и два вида известковых водорослей, описанные в нашей палеонтологической монографии. Эти водоросли своеобразны. Поисков микрофоссилий с помощью растворения до сих пор не было.

7. Мощность нижней свиты Сарабульской геологической формации близка к 100 м. Главная верхняя часть формации, сложенная светлыми доломитами, имеет значительную мощность. Первая попытка ее определения дала нам цифру, близкую к 500 м. Однако эту величину следует проверить с помощью инструментального измерения максимальной ширины Сарабульской геологической формации.

8. Стратиграфическое положение и возраст. О возрасте Сарабульской геологической формации по ее палеонтологическим остаткам сказать трудно — это новые виды строматолитов, не известные в нижнем кембрии. Что касается верхнего протерозоя, то его чудская система представлена во всем мире (с вышележащими(?) образованиями докембрия) уникальным, единственным разрезом в с.-з. части Восточного Саяна. В других регионах мира не известно ничего подобного. Сравнить палеонтологию Сарабульской геологической формации пока не с чем.

Таким образом, возраст Сарабульской толщи определяется в первую очередь её стратиграфической позицией, а следовательно — геологической картой, составленной нами в 1 : 10 000 масштабе.

Как видно на этой карте, Сарабульская геологическая формация с довольно резким азимутальным несогласием залегает на граувакковых песчаниках Гребешковской геологической формации.

В самом деле, лежащий бок доломитов Сарабульской толщи прослеживается от контакта с фундаментом (по правому склону долины Базаихи в первых сотнях метров ниже рч. Черемшанки) в северо-западном направлении приблизительно по магнитному азимуту 295° (при восточном склонении около 7°) до долины кл. Киприна и Сарабульского и до верховьев последнего.

На всем протяжении до этих верховьев слои Гребешковской геологической формации простираются на в., в.-с.-в. и с.-в. по аз. 90° - 27° и падают на с. и с.-з. под варьирующими углами довольно круто (обычно не менее 50° , до 60° и до почти вертикального залегания).

Не менее важен факт, который устанавливается картированием вдоль левого склона долины кл. Черемшанки, в его верховьях, где видно почти меридиональное с.-с.-в. простирание восточного почти вертикального крыла Кипринской синклинали. Но это крыло залегает на Духовичской, Бажейской и Корбикской толщах, срезая их своим лежащим боком.

Но если это так (а это едва ли возможно оспорить), то Сарабульская толща моложе всех этих толщ, в том числе моложе и Духовичской толщи эпифитоновых карбонатных горных пород.

Что касается сопоставления или синхронизации Сарабульской геологической формации, то пока этого сделать нельзя: она больше нигде не обнажается, если не считать её стратотипического района развития.

9. Фациальные особенности сохранившейся части Сарабульской толщи.

Эта существенно доломитовая толща (с базальной терригенной свитой или подсвитой), несомненно, является типично лагунной. Особенно характерны базальные слои, в которых имеются также прослойки черного каустобиолита. Любопытны также пестроцветные, красно-зеленые базальные песчаники (со слабо развитыми базальными конгломератами), которые являются прибрежными горными породами. Не исключено, что они образовались в континентальных условиях или рядом с сушей.

Сине-зеленые водоросли сарабульских доломитов вполне гармонируют с их лагунным генезисом.

Фациальные изменения этих доломитов по простиранию несущественны: они выражаются в том, что песчанистые доломиты ю.-з. крыла Кипринской синклинали в в. крыле её становятся чистыми. Гораздо резче изменения базальной терригенной подсвиты: она имеет узко локальное распространение близ устья долины Черемшанки и быстро исчезает по простиранию. Видимо, это — местное заполнение депрессии в ложе Сарабульской геологической формации.

Фациальные изменения по стратиграфической колонке резко выражены при переходе от базальной подсвиты к основной массе доломитов Сарабульской геологической формации. Они выражены в почти полном исчезновении терригенных песчаных отложений в верхней, доломитовой свите.

Фациальный тип Сарабульской геологической формации соответствует лагуне, развивавшейся в многоэпифитональных условиях.

10. Элементы тектоники Сарабульской толщи довольно интересны. Она сложена в асимметричную синклиналиную складку. На характеристике этой синклинали мы ниже остановимся подробнее при описании Кипринской толщи. А здесь пока отметим, что хорошо выраженное ю.-з.

крыло Кипринской синклинали имеет з.-с.-з. простирание, причем слагающие её доломитовые слои падают на с.-с.-в. под углом около 50° - 60° . Однако в восточной части то же крыло поворачивает на с.-с.-в. и уходит к в. от кл. Черемшанки. Притом оно становится вертикальным и даже несколько опрокинутым на с.-з., так, что слои падают на ю.-в. под углом около 80° . Такое изменение залегания, видимо, является следствием приспособления к строению выступа Гребешковской формации в с.-в. простирания.

Иное залегание имеет слабосохранившееся восточное крыло Кипринской синклинали. Оно протянулось почти меридионально вдоль левого склона долины Черемшанки. Надо полагать, что это крыло падает вертикально (или почти вертикально на восток, т. е. несколько опрокинута).

Анализируя тектоническое строение Сарабульской толщи, мы ясно видим резко несогласное залегание её на фундаменте (как угловое, так и азимутальное). На этом основании мы фиксируем: а) фазу складчатости, прошедшую перед образованием Сарабульской толщи и б) резкое изменение простирания складок, о чем лучше сказать после описания Кипринской толщи. Отмеченной только что фазе складчатости мы придаем название Сарабульской. С неё, возможно, начинается новый цикл тектогенеза.

11. Диагенез и метаморфизм Сарабульской толщи почти не изучались. Они соответствуют условиям развития миогеосинклинали.

Диагенез лучше всего изучить в прослойках угля в нижней, базальной подсвите. В другой форме он проявился в распыленной гематитовой окраске и в тонкой раскристаллизации доломита. В описываемой толще, несомненно, проявился и слабый метаморфизм, вызванный интенсивной складчатостью, в частности, образованием опрокинутого на с.-з., ю.-в. крыла Кипринской синклинали. Местами, кажется, прошло слабое окварцевание доломитов. Перед отложением вышележащей Воскресенской толщи они подверглись закарстованию.

Явлений вулканизма, синхронных Сарабульской толще, нами не установлено.

12. Тектоно-стратиграфические взаимоотношения Сарабульской толщи выше охарактеризованы довольно определенно, если иметь в виду отношение к строению её фундамента: оно — явно несогласное.

Но и перекрывается она более молодой Воскресенской геологической формацией тоже несогласно. Это подчеркивается нормальным стратиграфическим залеганием последней то почти на самом основании Сарабульских доломитов, то на уровне около 500 м стратиграфически выше.

Это несогласие подчеркивается корой выветривания, раз-

вившейся в доломитах Сарабульской геологической формации перед образованием Воскресенской толщи, а также широким развитием в нижней части последней гравелитов. При описании их подчеркнуты унаследованные, реликтовые тектонические структуры гравия.

13. Полезные ископаемые Сарабульской толщи — обычные. Они вполне соответствуют её фациальному облику. Это — строительный камень и флюс. С Сарабульской толщей связаны карстовые подземные воды.

14. Геологическая история и развитие Сарабульской толщи — обычные для района: после образования пенеплена и коры выветривания прошла ингрессия, а затем начался долгий эволюционный процесс седиментации, в котором особенно интересны начальные моменты осадконакопления пестроцветных песчаников и доломитов с прослойками черного каустобиолита. Был ли завершающий этот эволюционный век процесс отложения известняков, пока не ясно. Но, видимо, был, как видно по Воскресенке, по черным мраморам.

Наконец, прошла фаза тектогенеза, возникла на месте моря суша, и началась ее денудация. А затем снова было опускание, и образовалось новое море (его Воскресенский залив), причем перед началом седиментации волнами этого моря проведена заметная абразионная работа.

Выше следует ряд геологических образований, состоящий из трех частей. Данная толща названа Черемшанской. Она относится к протерозою по тем же основаниям, как и выше и нижележащие пульсационные свиты. Вместе с ними толща испытала один и тот же цикл складчатости. Эта толща делится снизу вверх на следующие части: Воскресенскую, Кипринскую и Кызырскую.

Воскресенская пульсационная свита (или геологическая формация) слагается в основном весьма характерными гравелитами: они отличаются от других подобных образований региона весьма заметным обогащением гематитом, а также примесью желтеющих при выветривании оолитов, в которых имеется примесь сидеритовой молекулы.

Гравелиты местами включают валуны и гальки, а также угловатые глыбы соседних более древних карбонатных горных пород. Сравнительно редко в составе Воскресенской геологической формации встречаются прослой серых грауваковых песчаников.

Детальному подразделению на части примерно 100-метровой мощности она не подвергалась. Окаменелостей в Воскресенской серии образований не обнаружено. Ее фациальный облик характерен и целиком вытекает из мелководности её прибрежных гравелитов с гематитовым цементом.

Последняя вместе с Кызырской имеет карбонатный, из-

вестковый состав морских слоев. Только *кипринские слои имеют, большей частью, характер светлых, прочных, звенящих, нередко красноватых доломитистых кальцилитов, а Кызырская пульсационная свита почти белых известняков изобилует водорослями группы эпифитонов (с разумовскими и проавлопорами) и своеобразными протоархециатами. В Кипринских слоях встречаются гиолиты. Мощность кипринских и кызырских слоев, видимо, около 0,65 км или немного более. Залегание кызырских слоев на кипринских не вызывает сомнений.

В верхней части описываемой стратиграфической колонки лежат своеобразные почти белые жерновские, частью сильно окварцованные доломиты, переходящие в светлые вторичные кварциты. Они очень похожи на аналогичные горные породы Краснокаменской геологической формации, обнаженной в районе г. Красноярска против левого притока Базаихи рч. Моховой и перекрытой с резким азимутальным несогласием (в простирании складок) архециатовыми слоями (княдинского? возраста). С таким же несогласием в районе д. Верх-Базаихи и д. Жерновки выше жерновских доломитов лежат пестрые доломиты Спириной толщи, подстилающей Колбинскую геологическую формацию.

ВОСКРЕСЕНСКАЯ ГРАВЕЛИТОВАЯ ТОЛЩА

1. Краткая характеристика её стратотипа.

Эту толщу, видимо, можно назвать пульсационной свитой. Название ей дано по рч. Воскресенке, впадающей справа в рч. Базаиху ниже леспромхозного поселка Жистыка.

Воскресенская толща лежит на более древней Сарабульской геологической формации несогласно, на эродированной поверхности выветривания. На ней залегает более молодая Кипринская карбонатная толща. Мощность Воскресенской толщи едва ли меньше 0,9 км. Палеонтологических остатков, характеризующих ее возраст, пока не установлено.

2. Описание обнажений. Воскресенская толща обнажена очень слабо. Это объясняется ее состоянием: она лишь диагенетизирована и, если метаморфизована, то лишь в начальной стадии. Достаточно сказать, что нам был известен лишь один естественный коренной выход. Остальное наблюдалось только в канавах, закопущках и элювиально-делювиальных выходах.

Состав Воскресенской толщи весьма однообразен. Поэтому мы чуть сокращаем описание обнажений, имея в виду также и то, что почти все они некоренные.

Единственный коренной выход гравелитов Воскресенской толщи расположен на правой стороне долины рч. Черемшанки и в то же время в первом (снизу) правом логу этой долины. В этом обнажении слои гравелитов простираются примерно по аз. 320° и падают под углом $50^\circ-60^\circ$ на север-вос-

ток. Петрографический состав гравия гравелитов обычный — диабазы, доломиты и другие карбонатные горные породы.

Обн. 46 р. 387. На правом склоне долины рч. Черемшанки (руч. Черемшаного), у подножья склона, близ соединения дорог из дер. Верх-Базаихи и пос. Жыстыка в ряде глыб и в мелком щебне наблюдаются гравелиты и мелкогалечные конгломераты. Кажется бы, они похожи на гравелиты Глухаринной толщи. Но это сходство, видимо, нельзя считать сходством од н о в о з р а с т н ы х образований: состав их галечек довольно резко различный.

Петрографический состав зерен, гальки, мелких угловатых обломков и гравия здешних гравелитов довольно определенный. В нем можно различить следующие разновидности.

Во-первых, среди них есть голубоватые, темно- и светло-серые, темно-бурые и даже черные тонкозернистые яшмовидные горные породы; далее есть просвечивающий сероватый кварц, характерный для кварцевых порфиров и гранитпорфиров; встречаются обломки и молочно-белого жильного кварца; отметим далее галечки светло-серой тонкослойной яшмы; нередко мелкие светлые (местами почти белые) и битуминозные (?) буроватые обломки разнозернистого доломита (частью водорослевого, кое-где онкостромового?), местами с реликтовыми тектоническими трещинами; затем обращают на себя внимание галечки розоватого и белого, отчасти с мелкими оолитами, однородного нетрещиноватого мелкокристаллического мрамора или известняка, местами тонкоокрашенного в буроватый тон примесью органического материала или в розоватый цвет — окисью железа; затем есть и светло-зеленоватые галечки неоднородного песчаника (с примесью каолина?) и аркозового песчаника; наконец, отметим еще аплитовидные и другие обломки.

Цемент гравелитов представлен местами розоватым или даже красным однородным неслоистым известняком (и доломитом?) мелкокристаллического строения.

Обн. 46 р 388-389. Отмеченные выше гравелиты прослежены почти непрерывно по обломкам (в закопушках, сделанных молотком) на расстоянии около 85 м (обн. 388) и 60 м (обн. 389) по аз. 11° от обн. 387.

Обн. 46 р 390. Через 48 м по аз. 221° от обн. 387 на протяжении 12 м обнажены светло-сероватые доломитовые дресвяники. Тут обнажена кора древнего выветривания. Кроме того, в обломках есть и гравелиты, подобные обн. 46 р 387.

Обн. 46 р 391. Затем на расстоянии около 49 м по аз. 219° от обн. 390 почти непрерывно видны обломки белых плотных массивных доломитов, местами розоватого оттенка. Есть среди них также и охристо-желтые обломки. Кое-где все еще встречаются гравелиты, похожие на образец 387.

Они, видимо, происходят из карманов древнего выветривания. Таким образом маршрут прошел близ границы доломитов и гравелитов. Надо думать, розоватая окраска доломитов возникла под влиянием древнего выветривания, прошедшего до отложения здешних гравелитов.

Обн. 46 р 392. Через 38 м по аз. 289° снова замечены (в обломках) гравелиты, подобные 46 р 388.

Обн. 46 р 393. Через 90 м по аз. 278° от обн. 46 р 392 в коренном выходе наблюдались близкие горные породы.

Обн. 46 р 394. В 60 м по аз. 297° от обн. 46 р 393 в скале шириною 1-8 м, на левом склоне безводного ложка обнажены розово-белые массивные доломиты без ясной слоистости. Имеющиеся в них тектонические трещины можно подразделить на несколько систем с таким залеганием: с падением по аз. $318-322^\circ$ под углом $32-37^\circ$ и по аз. $8-12^\circ$ под углом около $63-67^\circ$. Вдоль одной из этих систем идет, видимо, и слоистость.

Обн. 46 р 395. Через 98 м по аз. $320-324^\circ$ от обн. 394 обнаружены еще несколько обломков прежних почти белых доломитов.

Обн. 46 р 396а. В 470-480 м по аз. $355-357^\circ$ от точки 395, на водоразделе, в вывороте виден элювий (обломки) местного конгломерата и, видимо, дресвяника. Эти горные породы состоят из обломков светло-серой яшмы и неслоистого сероватого (с красными пятнами) мелкокристаллического известняка.

Обн. 46 р 396-б. В 79 м по аз. 226° от обн. 396а виден элювий. В нем есть обломки красноватых гравелитов и, кажется, песчаников.

Обн. 46 р 397. Через 49 м по аз. 224° от обн. 396 на протяжении 15 м расположены 2 выворота. В них обнажены красноватые гравелиты, подобные предыдущим.

Обн. 46 р 398-399. Такие же гравелиты выходят и далее, в частности через 18-22 м по аз. около $210-230^\circ$ от обн. 397 (в обн. 398) и еще через 60-70 м по аз. 221° от обн. 398 (в обн. 399), чуть выше.

Обн. 46 р 400. В 60-65 м по аз. 210° от обн. 399 найден обломок красного плотного массивного доломита, лишённого слоистости.

Обн. 46 р 401. Через 0,3 км по аз. $312-318^\circ$ от обн. 400 встречено русло левого Киприна и еще через 18 м по тому же направлению встречен выворот. В нем есть обломки серого неслоистого доломита, состоящего из мелких кристалликов. Некоторые обломки доломита — красные, с примесью кварцевых песчинок (среди них есть редкие песчинки светлой тонкослойной яшмы).

Обн. 46 р 402. Через 48-52 м по аз. $28-32^\circ$ от обн. 401 и еще через 66 м по аз. 303° опять наблюдались обломки ти-

пичного красного дресвяника более молодой геологической формации. Это — местный элювий.

Обн. 46 р 403. Через 19 м по аз. 31° от обн. 402 в вывороте обнаружены обломки дресвяника или гравелита. В нем замечена галка красновато-серого известняка. Цемент гравелита кажется доломитовым. Может быть, этот цемент возник путем физического выветривания соседних доломитов.

Обн. 46 р 404. В 50 м по аз. 34° от обн. 403 встречен еще раз выворот. В нем есть обломки дресвяника и гравелита. В этих горных породах имеется примесь гальки и небольших валунчиков.

Обн. 46 р 405. Через 395-405 м по аз. 34° от обн. 404 снова пересечен Лев. Киприн. В русле его есть песчинки, принесенные с площади соседнего дресвяника или гравелита.

Обн. 46 р 406. Через 250 м примерно по аз. 35° от обн. 405 под скалой карбонатной горной породы есть глыбы сероватого неслоистого плотного оолитового или онколитового известняка или мелкокристаллического мрамора. Эта характерная горная порода, развитая по кл. Черемшанке и Киприну. По названию последнего отношу ее к Кипринской карбонатной толще, налегающей на описываемые гравелиты.

Обн. 46 р 407-416. Северо-восточное обн. 389 на протяжении около 390 м (до обн. 416) моим маршрутом прослежены признаки залегания характерного гравелита (в виде делювиального гравия). Это наблюдалось в придорожных выемках вплоть до пограничного ложка, отделяющего гравелиты от толщи светлых оолитовых известняков (или мраморов) (до 4,8 км от дер. Верх-Базанхи, от столба у устья долины Бажейки). Далее в обн. 415, в 50 м к с.-в. от обн. 414, в конусе выноса из правого сухого лога, притока Черемшанки, видны продукты разрушения гравелита и местные обломки почти белых оолитовых или онколитовых карбонатных горных пород. Далее через 50 м к с.-в. от обн. 415 в обн. 416 отмечено преобладание именно этих горных пород.

3. Стратиграфический состав Воскресенской пульсационной свиты или геологической формации пока не выяснен. Она является довольно мощной толщей. Поэтому мы ее подразделяем на условные подсвиты приблизительно 100-метровой мощности.

4. Краткое описание петрографического состава начнем с характеристики ее главного компонента — гравелитов и дресвяников.

Среди гравелитов отметим две главные разности. Одна из них характеризуется красным цементом, обогащенным распыленным гематитом. Вторая разность отличается наличием довольно обильных мелких карбонатных оолитоподобных галечек, обогащенных сидеритовой молекулой. Гравий гравелитов состоит, кроме карбонатных галечек, из эффузивных

горных пород Жистыкской толщи, предложенной недавно В. И. Поповым. Термин «Жистыкская толща» следовало бы применять к нижней части ранее нами установленной Гребешковской геологической формации.

Характерной особенностью описываемых галек эффузивов является постоянное весьма заметное развитие желто-бурого слабо плеохроирующего хлорита (видимо, обогащенного соединениями титана). Кроме того, эти галки отличаются тонкой и мелкой, но ясной раскристаллизацией, что позволяет сразу разграничить их от известных афанитов знаменитой Мунжинской эффузивной формации Западной Сибири. Хотя эффузивы последней весьма внешне похожи на грязно-серые диабазы Жистыкской эффузивной формации (в частности, по характерной серо-черной окраске хлорита и по сильной раздробленности), мы все же должны их различать (по стратиграфическому положению и возрасту).

Отметим в петрографическом составе мелких галечек описываемых гравелитов их компоненты. Это, главным образом, карбонатные горные породы.

Однако сразу отметим главную особенность этих галечек, памятуя о том, что сравнительно недавно В. В. Хоментовский и М. А. Семихатов (1960) относили описываемые гравелиты к тому же стратиграфическому уровню, как и уровень гравелитов нашей Глухаринской геологической формации. Но хорошо известно, что карбонатные галечки гравелитов последней сложены своеобразными доломитами, обычно сложеными онкостромами. Если бы Воскресенская гравелитовая толща была синхронной Глухаринской геологической формации, мы и в ней могли бы ожидать те же онкостромовые доломитовые гравелиты, тем более, что от поля Глухаринской толщи к выходам воскресенских гравелитов мы идем как бы вдоль по господствующему простиранию, а как известно продольные фациальные изменения толщ происходят очень постепенно и в незначительной мере.

Каков же в основном состав карбонатного гравия Воскресенской толщи? Оказывается, в нем нет преобладания мелкой доломитовой гальки с онкостромами. Вместо них, как нам бросилось в глаза еще в первом маршруте, по кл. Черемшанке и Киприну, нередко встречаются уже упомянутые выше буреющие при выветривании галечки известняка или мрамора, состоящие не из чистого кальцита, а содержащие примесь карбоната железа. Этот своеобразный гравий мы считаем характерным отличительным признаком гравелитов Воскресенской толщи.

Среди других обычных и мелких галек и угловатых обломков в ее составе отметим следующие минералы и горные

породы ($\frac{66}{p}$ 587):

а) голубоватые, темно- и светло-серые, а также темно-бу-
роватые и почти черные микрокристаллические плотные мас-
сивные силицилиты (или микрокварциты);

б) в значительной мере просвечивающий сероватый
кварц (из жильных магматических и интрузивных горных
пород);

в) молочно-белый плотный трещиноватый гидротермаль-
ный кварц;

г) тонкослоистая сероватая плотная тонко-или скрыто-
кристаллическая яшмовидная горная порода (с ясными ре-
ликтовыми тектоническими трещинами и с белыми кварце-
выми жилками по ним);

д) нередкий светлый, почти белый и буровато-серый плот-
ный неслоистый как будто битуминозный местами водорос-
левый (в частности, как будто и онкостромовый) доломит,
раскристаллизованный в соседних галечках до разной
крупности зерна, с реликтовыми тектоническими трещинами
в обломках доломита;

е) белый и розоватый или красновато-серый местами мик-
роонколитовый или мелко-оолитовый неслоистый массивный
известняк или мелкокристаллический мрамор, местами при-
нимающий от тонкорассеянной примеси битуминозного веще-
ства серо-буроватый оттенок или же краснеющий от слабой
распыленной примеси гематита;

ж) аналогичный, но пестрый, бело-красный мрамор;

з) светло-зеленоватый разнoзернистый плотный неслоис-
тый песчаник, местами содержащий примесь белого каолино-
подобного вещества;

и) светло-сероватый плотный неслоистый аркозовый пес-
чаник; —

к) светлые аплитовидные обломки и др.

Цемент описываемых гравелитов — местами доломитовый
или же представляет собой розоватый или красноватый мел-
кокристаллический довольно однородный осадочный кальци-
лит. В цементе есть примесь песчинок, в частности, кварца и
светлой тонкослоистой яшмы.

Гравелиты переходят местами в дресвяники и песчаники.
В описываемой толще, как правило, господствуют краснова-
тые оттенки, что объясняется тем, что песчинки, дресвинки,
мелкие и крупные гальки окрашены, как и цемент, распы-
ленным гематитом. Местами его так много, что можно пред-
полагать по простиранию накопление осадочной гематитовой
руды.

Своеобразная, вполне понятная особенность описываемой
толщи заключается в том, что подстилающие ее серые и бе-
лые доломиты Сарабульской геологической формации, преж-
де чем они были погребены под красноватыми гравелитами,
испытали денудацию и довольно глубокое выветривание, с

образованием карстового микрорельефа и осадочных жил коры выветривания. В результате этих геологических процессов сарабульские доломиты испытали неравномерное окрашивание в красноватые тона по трещинам, затухающее вглубь от контакта с воскресенскими гравелитами. Гравелиты, конечно, свидетельствуют о трансгрессии с некоторой абразией. Но вместе с тем, шло и выветривание, которое в наиболее благоприятных условиях разбитых, трещиноватых зон обгоняло процесс срыва суши и проникало в доломиты ниже поверхности абразии. Отметим, что следы этого процесса отмечены и в крыле Кипринской синклинали, в сарабульских доломитах.

Есть и еще одна характерная особенность состава Воскресенской толщи — в ней местами среди гравелитов встречаются валуны и глыбы карбонатных горных пород преимущественно светлых оттенков. К сожалению, эти крупные обломки нами изучены недостаточно. Они встречаются сравнительно редко.

Эти глыбы и валуны свидетельствуют о близости скал и гор. Горная страна была расположена рядом. Происходила абразия. Состав гор был довольно разнообразен. Особенно интересны валуны известковых горных пород, в которых можно найти следы древних, докембрийских окаменелостей.

Наконец, есть в составе Воскресенской толщи еще и сероцветные или граувакковые песчаники, обнаженные в верховьях рч. Воскресенки, при устье правого притока. Их особенности, а также их стратиграфическое положение не вполне ясны.

Микроскопическое исследование гравелитов и дресвяников Воскресенской толщи дает нам дополнительные штрихи, рисующие их вещественный состав.

5. Об особенностях минералогии и геохимии Воскресенской толщи скажем очень кратко, так как ее состав унаследован от других более древних образований. Ее индивидуальность могла сказаться лишь в карбонатном и гематитовом цементе ее кластических горных пород. В момент отложения песчаников и гравелитов Воскресенской толщи суша, сложенная мраморами, граувакковыми песчаниками и сульфидизированными основными и кислыми эффузивами, и также другими образованиям, подвергалась выветриванию. Физическое выветривание давало материал для образования гальки, гравия, дресвы и песчинок, вошедших в терригенную часть Воскресенской толщи. Химическое же выветривание создавало выносившиеся растворами гидрокарбонаты и гуматы. Затем из этих растворов возникал цемент кластических горных пород воскресенских слоев, обогащенный гематитом и карбонатом. В карбонатах довольно обычно присутствует заметная примесь карбоната железа.

6. Палеонтологические остатки в описываемой толще пока не установлены (в частности, с помощью центрифуги мы пока не пытались выделить споры). В одном коренном выходе доломитов Сарабульской геологической формации нами был обнаружен гиолит; он был найден в карстовом кармане выветривания и по возрасту мог соответствовать описываемой Воскресенской гравелитовой толще.

7. Фациальная характеристика ее может быть дана очень кратко. Это — орогенная серия, накопившаяся в геосинклинали после поднятия соседней части Восточного Саяна, так называемого Манского сектора верхнепротерозойской складчатой области. Образование Воскресенской пульсационной свиты (или геологической формации) происходило рядом с этим поднятием в условиях трансгрессии моря, когда рядом существовали возвышенности, может быть, горы карбонатного состава. Дальше поднимались возвышенности вулканогенного происхождения. «Лицо» Воскресенской толщи определяется гравелитами. Видимо, существовали какие-то особенно благоприятные условия для длительного, устойчивого накопления мощной толщи именно гравия, а не галечников. Временами в эту гравелитовую зону доставлялся более грубый местный материал, возможно, не без участия обвалов, силевых выносов или бурных горных потоков.

Обращает на себя внимание цемент гравелитов, обогащенный гематитом. Есть и мелкие карбонатные гальки с повышенной примесью карбоната железа. Наличие такой особенности состава Воскресенской гравелитовой толщи позволяет предсказать по ее простирацию, как возможную фацию, осадочные железные руды; небольшая глубина осадконакопления Воскресенской пульсационной толщи определяется прибрежным характером гравелитов и примесью валунов и глыб. Море было, видимо, нормальной солености, с чем говорит как будто преобладающий известковый, а не доломитовый состав цемента.

Фациальные изменения по стратиграфической колонке описываемой толщи невелики. В общем гравелитовый характер ее выдерживается, но местами появляются дресвяники и песчаники, а гравелиты кое-где становятся валунными.

Изменчивость Воскресенской пульсационной свиты по простирацию почти не устанавливается, так как она прослежена лишь на километры и в общем на этом протяжении выдерживается.

8. Стратиграфические взаимоотношения и возраст Воскресенской толщи. Этот возраст определяется именно стратиграфическим положением ее, так как палеонтологической характеристики ее мы пока не имеем. Полагаем, что Воскресенскую толщу есть основание оставить в

пределах верхнего протерозоя. Этот вывод, касающийся всей чудской системы, мы ниже проанализируем.

Что же касается стратиграфического положения Воскресенской толщи, то оно довольно ясно вытекает из геологической карты и едва ли может быть опровергнуто. В самом деле, как показывает эта карта, слои доломитов Сарабульской толщи падают нормально, в неопрокинутом положении, в сторону гравелитов Воскресенской пульсационной свиты. Эти доломиты расположены вокруг Воскресенской свиты. Они несут следы выветривания, прошедшего до образования последней.

С другой стороны к гравелитам Воскресенской свиты с востока и с севера прилегают характерные розоватые однородные известняки и доломиты, смятые в синклинали складку и поэтому лежащие выше соседних гравелитов Воскресенской толщи.

9. Элементы тектоники Воскресенской пульсационной свиты рассмотрим очень лаконично и только для того, чтобы разобраться в стратиграфических и тектоно-стратиграфических взаимоотношениях. Эта толща вместе с другими геологическими образованиями, входящими в состав Черемшанской серии горных пород, участвует в строении Кипринской синклинали. Последняя имеет в южной части с.-з. простираение, затем становится почти меридиональной и, наконец, принимает с.-с.-в. простираение. Осевая зона, сложенная светлыми карбонатными породами Кипринской толщи, обнажена в скалистом коренном выходе правого водораздела кл. Черемшанки к с.-з. от известного мощного карстового источника на дне долины этого ключа, которым он начинается. В скале хорошо видно как восточное, так и западное крыло синклинали. Хорошо видно и замыкание этой складки.

Воскресенская пульсационная свита слагает ю.-з. и западное крыло этой синклинали, в котором она занимает определенное стратиграфическое положение: перекрывает доломиты Сарабульской толщи и сама перекрывается почти белыми оолитовыми или онколитовыми базальными слоями Кипринской карбонатной толщи.

Слои Воскресенской свиты постепенно срезаются со стороны всякого бока по мере того, как мы перемещаемся вдоль Воскресенской пульсационной свиты к юго-востоку до кл. Черемшанки и далее идем за этот ключ на в.-с.-в., на левый склон его долины.

На восточном крыле Кипринской синклинали Воскресенская пульсационная свита теряется: там, ни на восточном, ни на западном склоне долины верховья кл. Черемшанки нет ее выходов. Правда, эта долина очень широкая (до 400 м шириной), и можем допустить, что часть Воскресенской толщи лежит под этим широким дном долины Черемшанки. Од-

нако, доказать это пока невозможно. Если это и так, то все же большая часть Воскресенской пульсационной свиты уничтожена была денудацией еще до отложения перекрывающей ее Кипринской толщи.

Все же слабые следы залегания Воскресенской толщи вдоль верхней части кл. Черемшанки имеются. Мы их видели в скале сарапульских розоватых доломитов, стоящей на левом склоне долины Черемшанки ниже дороги из Верх-Базихи в Жерновку. В этой скале в виде древних карстовых образований была замечена галечка, занесенная в сарапульские доломиты в раннюю эпоху формирования слоев Воскресенской пульсационной свиты. Подобные гальки были найдены и в русле кл. Черемшанки в том участке долины, где этот ключик пересекает предполагаемое продолжение Воскресенской толщи в восточном крыле Кипринской синклинали.

Итак, хотя это продолжение там не обнаружено в коренных выходах, все же мы имеем основание допускать его отчасти и в восточном крыле Кипринской синклинали.

10. Тектоно-стратиграфические взаимоотношения Воскресенской толщи еще недостаточно изучены. Все только что данное описание ее геологической позиции в Кипринской синклинали, рисует довольно определенно полный или почти полный размыв Воскресенской толщи, прошедший перед отложением Кипринской пульсационной свиты. В то же время под воскресенскими гравелитами розоватые сарапульские доломиты постепенно теряют свою мощность, если мы прослеживаем их к востоку от Черемшанки близ устья долины этого ключа. Таким образом, определенно намечаются процессы размыва, прошедшие как до, так и после формирования слоев Воскресенской серии. Это позволяет нам считать эти слои пульсационной свитой (если не геологической формацией).

Может быть, собранные нами факты не достаточны для окончательных выводов, и мы должны их пополнить. Однако обращаем внимание на то, что сокращение мощности слоев Сарапульской толщи происходит (вплоть до полного их уничтожения) как раз в осевой части Кипринской синклинали, в области воздымания оси. Казалось бы, в этой части данные слои должны бы максимально сохраниться (в случае согласного залегания). Но они в замковой зоне синклинали уничтожены целиком (или почти целиком). Этот факт как нельзя более убедительно говорит о фазе тектогенеза, прошедшей после образования гравелитов Воскресенской толщи. Другими словами, опять-таки получается вывод о том, что эту толщу нам следует считать пульсационной свитой или геологической формацией.

11. Изменения Воскресенской миогеосинклинальной толщи не выходят за рамки обычных преоб-

разований, какие испытывают подобные толщи в результате диагенеза и слабого динамометаморфизма. Кипринская синклиналь имеет умеренное и крутое падение слоев ю.-з. крыла; с.-в. и в. крыло является вертикальным и, возможно, слегка опрокинутым. Таким образом, Кипринская синклиналь создана в результате довольно интенсивных деформаций.

Однако последние протекали на небольших глубинах. Поэтому динамометаморфизм воскресенских гравелитов оказался довольно слабым. В наиболее яркой форме он выразился в некотором обдавливании мелких обломков и галечек и в появлении штрихов и царапин на гематитовых плёнках вокруг этих обломков.

Процессов вулканизма и следов интрузивной жизни во время формирования Воскресенской толщи не установлено.

12. Полезные ископаемые, связанные с ней, и подземные воды, как правило, общераспространенные. Воскресенские гравелиты были использованы при постройке шоссе на дороге, прошедшей из дер. Верх-Базаихи и пос. Жистыка в Жерновку по долине кл. Черемшанки. В одном участке этой дороги как раз пересекаются Воскресенские гравелиты.

Можно допустить пригодность этих гравелитов в качестве бутового камня. Работами геолога В. И. Попова, кажется, установлена пространственная связь их с кинварным оруденением. Обилие гематита в цементе гравелитов является поисковым критерием при поисках железных руд в благоприятных фациях Воскресенской толщи.

Следует отметить еще наличие в гравелитах карбонатных оолитов (или онколитов) с изоморфной примесью карбоната железа. Это придает гравелитам и конгломератам геохимическое своеобразие (по сравнению с гравелитами Глухаринской геологической формации).

К сожалению, Воскресенская толща слабо обнажена, и железных руд в ней пока не известно.

13. Геологическая история формирования Воскресенской толщи. Ее в немногих словах можно изложить так.

К началу ее образования в верхнепротерозойской геосинклинали Вост. Саяна еще существовали горы, образовавшиеся на месте складок Сарабульской геологической формации. Началась трансгрессия. В прибрежной зоне отлагались воскресенские гравелиты, формировавшиеся за счет уничтожения мрамора, серых песчаников, своеобразных диабазов и кератофилов Гребешковской геологической формации и сарабульских доломитов, а также известняков и мраморов неясного стратиграфического положения.

Этот процесс седиментации год за годом шел бесконечно долго. Шел эволюционный этап формирования Воскресенской

геологической формации. Пока не известно, был ли он завершённым и образовались ли после отложения гравия карбонатные части той же формации. Но вот процесс осадконакопления закончился, и эта геологическая формация, так сказать, созрела.

После длительной подготовки, когда бесконечно малые изменения путем интегрирования обусловили подходящую обстановку, прошла очередная фаза тектогенеза. Назовем ее Воскресенской фазой тектогенеза. Она заключалась хотя бы в слабой пластической деформации (или пликвативной дислокации), а также в развитии закономерной сети тектонических трещин.

Вместе с тем, после проявления воскресенской фазы тектогенеза море ушло из описываемого региона, и началась денудация. Этот процесс разрушения подготовил новое наступление на выровненную выветриванием и смывом поверхность денудации. Началась новая фаза геологической жизни района, связанная с возникновением новой, Кипринской толщи, к описанию которой мы и переходим.

КИПРИНСКАЯ ПУЛЬСАЦИОННАЯ СВИТА

1. Её стратотип. Эта карбонатная толща названа нами по кл. Киприну, в бассейне которого она обнажается (Радугин, 1937, полевой дневник). Состав Кипринской пульсационной свиты — в базальной части из светло-серых и темно-серых онколитовых или оолитовых, а стратиграфически выше из светлых, нередко розоватых доломитистых мелкокристаллических мраморов (или известняков), плотных, массивных с неясной слоистостью, а также из доломитов.

Кипринская карбонатная геосинклинальная толща лежит несогласно на разных горизонтах Воскресенской геологической формации или пульсационной свиты и в свою очередь несогласно перекрывается карбонатными эпифитоновыми слоями Кызрыкской толщи. По стратиграфическому положению кипринские слои входят в состав верхнего протерозоя.

2. Краткое описание обнажений горных пород Кипринской толщи. Эта серия геологических образований распространена пока лишь в небольшом районе к с.-з. от леспромхоза дер. Верх-Базаихи, близ дороги в дер. Жерновку на северной окраине Восточного Саяна. Степень обнаженности её весьма ограниченная.

По правому склону долины рч. Черемшанки близ 7-километрового столба дороги из Верх-Базаихи в дер. Жерновку, на протяжении нескольких десятков метров можно видеть в скалах у вклюдзы светлые плотные плитняковые, слабослоистые мелкокристаллические онколитовые (или ослитовые) мраморы. Их слои имеют з.-с.-з. простирание и не очень кру-

тое падение на с.-с.-в. Эти горные породы по тому же простиранию прослеживаются вдоль правого сухого лога Черемшанки до водораздела, а за ним до долины кл. Лев. Киприна

Онколитовые слои перекрываются однородными розоватыми обычно неслоистыми, массивными мелкокристаллическими мраморами. Они прослеживаются в обломках вдоль подножия правого склона долины рч. Черемшанки до верховья этой долины, до тракта в дер. Жерновку и отмечены в десятках точек. В одном участке эти кальцилитовые горные породы сменяются глыбами доломитов. Последние могли образоваться тут, на западной стороне долины, на месте доломитового горизонта.

Отметим еще один коренной выход описываемой толщи — холмик, расположенный в нескольких десятках метров к с.-в. от тракта в дер. Жерновку, от той точки этого тракта, которая расположена примерно в 1 км к с.-з. от долины рч. Черемшанки. Там расстилается унаследованный преддевонский и третично-мезозойский пенеплен. Все задерновано. И только в указанной точке мы имеем продолжение светлых, почти белых, розоватых мелкокристаллических мраморов. Слоистость неясная. Кроме того, рядом с холмиком обнажаются в обломках пестроцветы, которые могут представлять внутриформационные слои Кипринской толщи. Но, возможно, это базальные слои ее.

3. Стратиграфический состав Кипринской толщи, насколько известно, — из базальных слоев и вышележащих однообразных светлых звенящих карбонатных слоев.

Базальные слои, видимо, слагаются серыми и местами темно-серыми онколитовыми плотными слабослоистыми массивными мелкокристаллическими мраморами (или известняками). Мощность этих базальных слоев достигает десятков метров.

Самые нижние слои базальной подсветы местами не обнажены, местами же представлены слоистыми серыми однородными карбонатными слоями.

Верхняя часть Кипринской толщи состоит из светлых, довольно однородных массивных почти неслоистых плотных мелкокристаллических мраморов и доломитов. Их окраска обычно с заметным розовым оттенком. Местами эта окраска становится красной. Изредка в них встречаются гиолиты. Эта верхняя часть условно подразделена на несколько частей 100-метровой мощности.

4. Особенности петрографического состава, минералогии и геохимии Кипринской толщи.

Каждая толща геологического разреза в целом имеет что-то характерное, общее для ее компонентов. Имеют свой особый «клик» и кипринские слои. Может быть, черты этого

облика не бросаются в глаза. Конечно, мы нередко находим и в других карбонатных толщах такие слагающие их слои, которые очень похожи на слои Кипринской толщи. Однако если взять кипринские слои в целом, в их характерном сочетании, то мы их довольно легко можем узнать и отличить от других толщ.

Среди таких признаков отметим характерное физическое состояние описываемых розоватых кальцилитов: при раскалывании они производят впечатление звонких плиток. Может быть, это объясняется примесью доломита. Характерна также высокая степень однородности, чистота и слабо выраженная слоистость. Бледный розоватый оттенок кальцилитов, обусловленный первичной распыленной примесью гематита, местами в отдельных слоях сгущается до светло-красной довольно яркой окраски.

Растворением данных разновидностей мы получили концентрат красящего пигмента и установили в нем примесь окиси железа.

В описываемых карбонатных горных породах, кроме окиси железа, кальция и магния, удалось установить марганец.

Характерную примесь распыленной окиси железа можно легко понять как продолжение того же процесса, который дал значительную примесь гематита к цементу гравелитов Воскресенской толщи. Может быть, этот гематит гравелитов переотложен во время разрушения и выветривания этой толщи в эпоху формирования карбонатных отложений Кипринской пульсационной свиты.

Характерные нижние онколитовые или оолитовые слои в шлифах обнаруживают местами следы окатывания обломков известняка, состоящих из нескольких оолитин. Примеси кластического материала, даже песчинок кварца в онколитовых слоях обычно не встречается. Правда, тщательных поисков этого материала в онколитах и в соседних слоях не проводилось.

Особенности минералогии Кипринской толщи в основном определяются тем, что это довольно чистые кальцилиты; видимо, небольшая примесь доломитовой молекулы характеризует основную верхнюю часть Кипринской толщи; кроме того, эта часть имеет заметную тонкую распыленную первичную, осадочную примесь гематита.

Спектральный анализ этой части показал, кроме главного компонента (кальция), примесь магния, железа и марганца.

5. Особенности палеонтологии Кипринской толщи заключаются в крайней бедности ее органического мира. Кроме единичных находок гиолитов пока ничего определенного в ней не установлено. В будущем необходимо повторить настойчивые поиски в ней окаменелостей.

6. Фациальный характер Кипринской толщи. Об-

лик ее еще недостаточно изучен. Однако для этого облика весьма характерен почти чистый карбонатный состав, а именно, известковый, отчасти с небольшой доломитовой примесью.

Если вспомнить, что более древняя Воскресенская толща имеет существенно гравелитовый состав, то можно было бы легко себе представить, что трансгрессия, породившая эти гравелиты, получила свое дальнейшее развитие во время отложения карбонатных слоев Кипринской толщи.

Однако этому представлению противоречит несогласное залегание Кипринской толщи на своем фундаменте. Но если оно ошибочно, приходится считать, что кипринские слои возникли во время ингрессии, а не трансгрессии. Однако, чтобы окончательно принять ингрессию, необходимо исследовать поверхность несогласия и связанную с нею кору выветривания, образовавшуюся в течение довольно длительного перерыва.

Бедность карбонатных горных пород Кипринской толщи морскими окаменелостями говорит о том, что она формировалась на дне моря в условиях, приближающихся к лагунным. О том же говорит примесь доломита к ее известковым слоям.

Глубина дна Кипринского моря или залива вначале была очень небольшой. Это было во время отложения нижних, базальных горизонтов Кипринской толщи. Затем прошло углубление моря, о чем свидетельствует отсутствие гравелитов в основной ее части. Однако мы не можем пока сказать точно, какова глубина этого моря.

Вместе с тем, суша была где-то далеко, и с нее приносилась коллоидная примесь окислов железа.

7. Фациальные изменения по простиранию при прослеживании кипринских слоев обнаруживаются в очень узких рамках. Это и естественно: Кипринская толща известна пока на весьма небольшом протяжении (немного более 10 км). Обычны и закономерны небольшие фациальные изменения по стратиграфической колонке. Базальные слои характеризуются развитием гравелитов. Стратиграфически выше эта мелководная фация исчезает. Появляются розоватые, местами красные, слабослоистые как будто доломитистые мелкокристаллические мраморы или известняки — след существования открытого моря. Местами они переходят в доломиты.

8. Мощность Кипринской толщи определена пока весьма приближенно. Основная причина этого — весьма слабая обнаженность ее. По этой причине не совсем ясна тектоника. К тому же значительная часть этой толщи закрыта нижнедевонским покровом.

Первые попытки оценить хотя бы грубо мощность кипринских слоев дали нам цифру в 400—500 м.

9. Стратиграфическое положение кипринских слоев — определенное.

Эта определенность вносится их ясным налеганием на Воскресенскую гравелитовую толщу, что видно в разрезе по долине рч. Черемшанки. Там, близ вклюдзы онколитовые слои падают на с.-с.-в. под значительным углом 40-60°. Там же, на геологической карте видно, что к югу от этих слоев обнажаются слои гравелитов Воскресенской толщи, падающие довольно круто под углом 60° на с.-с.-в., т. е. под Кипринскую карбонатную толщу.

На той же геологической карте нетрудно видеть, что со стороны всякого бока к кипринским слоям прилегает светлая Кызырская карбонатная толща с эпифитонами, разумовскими, протоархеоциатами и др. Эту толщу по геологической карте приходится считать по отношению к кипринским слоям более молодой.

10. Элементы тектоники Кипринской толщи, имеющие стратиграфическое значение, заключаются в следующем.

Эта толща слагает ясную синклинальную складку. Опишем сначала выходы ее осевой зоны, которые можно видеть в двух скалах.

Одна из этих скал расположена на правом водоразделе долины кл. Черемшанки примерно на половине расстояния от вклюдзы до тракта на том же правом водоразделе. В этой скале ясно видно как западное, так и восточное крыло почти меридиональной синклинали. Хорошо виден в коренном выходе и замок синклинали, соединяющий в одно целое оба крыла ее. Слагающие синклиналь горные породы очень характерны для Кипринской толщи: это розоватые, почти белые мелкокристаллические плотные послойно-плитчатые мраморы или слабодоломитистые звенящие известняки.

Другой скалистый коренной выход расположен на юго-восток от только что описанного, по левую сторону долины рч. Черемшанки. Его можно видеть на левом хребтике в нескольких сотнях метров к с. от вклюдзы, где выбегают кристально чистые воды кл. Черемшанки.

На этом хребтике, в северной части выхода расположены вертикальные или почти вертикальные слои карбонатных горных пород. Немного южнее появляются в коренном обнажении аналогичные известковые горные породы, слои которых полого (под углом около 25°) падают на с.-з. Таким образом, и здесь ясно выражена асимметричная синклиналь, являющаяся, видимо, прямым продолжением описанной только что выше правобережной синклинали.

Синклиналь, обнаженная на втором хребтике, сложена характерными светлыми, почти белыми, чуть розоватыми из-

вестняками или плотными мелкокристаллическими мраморами с нечетким выражением слоистости.

Итак, нами закартирована в пределах развития Кипринской толщи синклинали. Важно, что в коренных выходах можно видеть переход от одного крыла синклинали к другому. Существенно также и то, что ось синклинали изогнута: в северной части она идет почти меридионально (или в с.-с.-в. направлении), в южной же части она поворачивает на ю.-ю.-в. и ю.-в. Такое поведение оси существенно: мы не можем пересечь осевую зону Кипринской синклинали каким-либо дизъюнктивом, если, конечно, этот дизъюнктив не изгибается подобным же образом. Отсутствие такого секущего дизъюнктива позволяет нам обосновывать стратиграфию Кипринской толщи на надежном основании нормальных стратиграфических соотношений, не нарушенных существенными или крупными дизъюнктивами.

Еще более важно выявленное нами с.-с.-в. и субмеридиональное простираение оси Кипринской синклинали и всей северной части этой синклинали.

Это простираение, может быть, кто-нибудь будет считать лишь деталью. Однако принимать ее за несущественную деталь едва ли кому-либо удастся. В самом деле, Кипринская синклинали с ее с.-с.-в. и субмеридиональным восточным почти вертикальным и вертикальным крылом идет почти поперек Верхбазаихской гомоклинали. Эта гомоклинали хорошо прослеживается в с.-з. направлении от района низовья рч. Корбика до дер. Верх-Базаихи и далее на с.-з. вплоть до долины рч. Черемшанки. На всем этом протяжении прослеживается с.-з. и с.-с.-з. простираение слоев, а падение их несколько варьирует от вертикального до сравнительно пологого падения на с.-в. При этом, если мы возьмем вертикальные слои гомоклинали, то ее более молодые слои лежат к с.-в. от более древних.

Одним словом, мы не можем не видеть ясно выраженной дискордантности между Верхбазаихской гомоклиной с.-з. простираения и восточным крылом Кипринской синклинали с.-с.-в. простираения. Это дискордантное отношение фиксирует несогласие в простираении соседних складчатых структур. Необходимо подчеркнуть, что описываемые структуры являются непереходными (сибиретипными) структурами. Здесь нет глыбового строения (как известно, вместе с резким изломом границ глыб возникшие под влиянием глыб складки могут поворачивать даже под прямым углом). Здесь мы имеем довольно обычную геосинклиналино-складчатую структуру, скорее всего миогеосинклиналиного типа.

Если это так, то ясно выраженное азимутальное несогласие в простираении складчатых структур следовало бы принять как свидетельство развития в описываемом районе не

одного, а двух геосинклинально-складчатых поясов. К одному из этих поясов принадлежат Духовичская толща и более древние образования. Эти образования слагают фундамент другого более молодого складчатого пояса, в основании которого лежит Сарабульская геологическая формация и в состав которого входят описываемые Кипринские слои.

Отметим еще одну черту тектоники Кипринской синклинали — вертикальное и почти вертикальное падение ее в. и с.-в. крыла. Местами это залегание становится несколько опрокинутым. Данный факт подчеркивает напряженность описываемой складчатой структуры. Но особенно важно направление опрокидывания или направление давления при образовании Кипринской синклинали.

Как известно, еще со времен геологических исследований Ю. А. Кузнецова (1932) в районе г. Красноярска ясно выступала характерная черта тектоники этого региона: преобладающее направление тектонического движения масс при складчатости с запада на восток (или в близком направлении). Но Кипринская синклинали, как ни странно, демонстрирует следы почти обратного движения с востока (и востока-юго-востока) на запад (и запад-северо-запад). Это нам приходится отмечать несмотря на соседство Кипринской синклинали с лежащим к с.-з. от нее крупным Манским выступом протерозойских складок с.-в. простирания, сложенным горными породами славийской системы (т. е. нижней части верхнего протерозоя). Естественно, рядом с этим выступом следовало бы ожидать опрокидывания в Кипринской синклинали с с.-з. на ю.-в., а в действительности мы видим почти противоположную картину.

Таким образом, поведение Кипринской синклинали является весьма своеобразным. Из характера этой складки приходится сделать вывод о большой самостоятельности или независимости ее строения от структуры фундамента.

Та же независимость Кипринской синклинали от с.-в. простирания Манского выступа протерозоя очень ярко выступает, если проследить изгиб восточного крыла этой синклинали в ю. части синклинали: крыло это из меридионального становится юго-восточным, т. е. почти поперечным к Манскому выступу. Последний поэтому не мог иметь никакого отношения к созданию данного с.-з. почти вертикального крыла Кипринской синклинали.

Итак, сравнительный анализ показывает определенно значительную или даже максимальную степень дискордантности в тектонике Кипринской синклинали по сравнению с тектоникой Духовичской и более древних толщ, а также по сравнению с с.-в. простиранием Манского выступа. Однако мы видим и некоторые черты унаследованности структуры фундамента.

Эту унаследованность можно заметить, если проследить Кипринскую синклинали после ее поворота на юг и юго-восток в сторону дер. Верх-Базаихи. В этом направлении синклинали прослеживается довольно далеко: не только до водораздела рч. Черемшанки, но и далее на ю.-в., где она, кажется почти доходит до долины рч. Бажейки. При таком ю.-в. простирании структуры ясно, что она унаследует местное с.з. простирание слоев Верх-Базаихской гомоклинали. Подобные случаи унаследования простирания складок одного цикла тектогенеза в строении складок другого цикла нередки. Вспомним хотя бы герцинские и каледонские структуры меридионального Урала.

Следует подчеркнуть, что хотя с.-з. простирание слоев хорошо унаследуются в ю.-в. конце Кипринской синклинали, но вместе с тем сохраняется и резкое угловое несогласие структур: в с.-в. почти вертикальном крыле, в ю.-в. части Кипринской синклинали слои падают вертикально или очень круто на ю.-з., тогда как в подстилающих Корбикских доломитах их висячий бок находится не на юго-западе, а на северо-востоке, где они перекрываются более молодыми бажейскими мраморами.

Итак, строение Кипринской синклинали является весьма интересным. Это строение — сложное, которое в дальнейшем требует детализации и дополнительного изучения, чтобы преодолеть немало еще остающихся в виде слабой обнаженности и других отрицательных факторов. Однако основные черты этого строения все же ясны. Поскольку синклинали нельзя превратить в антиклинали, ясно прежде всего то, что выше Духовичской, Бажейской и Корбикской толщ лежит еще один ряд геологических образований, в частности, входящая в этот ряд Кипринская толща (вместе с Сарабульской и Воскресенской).

Второй главный вывод, вытекающий из анализа отношения Кипринской синклинали к структуре фундамента, — это вывод о резкой дискордантности её по отношению к этому фундаменту, сложенному Духовичской и более древними толщами.

Чтобы подкрепить этот последний вывод фактами, мы отметим в заключение с.-с.-в. простирание вертикальных слоев серых онколитовых (или оолитовых) плотных мелкокристаллических мраморов или известняков, наблюдаемое по правому, западному склону долины верховьев рч. Черемшанки. Такое залегание можно видеть в скалах, расположенных на правом склоне долины, близ водораздела, немного к ю.-ю.-з. от пересечения этого склона поднимающимся на него трактом в дер. Жерновку.

Следует подчеркнуть ещё одну черту в тектонике Кипринской толщи, которая бросается в глаза на водоразделе кл.

Киприна и рч. Черемшанки: там мы видим с.-з. простирание и с.-в. падение слоев как Кипринской толщи, так и подстилающих её воскресенских гравелитов и светлых доломитов Сарабульской геологической формации. Здесь наблюдается унаследованность строения Кипринской толщи от структуры сарабульских слоев. Но последние лежат резко несогласно на Гребешковской геологической формации. Из этих соотношений нетрудно сделать вывод с том, что резкое азимутальное несогласие в простирании складчатых зон, о котором говорилось выше, возникло не перед Кипринской толщей, а раньше, перед образованием Сарабульской геологической формации.

11. Тектоно-стратиграфические взаимоотношения Кипринской толщи, как видно из описания её тектоники, в значительной мере выяснены. Вместе с тем остаются ещё некоторые слабо освещенные стороны. Так, в с.-в. крыле Кипринской синклинали, на восточном водоразделе рч. Черемшанки кипринские розовые мраморы неожиданно подстилаются доломитами, а не воскресенскими гравелитами.

Остается неясным, что это за доломиты. Воскресенские гравелиты в восточном крыле Кипринской синклинали пока почти нигде не найдены. Имеются лишь их слабые признаки.

Слабое развитие воскресенских гравелитов в восточном крыле Кипринской синклинали говорит о том, что они срезаны либо поверхностью размыва, либо изогнутым (вдоль восточного и с.-в. крыла этой синклинали) дизъюнктивом. В пользу того, что исчезновение это обусловлено размывом, а не дизъюнктивом, говорит геологическая карта участка к востоку от рч. Черемшанки, её приустьевой части: там закартировано постепенное срезание до нуля полосы воскресенских гравелитов. Если это так, то в основании Кипринской толщи следует провести поверхность размыва, и считать её несогласно лежащей.

Отношение Кипринской карбонатной толщи к эпифитоновым слоям Кызырьской мы разберем ниже при описании последней.

12. Тектоническая трещиноватость в карбонатных горных породах Кипринской толщи представляет существенный интерес там, где в ней наблюдается осевая зона Кипринской синклинали субмеридионального и с.-с.-в. простирания, а также там, где восточное вертикальное крыло этой синклинали идет на с.-с.-в в верховьях долины рч. Черемшанки.

В этих участках мы находим ясную картину согласованности закономерной системы тектонической трещиноватости с с.-с.-в. простиранием осевой зоны Кипринской синклинали, подкрепляя тем самым это с.-в. простирание. С ним приходится считаться, как с существенным фактом, и противопостав-

лять его другому важному факту — северо-западному прости- ранию Верх-Базайхской гомоклинали.

13. Система карбонатных жилок в Кипринской толще детально не изучена. Эти жилки залегают обычно по системе только что отмеченных тектонических трещин, под- черкивая свою сеть главные черты тектоники кипринских слоев. Закономерность их та же, что и в тектонических тре- щинах этих слоев. В частности, в с.-с.-в. части Кипринской синклинали ими документируется с.-с.-в. простираение этой складки, столь важное при сопоставлении со строением сосед- ней к востоку Верх-Базайхской гомоклинали с.-с.-з. прости- рания.

14. Степень динамометаморфизма Кипринских слоев в общем довольно не высокая. Она вполне соответству- ет их миогеосинклиналино-складчатой структуре. Имеются не- которые вариации в степени динамометаморфизма, выражаю- щиеся, например, в местном сгущении тектонических трещин. Она возрастает в вертикальном в. и с.-в. крыле Кипринской синклинали.

Следов процессов вулканизма, синхронных образованию Кипринской толщи, не установлено.

15. Полезные ископаемые, генетически связанные с Кипринской толщей — общераспространенные. Это строитель- ные камни. Ее известковый камень пригоден для получения негашеной извести и материала для побелки. Розовые плитча- тые разности кальцилитов, возможно, пригодны как облицо- вочный материал, затем для получения мраморной крошки и т. п.

16. Подземные воды, генетически и локально связан- ные с Кипринской карбонатной толщей, прежде всего, кар- стовые воды. Их представителем являются хорошие чистые холодные воды воклюза, расположенного в истоке рч. Черем- шанки и бьющего со дна её долины.

17. Краткая геологическая история Киприн- ской толщи такова.

Перед ее образованием дно Воскресенского залива было поднято, и море покинуло данный участок Восточного Саяна. Есть определенные факты, указывающие, что последовавшая затем денудация местами полностью уничтожила воскресен- ские гравелиты, а может быть, и выше лежавшие известня- ки. Следы Воскресенской фазы тектогенеза и складчатого го- рообразования сохранились в строении Воскресенской толщи и в угловом несогласии. Но горы были уничтожены, видимо, до состояния пенеплена. К сожалению, кора выветривания этого пенеплена не изучена.

Затем прошла ингрессия моря, давшего в районе Киприн- ский залив. Рядом с берегами залива сначала накаплива- лись прибрежные известковые илы и известковые гравелиты

и онколиты. Затем ингрессия развивалась далее, берег моря отодвинулся, и началось накопление материала розоватых отчасти доломитистых известняков и доломитов. Этот долгий медленный процесс дал в конце концов довольно мощную Кипринскую толщу.

А затем прошла фаза развития складчатости, и Кипринская синклираль усложнилась. В ней появился еще один более высокий этаж, сложенный Кипринской пульсационной свитой.

КЫЗРЫКСКАЯ ТОЛЩА

1. Её стратотип. Развитая на г. Кызрык, у перехода с.з. части Восточного Саяна в поле девона на с.з. от дер. Верх Базаихи, данная толща названа нами по этой горе, где расположен её стратотип. Она относится нами к верхней части верхнего протерозоя. Её стратиграфическое положение установлено выше Кипринской карбонатной пульсационной свиты и ниже своеобразной толщи почти белых сильно окварцованных доломитов, которую временно и условно мы сопоставляем с Краснокаменской геологической формацией светлых окварцованных доломитов, обнаженной в районе с. Торгашинского и устья рч. Моховой, притока Базаихи. Кызрыкская толща довольно резко выделяется по своим окаменелостям (группы нитчатых водорослей и протоархеоциат). К сожалению, она выходит в слабо обнаженном районе и степень её изученности недостаточная.

2. Краткое описание некоторых обнажений Кызрыкской толщи. Все они расположены на г. Кызрык или в ее окрестностях. Большею частью это обломки, а не коренные обнажения.

Вот одно из них, расположенное на ю.-в. склоне г. Кызрык, как раз под корнями упавшего дерева, в вывороте. Здесь на протяжении нескольких десятков квадратных метров выходят светлые массивные, слабослоистые мелкокристаллические мраморы, содержащие эпифитоны. Слоистость слабо выражена. Замер её залегания дал противоречивые результаты.

Другой коренной выход аналогичных карбонатных горных пород встречен нами на значительном расстоянии к западу от вершины г. Кызрык, немного восточнее элювиальных обломков Кипринских розоватых кальцилитов. Там обнаружилось восточное (или в.-ю.-в.) падение слоев.

В других довольно обильных точках поля описываемой толщи наблюдались элювиальные и делювиальные образования, нередко переполненные в обломках эпифитонами и ракумовскими.

На южном склоне г. Кызрык среди делювиальных обломков нами собраны образцы светлой карбонатной горной

породы с довольно большим числом мелких протоархециат с диаметром обычно не более 2 мм. Они здесь обнаруживают довольно высокую ступень развития (в частности, наличие настоящей стенки и, кажется, пор в ней).

3. Стратиграфический состав слоев г. Кызырк. Эти слои слагают одну единую свиту светлых массивных мелкокристаллических мраморов или эпифитоновых известняков. Условно, по мощности они подразделены на части стометровой мощности каждая.

4. Вещественный состав Кызырской толщи. Его характеристику начнем со сжатого литологического очерка.

Литология описываемой свиты довольно монотонна и однообразна. Если охарактеризовать хотя бы один типичный образец описываемой толщи, то получаем главное, почти полное представление о ней.

Горные породы, слагающие Кызырскую толщу, относятся к кальцилитам, а не к доломитам. Это светлые, светло-серые массивные, чаще неслоистые плотные известняки или мелкокристаллические мраморы. Как правило, они содержат остатки эпифитонов или других нитчатых водорослей. Местами в них немало протоархециат. Есть разности, лишенные окаменелостей.

Описываемые горные породы рассечены закономерной сетью тектонических трещин. По ним образовались мелкие жилки белого кальцита.

На юго-восточном склоне г. Кызырк в подобных горных породах обнаружены древние пещерные известняки с примесью белого минерала, похожего на каолин. Местами эти пещерные горные породы состоят из трещинных осадочных карбонатных брекчий.

Гора Кызырк на своем ю. и ю.-в. склоне образует слабо наклонный, пологий плоский уступ или хребтик, сложенный саинскими песчаниками и своеобразными эффузивными брекчиями. В настоящее время из-за плохой обнаженности невозможно решить вопрос, относятся ли эти осадочные брекчии к Кызырской толще. Если относятся, то они скорее всего могли слагать её базальные горизонты.

Минералогический состав карбонатных горных пород Кызырской толщи — кальцитовый. Из того же минерала состоят и тонкие белые жилки.

Несколько иной минералогический состав имеют осадочные карстовые жилы, лежащие в мелкокристаллических мраморах (или известняках ю.-в. подножья г. Кызырк). Это карстовые пещерные отложения, то мелкообломочные, то представляющие осадочную брекчию. В этих горных породах есть примесь кластических минералов (зерен кварца и слюды). Кроме того, в них встречается примесь белого мягкого мине-

рала (каолинита или близкого к нему минерала древней коры выветривания).

Исследования карбонатных горных пород с помощью спектрального анализа не производились.

5. Палеонтология Кызрыкской геологической формации или свиты пока ещё не выяснена в полной мере. Описание видов найденных в ней водорослей и протоархеоциат вскоре будет опубликовано. Пока же мы отметим среди них наличие следующих родовых групп: эпифитонов, разумовский, проавлопор, ренальцисов, урановий, очень своеобразных протоархеоциат, близких к тем, которые найдены в Духовичской толще, и характеризующихся наличием морщинистой (и пористой) стенки.

Очень интересен сравнительный палеонтологический анализ окаменелостей Кызрыкской и Духовичской толщ.

6. Мощность слоев Кызрыкской толщи точно не оценена. Она условно и предварительно определяется в первые сотни метров (видимо, не менее 200—300 м).

7. Фациальный характер известняков или мелкокристаллических мраморов г. Кызрык.

Это миогеосинклинальные морские карбонатные горные породы, лишенные терригенной примеси, они представляют собою диагенетизированные отложения открытого моря неритического отдела.

Среди них можно выделить фацию эпифитоновых карбонатных слоев. Отчасти они представлены биостромами. Другие разности представляют собою кластические образования, возникшие рядом с эпифитоновыми постройками и состоящие из обломков эпифитоновых слоев и кустиков.

Затем выделяется фация или субфация органогенных карбонатных горных пород, сложенных существенно разумовскими. Это одна из наиболее распространенных разностей описываемых известковых горных пород.

Встречаются и промежуточные образования, в которых есть остатки как разумовский, так и эпифитонов, смешанные в варьирующих пропорциях.

На южном склоне г. Кызрык мы встретили светло-серые однородные плотные мелкокристаллические мраморы (или известняки) с значительным количеством протоархеоциат, характерных для Кызрыкской толщи.

Наконец, отметим еще фациальную разновидность её, в которой даже под лупой нельзя найти следов окаменелостей.

Фациальные изменения Кызрыкской толщи по её простирацию очень незначительны. Они не прослежены из-за ограниченного распространения её и из-за недостаточной обнаженности.

Фациальные изменения описываемых слоев по стратиграфической колонке в общем незначительны и

обычно не выходят за рамки фации эпифитоновых слоев, а также фации карбонатных слоев с разумовскими. Намечаются ещё слои, обогащенные примесью протоархециат. Наконец, при детальном исследовании с помощью канавных работ, видимо, удастся выделить фацию, лишенную окаменелостей.

Глубина моря, существовавшего в районе г. Кызрык в кызрыкское время, видимо, была значительно менее 200 м, так как для жизни водорослей (эпифитонов, разумовский и др.) необходим был свет. Есть мнение, по которому глубина дна моря, на котором строили свои слоевища эпифитоны, была несколько большей, чем у архециат (надо думать, немного более 40—50 м). Но мы полагаем, что она была временами равной этой величине. Ведь эпифитоны нередко находят вместе с остатками архециат.

Следы волнения и течений в Кызрыкском участке морского дна нами не установлены.

Соленость морских вод там, надо думать, была нормальной.

8. Стратиграфическая позиция горных пород Кызрыкской толщи определяется при слабой обнаженности главным образом по геологической карте. Именно по этой карте данную позицию приходится считать стратиграфически более высокой, чем у горных пород Кипринской толщи. Такой вывод вытекает из общего синклинального строения участка г. Кызрык. С этим представлением согласуется также восточное падение слоев Кипринской толщи в низких скалах, в светлых, розоватых карбонатных породах её у западного подножья г. Кызрык, в верховьях рч. Воскресенки. Это восточное падение направлено в сторону поля, кызрыкских горных пород, которые немного восточнее появляются сначала в элювии, а затем и в коренных выходах. К сожалению, обнаженность в районе г. Кызрык весьма слабая, и мы не можем привести других убедительных наблюдений, подкрепляющих вывод о налегании Кызрыкской толщи на кипринские слои.

9. Тектоно-стратиграфические взаимоотношения Кызрыкской толщи с соседними образованиями пока выяснены недостаточно. Главная причина этого — слабая обнаженность в районе г. Кызрык и почти полное отсутствие слоистости как в Кызрыкской, так и в соседних толщах. Однако в настоящее время нет фактов, которые достаточно убедительно говорили бы в пользу согласного налегания Кызрыкской толщи на кипринские слои. Конечно, такое налегание является вполне возможным и естественным. Однако существенное изменение литологии Кипринской толщи при переходе к кызрыкским слоям делает возможным несо-

гласное налегание последних на первую. Вопрос остается окончательно нерешенным.

10. Тектоника Кызырской толщи изучена пока очень недостаточно. Главная причина этого — слабая обнаженность и редкая возможность наблюдать слоистость в кызырских горных породах.

В настоящее время однако нет оснований возражать против синклинального строения Кызырской толщи. За это говорит восточное падение её слоев в коренном выходе, расположенном к востоку от контакта с розоватыми карбонатными горными породами Кипринской толщи. В дальнейшем необходимо создать новые, искусственные выходы горных пород по западному склону г. Кызырк, чтобы проследить это восточное падение слоев до контакта с окварцованными доломитами г. Кызырк.

11. Диagenез и метаморфизм горных пород Кызырской толщи. Они вполне соответствуют её геологической позиции в миогеосинклинальной складчатой зоне верхнего протерозоя.

Диagenез карбонатных горных пород Кызырской толщи — нормальный. Что же касается метаморфизма, то это — слабый динамометаморфизм, характерный для обычной складчатости в миогеосинклинальных условиях. Нам пока не известно ни одной зоны локального усиленного динамометаморфизма, выраженного в виде участков местной рассланцовки. Изменения горных пород Кызырской толщи настолько слабы, что эпифитоны её, везде, где они есть, хорошо различаются под лупой и в шлифах.

Некоторым проявлением изменений Кызырской толщи являются тектонические трещины и карбонатные жилки, образовавшиеся по ним. В этих жилках местами видны деформации кристалликов кальцита.

Известны следы предполагаемых гидротермальных процессов, происходивших в Кызырской толще на ю.-в. склоне г. Кызырк. Там, как уже отмечено, в карстовых осадочных жилах есть примесь каолинита (возможно, гидротермального генезиса).

Обращает на себя внимание совершенное отсутствие в горных породах Кызырской толщи даже малейших следов окварцевания и доломитизации. Это поразительно, так как данные горные породы расположены рядом с окварцованными доломитами, так называемой Жерновской толщи г. Кызырк.

Явных следов вулканизма, синхронного Кызырской толще, мы пока не знаем. Отмеченная выше каолинизация, может быть, является гидротермальной; но она в таком случае прошла после образования Кызырской толщи.

12. Полезные ископаемые Кызырской толщи —

общераспространенные строительные материалы, характерные для известковых толщ. Это—бутовый камень. Это—известковый камень, довольно чистый, вполне пригодный для получения негашеной извести. Карбонатные горные породы Кызырской толщи пригодны и как флюс, и как удобрение полей (путем известкования кислых, подзолистых, лесных почв).

13. Геологическая история образования Кызырской толщи. Она, видимо, ещё не вполне ясна во всех деталях.

После кипринской фазы тектогенеза наступила эпоха размыва образовавшихся поднятий. Развилась карстовая кора выветривания. Рельеф в районе г. Кызырк стал в довольно значительной мере выровненным.

Затем последовало опускание района, и море вновь нахлынуло и закрыло окрестности г. Кызырк. Это, по имеющимся данным, была ингрессия, а не трансгрессия.

Глубина моря (его залива Кызырк) была не более 100-200 м, так как на дне его, проникая на всю эту глубину, сказывалось благотворное влияние лучистой, световой энергии, и могли поэтому расти эпифитоны и другие водоросли.

Далее прошел процесс, создавший Кызырскую толщу (пульсационную свиту): шло бесконечно медленное погружение дна бассейна, и столь же постепенно и незаметно, с малой скоростью накапливался карбонатный материал данных морских отложений открытого моря.

В конце этого эволюционного века прошла кызырская фаза тектогенеза, под влиянием которой снова возник в районе г. Кызырк участок суши, и кызырские слои начали подвергаться денудации.

ЖЕРНОВСКАЯ ТОЛЩА

1. К истории вопроса о Жерновской геологической формации. Термин Жерновская толща окварцованных доломитов происходит от речки и дер. Жерновки. Она близка к Краснокаменной толще, выделенной в 1936 г. во время первого моего посещения Торгашинского хребта, в частности, участка правого склона долины Базаихи против устья долины рч. Моховой. Тогда (или немного позже) стала ясной самостоятельность этой толщи по сравнению с вышележащими слоями Торгашинской геологической формации, которую выделил Ю. А. Кузнецов (1932) под названием «Торгашинского известняка». Эту самостоятельность трудно было не заметить во время геологических наблюдений у Красного камня, что возвышается на правом склоне долины Базаихи немного ниже устья рч. Моховой. Действительно, как

нам удалось установить, близ устья рч. Моховой правый склон долины Базаихи сложен имеющими местное развитие почти белыми, трещиноватыми, сильно окварцованными доломитами, прилегающими с ю.-в. к конгломератам Конгломератового ложка. Эти окварцованные доломиты слагают синклиналь в.-с.-в. простираения. По своему простираению на в.-с.-в. Краснокаменная толща светлых окварцованных доломитов, местами пятнами покрасневших от древнего выветривания, внезапно кончается: она упирается в лежащий бок вышележащих археоциатовых слоев.

После 1936 года разрез по правому склону долины Базаихи близ устья рч. Моховой и Калтата был несколько нами пополнен тремя новыми пульсационными свитами. Это маломощные свиты с мощностью не более 80-150 м, разделенные перерывом и карстовой корой выветривания. Все они лежат ниже Торгашинской геологической формации, которая делится на две части: нижнюю, базальную (это «базаихские» слои или так называемый базаихский опорный горизонт, с базальным грубовалунным конгломератом в основании) и верхнюю, которая представляет собою в точном смысле Торгашинский известняк.

Верхняя свита (св. Сухого Лога), подстилающая «базаихские» слои, состоит из бело-розовых кальцилитов. Средняя пульсационная свита (св. Хребтик) состоит из темных, бурящих при выветривании плитчатых известняков (или мраморов). Под нею лежат с перерывом археоциатовые известняки нижней свиты (Моховой*) с ясно выраженной корой выветривания, образовавшейся до отложения средней свиты темных плитчатых известняков. Как теперь известно, в археоциатовых слоях, относимых (по-моему, ошибочно) к Торгашинской геологической формации и в действительности лежащих под нею на правом склоне долины Базаихи неподалеку от устья Калтата, найдены формы рода окуличидиата (Розанов и Миссаржевский, 1966). Мы присоединяемся к этому определению. Но, насколько известно, окуличидиаты не выходят за пределы кенядинских и суннагинских слоев Сибирской платформы, относимых к самым нижним слоям нижнего кембрия (И. Т. Журавлева).

Поэтому мы имеем полное основание отнести Краснокаменскую геологическую формацию окварцованных доломитов к докембрию: на этих доломитах, слагающих синклиналь в.-с.-в. простираения, обрезая эту синклиналь поперек, т. е. резко несогласно, залегают слои с окуличидиатами.

*) Кстати отметим, насколько «грамотно» было бы писать «Моховая свита»: если мы захотели бы так писать, как пишут у нас почти все собственные названия свит и серий, то мы этим словом обозначили бы не каменную свиту, а свиту, состоящую из мха.

Резкость перехода подчеркивается тем, что красноцветная кора выветривания, зона дробления и окварцевания не захватывает известняки с археоциатами, лежащие выше окварцованных доломитов. В последних есть следы древнего, докембрийского закарстования, заслуживающие более детального исследования и описания.

Итак, в классическом районе около с. Торгашина, близ устья Моховой и Калтата ясно выделяется докембрийская геологическая формация окварцованных доломитов. Она венчает разрез позднего протерозоя этого участка. Именно она была названа Краснокаменной.

Поскольку в Торгашинском районе самой молодой толщей позднего протерозоя оказалась Краснокаменная толща окварцованных доломитов, то и мы по аналогии называли Краснокаменной толщей описываемые ниже светлые окварцованные доломиты, слагающие, видимо, самые молодые слои позднего докембрия района дер. Верх-Базаихи. Конечно, эта корреляция может оказаться ошибочной. Пока эта ошибка не доказана, мы предлагаем условное название «Жерновская толща» для обозначения описываемых окварцованных доломитов г. Кызырк. Они слагают толщу № 25 описываемого разреза позднего протерозоя.

2. Описание обнажений. Это описание можно сократить до крайней степени. Правда, коренных выходов на г. Кызырк немало, что объясняется прочностью окварцованных доломитов. Однако они на первый взгляд совершенно однообразны и лишены слоистости. Поэтому описание большого числа обнажений не служит выяснению строения Жерновской толщи.

Степень окварцевания описываемых доломитов сильно варьирует. Местами оно достигает максимума, и получаются светлые сплошные метасоматические микрокристаллические силициты, рассеченные множеством мельчайших жилочек кварца.

Местами, напротив, те же доломиты лишены на небольших участках явных следов окварцевания. Однако обычно это окварцевание выражено очень ярко и мощно. Полоса окварцевания прошла в субмеридиональном направлении и это подчеркнуто селективным выветриванием, создавшим почти меридиальную гряду, протянувшуюся на запад от дер. Жерновки.

3. Стратиграфический состав Жерновской толщи устанавливается пока в виде одной единой свиты. Также обстоит дело и в стратотипическом районе близ устья рч. Моховой. Только там можно выделить местные базальные конгломератовые слои. Не исключена возможность наличия второй, более молодой свиты описываемой толщи, состоящей из эпифиточовых известковых слоев.

4. Петрографический состав. Описываемые образования Жерновской толщи на г. Кызырк представлены в основном тремя разновидностями горных пород: во-первых, это светлые массивные неслоистые сильно трещиноватые доломиты без мегаскопически заметного окварцевания; во-вторых, это почти белые нацело окварцованные горные породы, получившиеся на месте доломитов и, в-третьих, это самые распространенные на г. Кызырк в той или иной мере, обычно сильно окварцованные светло-сероватые мелкокристаллические плотные, местами пористые, неслоистые, трещиноватые доломиты.

Под микроскопом можно различить определенные стадии окварцевания описываемой толщи. Мы оставляем подробную сравнительную характеристику этих явлений до будущей небольшой заметки.

Пока же отметим очень резкую ограниченность окварцованных доломитов: кончаются в поле доломиты г. Кызырк, начинаются её эпифитоновые слои, и сразу исчезают в них следы окварцевания. Таким образом, первое впечатление, которое получается от столь резкого перехода, заключается в том, что окварцевание генетически связано с доломитами г. Кызырк. Если это так, то доломиты г. Кызырк могли бы быть первично обогащены осадочным, распыленным кремнеземом. Хотя это предположение и очень вероятно, однако мы пока воздерживаемся от окончательного решения вопроса.

5. Минералогические особенности Жерновской толщи г. Кызырк. Эта толща накапливалась в лагунных условиях, характерных для образования доломитов позднего протерозоя. Однако в отличие от других доломитов докембрия эти доломиты сильно окварцованы, местами на 100%. Так как это окварцевание полностью исчезает, как только мы переходим границу окварцованных доломитов Жерновской толщи, — скорее всего окварцевание хотя бы отчасти является следствием первичного обогащения этих доломитов кремнеземом.

Итак, главный минералогический особенностью Жерновской толщи является то, что она представляет собой царство доломита и кварца.

Кварц находится в ней в переотложенном виде — в виде кварцевых жилок гидротермального происхождения. Но в более ранние стадии окварцевание давало сплошные массы халцедоновидного неслоистого почти белого тонкокристаллического силицилита или микрокварцита. При рассеянной форме окварцевания получались характерные для с.-з. части Восточного Саяна, для ряда карбонатных толщ протерозоя и нижнего кембрия микрокварцитовые горошины. Местами они соединяются и располагаются рядами, как будто вдоль скры-

тых или явных тектонических трещин. Таким образом, в происхождении этих своеобразных мелких конкреций есть черты, придающие им метасоматический оттенок. Каких-либо бросающихся в глаза (под лупой) особенностей состава микрокварцитов г. Кызырк не отмечено. Нет как будто и следов явного оруденения, хотя детальных поисков его нами не было организовано.

6. Окаменелости в доломитах г. Кызырк не обнаружены, по крайней мере, в определенной форме. В нерастворимом остатке в сероватых разностях их с помощью соляной кислоты выделяются микроскопические обуглероженные обрывки ткани синезеленых водорослей. Это не противоречит лагунной фации доломитов г. Кызырк, которую мы устачиваем для них.

7. Фациальная характеристика описываемых доломитов. Конечно, это типичные для миогеосинклинальных образований горные породы. Мы их относим к лагунной фации описываемого региона, которая не раз возникала, как правило, в первые фазы многократной морской ингрессии, развивавшейся в верхнем протерозое с.-з. части Восточного Саяна.

В самом деле, исследование этого протерозоя в течение последних 30 лет установило вполне закономерную картину. В соответствии с этой картиной, созданной самой природой, в начальную стадию ингрессии очень часто близ берегов возникают лагуны, и в них накапливаются доломиты. Эти доломиты бывают песчанистыми или даже подстилаются кварцевыми песчаниками и пестроцветами. Но в ряде районов ингрессия начинается с образования чистых доломитов, особенно если мы возьмём участок подальше от островов или выступа континента.

Так было и в эпоху отложения материала окварцованных доломитов Жерновской толщи. Отсутствие в ней гальки кварца и даже кварцевых песчаников свидетельствует о том, что затопленная морем полоса суши была плоской. Как известно, она имела чистый известняковый состав. Холмы или возвышенности были далеко, или же течения, приносившие кварцевый песок, находили себе пути в обход этих возвышенностей. Таким образом, кремнезем приносился в лагуну в коллоидном или растворенном виде. Наличие такого неприметного, как бы распыленного кремнезема в описываемом доломите подтверждено растворением его кусочков в соляной кислоте.

Глубина лагуны или с самого начала её возникновения была значительной, или постепенно возрастала до величины минимум первых сотен метров.

Следов волнения и течения в доломитах Жерновской толщи не обнаружено.

Фациальные изменения описываемых доломитов в деталях не исследованы. Все они не выходили из узких рамок лагунной доломитовой фации. На большом расстоянии по простиранию мы эти изменения не могли проследить из-за слабого развития в пространстве описываемых доломитов.

Если же их считать тождественными доломитам стратотипа Краснокаменной геологической формации, то необходимо признать существенные фациальные изменения: в прибрежной зоне там отлагались галечники, исчезавшие в сторону открытого моря. Такие изменения, надо полагать, были как по простиранию береговой линии, так и вкрест простирания. И неизменно они наблюдаются при переходе в более высокие слои этой толщи.

8. Стратиграфическое положение окварцованных доломитов г. Кызрык выяснено недостаточно. Мы считаем их моложе Кызрыкской эпифитоновой карбонатной толщи, налегающей на розоватые кипринские доломитовые мраморы. Такая мысль естественна: мы наращивали таким образом стратиграфическую колонку вверх еще одной стратиграфической единицей — окварцованными доломитами Жерновской толщи. Однако данный вывод требует проверки. Проверить это очень трудно из-за отсутствия слоистости в окварцованных доломитах. Очевидно, нужны новые настойчивые поиски убедительных фактов.

9. Тектоника окварцованных доломитов г. Кызрык изучена далеко не достаточно. Можно однако сказать, что они участвуют в строении складки субмеридионального простирания. Эта складка имеет строение синклинали, причем к западному крылу этой складки, сложенному из эпифитоновых слоев Кызрыкской толщи, с востока примыкают скалы, сложенные описываемыми окварцованными доломитами г. Кызрык. Таким образом, получается, что при переходе от этих эпифитоновых слоев к окварцованным доломитам г. Кызрык мы переходим в сторону осевой части Кипринской синклинали, т. е. в сторону более молодых слоев. Этим и определяется более высокое стратиграфическое положение окварцованных доломитов г. Кызрык по сравнению с Кызрыкской эпифитоновой толщей.

К сожалению, данные выводы о тектоническом строении окварцованных доломитов и об их геологической позиции пока не подкреплены прямыми наблюдениями над залеганием слоистости этих доломитов.

В строении их принимают участие бесчисленные окварцованные участки и кварцевые жилки. Эти детали пока мы не описываем.

10. Тектоно-стратиграфические взаимоотношения окварцованных доломитов г. Кызрык изучены пока недостаточно. Наиболее вероятным мы считаем налега-

ние этих доломитов, как ингрессионной серии горных пород, на поверхность выветривания, образовавшуюся над кызрыкскими эпифитоновыми слоями после их закарстования. Именно ингрессией моря, лагунной его части, после некоторого перерыва в отложении мы объясняем (правда, пока без достаточной уверенности) резкую смену эпифитоновых слоев Кызрыкской толщи более молодыми окварцованными доломитами.

Что касается отношения к более молодым образованиям, то оно совершенно ясно, если взять резко несогласное наложение почти горизонтальных нижедевонских платформенных горных пород на окварцованные доломиты района г. Кызрык. Эти платформенные слои слагают в этом районе нижедевонский пенеплен и скрывают от нас контакт окварцованных доломитов верхнего протерозоя г. Кызрык с более молодыми кембрийскими образованиями.

Эта завеса перед нашими глазами не мешает нам все же мысленно видеть додевонскую структуру. На геологической карте преддевонской эпохи мы могли бы видеть, что Колбинская геологическая формация, подстилаемая спиринскими пестрыми, в частности, розовыми доломитами, простирается в левые верховья долины Бажейки. Слои этих толщ имеют там с.-с.-з. простирание и восточное падение. Они идут в этом направлении мимо Духовичской толщи и мимо белых доломитов верховья долины рч. Черемшанки (вероятно, тождественных сарапульским доломитам), залегая на этих горных породах. Несомненно, что они и дальше, под нижним девоню идут в том же с.-с.-з. направлении. Это означает, что Колбинская геологическая формация, сохраняя свое миогеосинклинальное строение, довольно резко несогласно перекрывает Кипринскую синклиналь верхов протерозоя, имеющую с.-с.-в. простирание.

К сожалению, без бурения мы не можем исследовать в контакте данные интересные решающие взаимоотношения. Однако мы можем о них судить на основании научного предвидения. Для этого фактов достаточно.

11. Вторичные преобразования окварцованных доломитов, кроме складчатости докембрия, заключались в весьма заметном окварцевании. Были и явные гидротермальные процессы, создавшие карбонатные и кварцевые жилки. Каолин некоторых жилков в эпифитоновых известняках, в пещерных отложениях, возможно, относится к той же эпохе минерализации.

12. Полезные ископаемые, связанные с окварцованными доломитами г. Кызрык, как и с Краснокаменной геологической формацией Торгашинского района, это — бутовый камень.

13. Геологическая история развития в эпоху об-

разования окварцованных доломитов г. Кызык началась (после отложения Кызыкской толщи, ее дислокации и выветривания) с ингрессии моря, а именно, с образования лагуны. В дальнейшем шел медленный, вековой, эволюционный процесс формирования Жерновской толщи окварцованных доломитов мощностью не меньше 200 м.

После завершения осадконакопления доломитов г. Кызык прошли процессы диагенеза, сопровождающиеся окварцеванием. Затем эти доломиты испытали завершающую (?) фазу позднедокембрийской складчатости, прошедшую до отложения археоциатовых слоев с окуличциатами. При этом данная фаза закончилась разрывом с образованием резко выраженной поверхности несогласия, разделяющей салаириды от позднедокембрийских складчатых зон Восточного Саяна.

Г. НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ СТРАТИГРАФИИ ЧУДСКОЙ СИСТЕМЫ

Среди этих вопросов отметим один не очень существенный вопрос, но всё же такой, что о нем нельзя умолчать. Имеется в виду своеобразный комплекс темных плитчатых сильно битуминозных черемшанских известняков или мраморов, развитых в верховьях долины Черемшанки, по левую сторону этой долины, к западу от с.-з. края Духовичской толщи. Едва ли можно сомневаться в том, что эти карбонатные горные породы сравнительно небольшой мощности усложняют и наращивают стратиграфическую колонку чудской системы.

Правда, пока ещё не вполне ясно, где они расположены в ней, будучи, очевидно, моложе Духовичской толщи.

Второй нерешенный вопрос это — стратиграфическое положение мишкинских доломитов, широко распространенных к с. и с.-з. от верховьев долины Бажейки. Несомненно, что они древнее Спириной толщи. Весьма возможно, что и доломиты Сарабульской геологической формации тоже моложе их. Но если это так, то мишкинские доломиты водораздела Бажейки слагают новую толщу, лежащую на Духовичской геологической формации и под пестрыми доломитами Спириной пульсационной свиты.

К сожалению, данные доломиты весьма однородны, лишены слоистости и очень слабо обнажены. Поэтому их пока трудно вставить окончательно в стратиграфическую колонку чудской системы. Скорее всего, мишкинские доломиты пополнят эту колонку. Необходимы новые исследования для выяснения данного вопроса.

Наконец, мы считаем не вполне решенным ещё такой вопрос. В бассейне Среднего Корбика есть следы Глухаринской геологической формации. Но она там развита очень слабо. Рядом с нею развиты карбонатные брекчии, граувакковые конгломераты и другие, в частности, песчано-глинистые и

карбонатные слои неясного стратиграфического положения. Это — Гагаринская толща. Нетрудно заметить, что эти образования не находят аналогии рядом в бассейне ключа Глухариного. Конечно, можно допустить очень резкие фациальные изменения в этих образованиях и поставить их на один уровень с Усть-Глухариной граувакковой толщей. Но пока такое допущение кажется произвольным и маловероятным. Очевидно, нужно дополнительно изучить образования Среднего Корбика, чтобы найти наиболее верное решение вопроса об их стратиграфическом положении.

В данной монографии мы сообщаем впервые довольно подробные сведения о чудской системе. Разумеется, в подобных работах всегда могут быть существенные недочёты. Мы их видим, в частности, в почти полном отсутствии послыжных описаний стратиграфических колонок, в недостаточной палеонтологической и литологической характеристике их, в отсутствии для подавляющей части стратиграфического разреза коренных выходов и др. Возможно, не исключены и какие-либо наши ошибки в стратиграфическом положении отдельных горизонтов.

Однако общая картина стратиграфии, литологии и тектоники чудской системы вырисовывается довольно отчетливо. Достаточно напомнить, что в составе этой (и перекрывающей?) системы насчитывается более 25 свит (или пульсационных свит), что характеризует значительную степень детализации разреза.

Подводя итоги, хотелось бы обратить внимание на сводную стратиграфическую колонку (см. приложение). При её рассмотрении возникает прежде всего вопрос о том, надежно ли дана основная стратиграфическая последовательность геологических формаций и пульсационных свит чудской системы.

На данный вопрос мы ответим очень сжато. При этом обращаем внимание читателя на то, что многие сравнительно мелкие факты, характеризующие стратиграфическую последовательность чудской системы, изложены выше, при описании толщ. На других наиболее неясных вопросах этой последовательности мы в будущем остановимся дополнительно в отдельном сообщении. А сейчас коснёмся лишь основных фактов стратиграфии чудской системы, освещающих последовательность её отделов.

Среди таких фактов отметим прежде всего нашу геологическую карту, на которой базируется стратиграфия чудской системы и на которой довольно верно изображено ее горизонтальное сечение в стратотипическом участке.

В частности, на этой карте хорошо видно несогласное залегание гравелитов и конгломератов Глухариной и Гагаринской толщ нижнего отдела чудской системы на фунда-

менте (на белых карбонатных горных породах с своеобразными окаменелостями, несколько напоминающими академиолитов).

Кроме того, в гальках гравелитов Глухариной геологической формации нижнего отдела чудской системы весьма сбиты своеобразные окаменелости — онкостромы, встреченные В. А. Шипицыным (1967) в Енисейской геологической формации М. А. Усова (1936), в её низах или немного ниже. Этот факт пока не позволяет нам опускать чудскую систему ниже Енисейской свиты А. Н. Чуракова (1914)..

Обращает на себя внимание факт наличия в базальном конгломерате Титовской толщи валуна гравелита Глухариной геологической формации, что безусловно доказывает более молодой возраст первой по сравнению со второй. И вообще наличие базальных горизонтов конгломератов хорошо показывает как ориентировку геологического разреза снизу вверх стратиграфически, так и стратиграфическое положение каждой геологической формации чудской системы, имеющей в основании базальные конгломераты.

Основное тектоно-стратиграфическое отношение второго отдела чудской системы к нижнему хорошо иллюстрируется, во-первых, бесспорным несогласным налеганием Райской геологической формации низов среднего отдела на две геологические формации нижнего отдела чудской системы: на Глухариную и Титовскую, а также на выступ Гребешковской геологической формации (с перекрывающими её карбонатными толщами), т. е. на красноярскую систему. Во-вторых, напомним о том, что под Райской геологической формацией лежит базальный конгломерат, тоже свидетельствующий о более молодом возрасте Райской толщи по сравнению с её фундаментом. Итак, залегание второго отдела чудской системы на первом не вызывает сомнений.

Что же касается третьего отдела чудской системы, то его можно было бы и не включать в состав чудской системы. Он мог бы быть первым отделом более молодой системы докембрия. Однако независимо от того, как классифицировать этот отдел, он лежит стратиграфически выше Духовичской, Бажейской и Корбикской толщ чудской системы, как это показано выше. Возможно, этот вопрос можно рассмотреть лучше и детальнее, но мы отложим это до будущего, когда этот сложный вопрос, требующий внимательного анализа, можно будет решить более основательно на новом, более высоком уровне изученности.

В заключение подчеркнем теснейшую внутреннюю неразрывную связь элементов чудской системы: эта стратиграфическая связь подчеркивает единство чудской системы, как органически целого образования.

Д. ВОЗРАСТ ЧУДСКОЙ СИСТЕМЫ

Данный вопрос как будто ранее и не рассматривался, так как никто в Москве, Ленинграде и Красноярске (да и в Томске), кроме автора и И. И. Коптева, не считался с выделением чудской системы. Но все же этот вопрос решался; при этом он ставился по-разному, так как неодинаково рассматривался возраст так называемых свит Анастасьинской и Унгутской, которые лежат ниже чудской системы, но показывались на её площади вместо неё. Одни геологи, например, Н. К. Бобров (1964), И. Н. Сулимов (1966) и др. относили эти «свиты» к протерозою, другие же, например, А. А. Претеченский (1965) — к нижнему кембрию. Ввиду таких разногласий по предложению автора наиболее компетентное собрание геологов СССР — специалистов по геологии кембрия и докембрия решило в 1965 г. в г. Новосибирске оставить данный вопрос открытым, т. е. показывать Унгутскую и Анастасьинскую «свиты» знаком нижнего кембрия — верхнего протерозоя, предоставив, таким образом, полную свободу мысли.

Пользуясь ею, мы представляем для обсуждения следующие свои соображения по данному вопросу. Возраст чудской системы мы определяем исходя из её геологической карты, характеризующей её тектонику, а значит, и стратиграфию. При этом нас особенно интересует положение границы нижнего кембрия и верхнего протерозоя.

Мы исходим при этом более всего из геологии; но если геология даёт верную стратиграфию, мы можем строить на этой прочной базе бесспорную палеонтологию; так было всегда при установлении систем и их частей.

Идти же наоборот, т. е. от палеонтологии к стратиграфии, когда вопросы стратиграфии ещё безошибочно не решены, опасно. Было время, когда палеонтологи, например, предсказывали верхнекембрийский возраст, основываясь на высокой ступени развития видов рода эрбоциатуса. Но теперь этот

возраст оказался (в соответствии с геологией) нижнекембрийским. Род кальцеол считали только эйфельским. Но потом нашли и живецкие кальцеолы. Нами найдены в 1930 г. в коллекции И. К. Баженова строматопоры нижнего кембрия (вместе с археоциатами), тогда как до этого студентов всего мира учили, что строматопоры появились в ордовике, а в кембрии их еще нигде не было.

Исходя из неполных данных палеонтологии, многие приходили к ошибочному представлению о том, что верхний протерозой — бесскелетный. Но геологам давным-давно известны архейские губки Канады рода атикокания; щиты трилобитов предсказывала в докембрии Е. В. Лермонтова (Циттель, 1934, стр. 127 и 963), которая была выдающимся знатоком трилобитов. Но она основывала это предсказание не только на знании эволюции трилобитов, но и на установленной ранее стратиграфии палеозоя.

Итак, устанавливая нижнюю границу кембрия, мы идем к комплексному решению данного вопроса. Мы идём от геологии, от надёжной, верной геологической карты, которая даёт нам правильную тектонику, а значит, и верную стратиграфию. Затем получает своё решающее слово палеонтология. Первые события кембрийского периода—это (в условиях геосинклинально-складчатой зоны) начало нового цикла геотектогенеза (салаирского). Значит, в основании салаирид мы должны искать ясно выраженное угловое несогласие их со структурой докембрия, равноценное несогласию между двумя складчатыми поясами.

Действительно такое несогласие мы имеем в с.-з. части Восточного Саяна. Ясное выражение его мы видели в с.-з. части Восточного Саяна у Красноярска, близ с. Торгашина, на правом склоне долины Базаихи, меж устьями рч. Моховой и Калтата. Его впервые в 1907 г. заметил еще В. А. Обручев. (1912). Там несогласие является, по нашим данным, почти прямоугольным. Оно описано в монографии, подготовленной к печати. Здесь мы не повторяем этого описания, так как под первыми слоями нижнего кембрия там, видимо, лежат не чудские, а более древние краснокаменные слои протерозоя. Всё же мы отметим, что там видно очень резкое несогласие в простирании складок кембрия (салаирид) и верхнего протерозоя.

Второй пример аналогичного резкого несогласия мы видели в верховьях Базаихи (правого притока Енисея у Красноярска). Там, в бассейне Корбика бажейские и корбикские карбонатные слои чудской системы слагают вертикальные в.-с.-в. крылья складок. При этом доколбинская карбонатная геологическая формация (Покосная) с ринними артроподами и трилобитами низов нижнего кембрия лежит рядом спокойно (с углом падения слоев в 30-50°), налегая на чудскую систему;

простираение же слоев Покосной толщи идёт на с.-с.-з., т. е. с прямоугольным несогласием по отношению к корбикским слоям. Мы можем «Покосные» слои повернуть в горизонтальное, недислоцированное положение. Но и после этого поворота в их фундаменте мы увидим по-прежнему вертикальные слои чуждой системы. Значит, её докембрийская тектоника была к началу кембрия в состоянии максимальной напряженности. Ясно, что это результат завершения докембрийского цикла тектогенеза к началу кембрия.

В том же участке верховьев Базаихи, в бассейне Поперечного Корбика видно, как почти меридиональные складки манской системы (подстилающей чуждую и опсыкаемой в другой еще не опубликованной монографии) перекрываются (под углом около 70° к простираению слоев) низами чуждой системы. Другими словами, там ясно выступает самостоятельность иного более древнего, дочуждского цикла тектогенеза по сравнению с «чуждским» этапом складчатости. Тем самым устанавливается значение чуждой толщи именно как системы, а не части системы.

Разумеется эти решающие взаимоотношения структур чуждой и манской систем заслуживают более детального описания. Мы это и сделали в монографии «Взаимоотношение манской и чуждой систем». Для характеристики их мы вернемся к только что данным фактам и осветим их более полно (с описанием наблюдений в естественных и искусственных обнажениях).

Наконец, на схематической геологической карте района Верх-Базаихи, прилагаемой к данной монографии, ясно намечается азимутальное несогласие в простираении слоев нижнего кембрия (Крольской толщи) и докембрийской чуждой системы (а именно слоев Кипринской и Кызрыкской толщ). Это несогласие завуалировано плащом девонских слоев, и его следовало бы изучить с помощью буровых скважин (или геофизических исследований).

Сказанного совершенно достаточно, чтобы признать самостоятельное значение салаирид кембрия по отношению к позднепротерозойскому циклу тектогенеза, а вместе с тем принять докембрийский возраст чуждой системы. Однако затронутая проблема является весьма сложной. Надо сначала монографически описать манскую систему протерозоя, исследовать все геологические формации нижнего кембрия Торгашинского и Муртуковского района Восточного Саяна, изучить и описать фауну археоциат и другие окаменелости из низов этого кембрия, их стратиграфию и тектонику. Только после этого надо вновь вернуться к вопросу о возрасте чуждой системы, о границе кембрия и верхнего протерозоя. При этом мы должны учесть и цифры абсолютного возраста, и палеонтологию.

Насколько сложна затронутая здесь проблема, можно показать на двух примерах. Нами в приложении к данной монографии в стратиграфической колонке показана Орешная толща с пелагиеллами и гельционеллами (по И. И. Коптеву) и протоархеоциатами (по моему определению). По этим данным ее можно считать синхронной Мотской свите Иркутского амфитеатра, которую некоторые считают началом нижнего кембрия. Но Орешная толща перекрывается с резким угловым несогласием Спириной геологической формацией доломитов и кв. песчаников, на основании чего ее скорее надо относить к протерозою. Однако в этом случае терпит крах надуманная идея о бесскелетном протерозое.

Второй пример. В Саралинском районе Кузнецкого Алатау мной найдены археоциаты (видимо, в Андреевской свите). Вторую находку их сделал там же Г. М. Еханин в Верхнесаралинской свите, которую он по археоциатам считал нижнекембрийской. Но я вынужден и Андреевскую, и Верхнесаралинскую свиты относить к протерозою, так как они древнее слоев с невландиями. Если я прав, то будет сделан вывод огромного значения: вывод о распространении археоциат до горизонтов с возрастом не менее 1 миллиарда лет (по урановой смолке). Это раскрывает перед нами новую превосходную возможность: мы, видимо, теперь в состоянии устанавливать системы, отделы и ярусы в верхнем (и среднем?) протерозое по археоциатам. Некоторые прочитают об этом с улыбкой. Но наберемся терпения и посмотрим, что же скажет по данному вопросу природа Сибири.

Итак, у нас есть важные геологические факты, устанавливающие протерозойский возраст чудской системы. Посмотрим, что же говорит о ее возрасте палеонтология.

Тут прежде всего следует подчеркнуть те факты, которые свидетельствуют именно о верхнепротерозойском возрасте, о тесной неразрывной связи органических остатков чудской системы в первую очередь с нижнекембрийскими окаменелостями, хотя важна связь и с палеонтологическими документами подстилающей, манской системы протерозоя.

Эти факты сами говорят за себя, говорят о том же. В самом деле, давно уже было предсказано мною наличие археоциат в протерозое (Радугин, 1936). К той же мысли пришли А. Г. Вологдин и И. Т. Журавлева, которые сначала подчеркивали, что в протерозое находок археоциат им не известно, и в своих монографиях по археоциатам описывали их из кембрия. Позже они допускали зарождение археоциат в докембрии. Еще позже А. Г. Вологдин описал из протерозоя (из Виндийской «системы» Индии) мелкие примитивные археоциаты. Их археоциатовую природу И. Т. Журавлева взяла под сомнение. Кроме того, А. Г. Вологдин изобразил неопределенный вид археолинтуса из Улунтуйской

свиты протерозоя Прибайкалья, причем Т. В. Янкаускас заявил, что это не археоциат, или, что это не доказано.

Мной в 1936 г. (или в 1937 г., во всяком случае до начала Великой Отечественной войны) был найден весьма хорошей сохранности археоциат (как видно в поперечном сечении аяцициат из группы видов А. Проскуракова). Эта находка сделана на площади граувакковых песчаников, гравелитов и конгломератов чудской системы, лежащих выше Глухаринной геологической формации. Затем несколько лет тому назад, в шестидесятые годы Т. В. Янкаускас вместе со мною проводил маршрут в левом верховье Муртука. Тогда в Ахорской толще, т. е. в докембрии им был найден эвархеоциат, а мною протоархеоциат. В то же лето с правого верховья Муртука студентом был принесен образец темного ахорского известняка, в котором археоциат сверху не было видно, но мной был обнаружен эвархеоциат в шлифе. Позже там, на гриве Берестянки мной были собраны обильные ахорские археоциаты. Затем недавно Янкаускас сделал вторую находку археоциат в чудской системе (в бассейне Корбика). Все эти находки говорят о тесной неразрывной возрастной связи чудской системы с нижним кембрием (вверху) и манской системой (V) внизу.

Далее отметим наличие в чудской и манской системах актинофикуса — строматолита, распространенного и в кембрии. Напомним затем о нитчатых водорослях (эпифитонах, разумовских, проавлопорах), ренальцисах и др.; которые связывают чудскую систему как с нижним кембрием, так и с подстилающей манской системой. Скажем еще о погонофорах (сабеллидитах) из нижнего кембрия (из синей глины Ленинграда), которые найдены в Мотской свите и в чудской системе протерозоя. Все это говорит неопровержимо с палеонтологической возрастной близости чудской системы к нижнему кембрию и к манской системе протерозоя.

Остановимся далее на палеонтологическом определении нижней границы нижнего кембрия. Нетрудно заметить, что геологи всего мира находятся тут, у этой границы в весьма незавидном положении. В самом деле, стратотип кембрия находится в Англии, и там издавна принята в качестве самой нижней зоны нижнего кембрия зона с определенным видом рода оленеллуса, а выше также с формами каллавий и стренуелл. Верхняя зона того же отдела (керфайского яруса, как его когда-то неточно называли, — Циттель, 1934, стр. 13) — зона с известным видом протоленуса. Это пачка Ас5. Итак, прежде выделяли всего только две зоны на весь нижнекембрийский отдел. Разве это удовлетворительно? Правда, потом появилась еще одна зона Ав3 (или подзона) с неопределенным видом рода холмия. К сожалению, из стратотипического района в Англии этот род приводится с вопросом.

Можно ли на таком определении выделять палеонтологически обоснованную зону?

Ниже слоев с холмиями (?) в Англии лежат самые нижние слои кембрия (?)—слои Аа, Ав₁₋₂ с двумя видами гиолитов, с оболеллами и патеринами (Стаблфилд. 1956, 1920, 1927). Трилобитов в этих слоях не найдено. Абсолютный возраст их не установлен. Насколько нам известно, в Англии обнаружено мало археоциат.

Итак, стратотип кембрия в Англии, к сожалению, характеризуется весьма существенными недостатками. Конечно, Международный геологический конгресс может предложить другой стратотип для нижнего кембрия (или для всего кембрия). Но пока этого нового решения о стратотипе нет, мы обязаны с ним считаться и брать его таким, каков он есть. Как мы можем выделить в любом районе мира зону холмия (вид такой-то), если в Англии, в стратотипическом разрезе не установлено этого вида, и сам род холмия определен под вопросом? Очевидно, либо стратотип должен быть улучшен в этом отношении (и тогда мы будем в нем иметь зону холмия вид такой-то), либо должен быть новый лучший стратотип. Но это дело будущего. А пока мы должны ограничивать нижний кембрий снизу по-прежнему давно известной в Англии зоной с определенным видом рода оленеллуса. При этом до сих пор не было установлено никакой новой соседней более древней зоны, которую было бы логично считать докембрийской.

Такой докембрийской зоной можно было бы считать трилобитовую зону, лежащую ниже зоны оленеллус. Но ее надо найти, дополнительно изучить, установить в ней определенный вид трилобитов. В этом случае мы могли бы точно, по видам трилобитов проводить границу между кембрием и докембрием, притом в условиях согласного налегания*) первой зоны кембрия на последнюю зону протерозоя. Наконец, есть еще одно преимущество такого решения вопроса о границе кембрия и докембрия: исчезает неопределенность в ее положении, которая существовала ранее, когда мы в самом верхнем протерозое не имели зоны, непосредственно примыкающей снизу к нижней зоне нижнего кембрия; теперь мы ее имеем или можем иметь.

Надеюсь, что всем понятно, насколько хуже проводить границу нижнего кембрия в лежащем боку так называемой первой трилобитовой зоны: ниже в стратотипе трилобитов как будто нет, но они могут быть найдены, и дотрилобитовая зона станет трилобитовой, а абсолютный возраст слоев с оболеллами, патеринами и гиолитами не известен, и он может оказаться (в условиях дислоцированной платформы)

*) Как известно, такие условия рекомендуются, как наиболее удачные.

на 10-50 млн. лет древнее кембрия; другими словами, слон с оболеллами могут быть явно верхнепротерозойскими.

Есть еще два важных недостатка стратотипа нижнего кембрия в Англии. Один из них — это почти полное отсутствие археоциат. Другой недостаток заключается в том, что стратотип нижнего кембрия расположен в Англии, видимо, в платформенной фации: мощность его около 400 м. Если это дислоцированный кембрий, то там мы имеем дислоцированную платформу. Однако хорошо известно, насколько плохо платформенные разрезы документируют геологическую историю: они неполны, с перерывами, в них не задокументированы ясные фазы тектогенеза. Поэтому лучше иметь стратотип в миогеосинклинальной фации.

Но ведь нижняя граница нижнего кембрия, это не только граница системы. Это граница эры. Точнее, это нижняя граница 3-х эр (или граница эона). Поэтому с нею могут быть связаны крупные события как в земной коре, так и в биосфере. Такие события действительно есть.

В самом деле, из многих типов животных один практически вымирает на заре кембрия; это произошло после образования санаштыкольского комплекса археоциат, т. е. после их расцвета. Несомненно, такое событие, как гибель типа животных, случалось редко, скорее всего лишь раз в биосфере за последние полмиллиарда лет. Такое событие нельзя игнорировать в геологической истории биосферы. Данное крупнейшее событие могли бы использовать для разграничения двух эонов и провести их границу близ современной границы кембрия и докембрия. Это было бы логично.

Правда, граница эта получается сразу под ленским ярусом Сибирской платформы. Это для всех непривычно, и мы тоже пока не склонны ее принимать без тщательного, всестороннего рассмотрения вопроса. Оставим рассмотрение границы кембрия и докембрия с данной позиции до будущего.

Но есть еще один очень важный геологический критерий при разделении кембрия и докембрия. Таким критерием может служить момент заложения салаирской геосинклинально-складчатой зоны. Точнее это — момент начала седиментации первой, древнейшей геологической формации салаирид.

Но когда наступил этот момент? Разве на платформе можно найти эту грань? Конечно, нет. Ведь там конец одного цикла тектогенеза (докембрийского) и начало другого (салаирского) распознать невозможно: все лежит почти горизонтально и близко к параллельному положению; ясно выраженные угловые несогласия, как след предкембрийской складчатости, отсутствуют.

Вот почему мы полагаем, что стратотип нижнего кембрия лучше выбрать не на платформе, а по окраине геосинклинально-складчатых образований верхов протерозоя и нижнего

кембрия, т. е. в области переходных, например, сибиретипных структур или в миогеосинклинальных регионах. Конечно, в этом стратотипе хорошо бы выбрать **непрерывный** разрез, изучить и установить в нем по трилобитам, археоциатам, брахиоподам и гиолитам две соседних палеонтологических зоны — одну самую верхнюю в докембрии и другую самую нижнюю, первую зону в нижнем кембрии. При этом кроме выделения одного-двух руководящих видов трилобитов и археоциат (а также брахиопод, гиолитов, эпифитонов и др. водорослей) было бы превосходно выбрать проходящие через границу этих зон виды, характеризующиеся достаточной изменчивостью. Затем можно было бы самым детальным точным образом, количественно изучить эту изменчивость у границы кембрия и докембрия. Эти бесконечно малые, внутривидовые изменения, привязанные к данной границе, имеют существенное преимущество (сравнительно с выделением зон по определенным видам, как предполагают*), не выходящим за пределы данной зоны): между бесконечно малыми соседними внутривидовыми стадиями нельзя вставить никакой другой промежуточной стадии; следовательно, решение о границе зон становится очень прочным, надежным, и его едва ли возможно изменить.

Конечно, данное наше предложение не означает, что надо совершенно отказаться от стратотипа низов кембрия в Англии. Однако там нет или почти нет археоциат. Во-вторых, род холмия определен лишь с вопросом. Таким образом, в Англии надо сначала провести дополнительные поиски и исследования археоциат и форм рода холмия. Затем необходимо сравнить эти археоциаты и виды холмия с близкими формами в аналогичном наилучшем полном миогеосинклинальном разрезе того же возраста, как в Англии. Если это сравнение даст точные данные, можно восстановить стратотипический разрез Англии в его новом более точном значении. Конечно, это следует сделать после того, как в изученных миогеосинклинальных разрезах станет ясным (по окаменелостям, с учетом первой фазы тектогенеза салаирид), где проходит нижняя тектоно-стратиграфическая граница этой геосинклинально-складчатой зоны. Таким образом, мы предлагаем использовать и палеонтологию; и стратиграфию, но после того, как станет ясной геологическая позиция нижних слоев, входящих в состав салаирид.

Не исключена возможность того, что слои с зональным видом рода холмия (X. Кьерульфи?) окажутся стратиграфически сразу ниже геосинклинально-складчатой постройки са-

*) Эти предположения потом не всегда оказываются верными (пример — характерный для эйфеля вид кальцеол был найден затем в живете).

лаирид. Если это будет так, можно только радоваться этому, так как появится палеонтологическая зона, самая молодая в докембрии, непосредственно прилежащая снизу к первой самой древней зоне нижнего кембрия и охарактеризованная трилобитами.

Кстати сказать, по устным сообщениям на Индийской сессии Международного геологического конгресса, в настоящее время в Северной Африке выделяют две палеонтологические зоны, установленные по трилобитам и лежащие ниже зоны с холмиа. Будем ждать соответствующих публикаций. Это как будто раскрывает перед нами новые возможности.

ЧАСТЬ III

КРАСНОЯРСКАЯ
СИСТЕМА ВЕРХНЕГО
ПРОТЕРОЗОЯ

(краткий геологический очерк)

В данном сжатом геологическом очерке мы публикуем первый подробный обзор красноярской системы верхнего протерозоя; она предложена впервые геологией Советского Союза (Радугин, 1936—1947 гг.). Когда мы говорим о системах верхнего протерозоя, мы имеем в виду такие комплексы образований, которые довольно отчетливо выделяются палеонтологически от других систем и которые имеют по общегеологическим критериям крупный объем системы, а не сделана либо яруса. Это означает, что стратотипы новых систем верхнего протерозоя нами выбираются в наиболее благоприятных геологических условиях, а именно, в области слабо измененных мощных миогеосинклинальных толщ, изобилующих теми или иными окаменелостями. Это означает, что красноярская система, подобно другим геологическим системам, имеет в миогеосинклинальной фации мощность, измеряемую многими километрами, и что она состоит из целого ряда пульсационных свит и геологических формаций, разделенных фазами тектогенеза и тектоно-денудационными перерывами.

Разумеется, при выделении систем мы можем учитывать разделение геологического процесса на циклы тектогенеза длительностью в среднем около 80-100 млн. лет. При этом мы учитываем, что на один цикл тектогенеза приходится в среднем 2 геологических периода (реже 1, например, кембрийский, или 3, например, 3 периода мезозоя). Конечно, при разделении одного цикла тектогенеза от другого могут быть использованы в комплексе основные события в жизни геосинклинально-складчатых зон: изменение направления складчатости от цикла к циклу; внедрение гипербазитовых интрузий, происходящее, насколько известно, лишь раз на протяжении цикла; образование спилито-кератофировых и офиолитовых формаций; образование гранитоидных интрузий типа рапакиви; документы инверсии в жизни геосинклинально-складчатых зон; созревание глубокой коры выветривания и образование

пенепленов, которые могут стать погребенными, дислоцированными пенепленами.

Живой процесс развития земной коры (в частности, геосинклинально-складчатых областей) является сложным, многообразным, противоречивым. Совершенно не обязательно втискивать его в жесткую мертвую единую схему, хотя некую общую закономерность в этом процессе можно подметить. Этот процесс необходимо конкретно творчески исследовать. При этом мы должны быть готовы встретиться с трудностями.

Данная работа представляет первую попытку такого конкретного исследования красноярской системы. Естественно, на первых порах мы не даем «истины в последней инстанции». Конечно, в данной работе неизбежны ошибки, недостатки, неполнота и всякого рода иные несовершенства. Автор был бы весьма признателен за советы и критику друзей и товарищей, которые помогли бы в дальнейшем дать вторую более полную и более точную характеристику красноярской системы.

При подготовке данной рукописи я использовал критику со стороны своих товарищей по кафедре, главным образом, доцента И. И. Коптева, который взял на себя нелегкий труд редактора ее и которому я за это весьма и весьма благодарен. О результатах разработки темы «Красноярская система» было неоднократно доложено на научных семинарах нашего геолого-разведочного факультета в Томске, а также в Москве и Ленинграде, и некоторые критические замечания специалистов по стратиграфии мною здесь вполне учтены.

1. ОБЗОР ПРЕДЫДУЩИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Красноярская система в данной краткой монографии описывается сравнительно подробно впервые. Поэтому можно было бы не останавливаться на работах, где эта система не упоминается. Однако исследования сложенных ею площадей начались давно, и нам необходимо в сжатом обзоре показать главные результаты этих работ, которые мы здесь можем использовать.

Как видно в знаменитой «Истории геологического исследования» В. А. Обручева, обозревающей ход изучения Сибири за 2,5 последних века (включительно по 1948 год), геология Восточного Саяна привлекала к себе внимание исследователей недостаточно. Сначала изучались золотоносные районы с.-з. части этой области, но красноярская система не относится к этим районам.

Поэтому одной из первых работ, затронувшей довольно подробно геологическое строение красноярской системы, оказалась маршрутная геологическая съемка А. Г. Вологодина (1931 г.), проведенная по р. Мане. Красноярская система, вскрытая по этой реке на участке от района устья Мал. Унгута до Серебрянских скал, описана А. Г. Вологдиным как манская карбонатная свита. Впрочем к последней были отнесены геологические образования, залегающие как выше, так и ниже красноярской системы. Никаких окаменелостей из манской свиты А. Г. Вологдин не приводит. Тектоника характеризуется главным образом субмеридиональным простираанием слоев.

С 1934 года, когда автор провел первую свою поездку по р. Мане, в течение более 30 лет он не раз посещал склоны долины этой реки в пределах красноярской системы. Собранные при этом материалы использованы в данной работе.

Начиная с 1946—1947 гг., Красноярское геологическое управление приступило к систематической геологической съемке с.-з. части Восточного Саяна. Эти работы проводились сна-

чала под руководством А. А. Предтеченского, в частности, В. М. Чаиркиным. Последний относил горные породы красноярской системы к Колбинской свите нижнего кембрия. Однако позже оказалось, что из Колбинской свиты надо выделить подстилающие ее толщи, в частности, Анастасьинскую геологическую формацию (Радугин, 1947 г.), имеющую возраст верхнего протерозоя и отнесенную к красноярской системе. Правда, и до последнего времени существует мнение о кембрийском возрасте Анастасьинской толщи (Мусатов, 1967 г.). Единственным основанием для этого послужили находки остатков флоры нитчатых водорослей в Анастасьинской свите, сделанные сначала автором по р. Колбе ниже д. Анастасьиной. Однако позже выяснилось распространение эпифитонов и в верхнем протерозое (Радугин, 1954 г.) в фундаменте салаирид, в частности, в Анастасьинской толще.

В процессе познания красноярской системы главное значение имели исследования, проведенные за последние 20—25 лет тремя коллективами: Красноярским геологическим управлением, которое приступило к детальной 1:50000 геологической съемке, геологическим институтом АН СССР и коллективом кафедры общей геологии Томского политехнического института ОТКЗ им. С. М. Кирова.

Но мы по необходимости должны остановиться и на результатах исследований на соседних пространствах Азии, чтобы более правильно поставить вопрос о геологической позиции красноярской системы. Эту позицию она получила, несомненно, среди настоящих геосинклинальных образований большой мощности, испытавших сильную дислокацию (вплоть до вертикального падения слоев).

Как же уточняется в настоящее время стратиграфическое положение красноярской системы? По нашим данным, выше этой системы залегают манская и чудская системы (если не выделять еще неполной надчудской системы). Мы ниже приводим детальные факты и соображения, показывающие именно такое стратиграфическое положение красноярской системы. Но есть ли в настоящее время какие-либо литературные источники, которые подтверждали бы данный вывод?

Прежде чем дать ответ на данный вопрос, используем огромную геологическую литературу, накопившуюся за последнюю четверть века по верхнему протерозою Сибири, а также по геологии верхнего протерозоя зарубежных стран.

Начнем с этой геологии. На всех континентах известны разрезы дислоцированных геосинклинальных и платформенных образований верхнего протерозоя (синий и виндий Азии, «система» Нама Ю. Африки, позднекембрийские горные породы С. Африки, спарагмитовые свиты и торридон Европы, альгонкий С. Америки, липалийская и эдиакарская серии

Австралии и др.). К сожалению, эти разрезы несомненных протерозойских толщ нас не могут удовлетворить: то их облик — неблагоприятной фации, например, сероцветные песчаники торридона, то разрез очень неполный, а главное во всех известных разрезах, как правило, отсутствуют какие-либо окаменелости; тогда же, когда есть органические остатки, они представлены строматолитами и микрофоссилиями. Таких палеонтологических остатков, как эпифитоны, присутствующих в красноярской системе, не известно. Поэтому в настоящее время отсутствуют объективные основания для стратиграфических сопоставлений с приведенными выше разрезами верхнего протерозоя. К тому же некоторые из них (например, альгонкий С. Америки с возрастом 1—1,4 млрд. лет), возможно, являются средним, а не верхним протерозоем.

Правда, некоторые зарубежные разрезы верхнего протерозоя весьма интересны.

Так, в Цзиньэрюйской свите синия Китая есть трилобиты (из редлихид), а абсолютный возраст ее, определенный по глаукониту, оказался равным около 860 млн. лет, т. е. на сотни миллионов лет древнее кембрия. Это явление до сих пор остается загадкой.

В Виндийской «системе» Индии описаны весьма любопытные примитивные окаменелости. Изучавший их повторно А. Г. Вологдин признал их за остатки археоциат первых ступеней развития. Другие оспаривают эту их природу (И. Т. Журавлева, 1962 г.); как бы то ни было, но в красноярской системе мы их не обнаружили.

Весьма интересны окаменелости альгонкия С. Америки, особенно виды невландий Уолкотта. Как известно, эти виды были нами определены в 1930 г. в коллекции А. Я. Булыникова из Саралинского района Кузнецкого Алатау. Несколько позже их изучила П. С. Краснопева (1935 и 1939 гг.). В настоящее время виды невландий и других своеобразных окаменелостей (саралинский, вологдиний, сигаролитов, юссений и др.) были открыты во многих пунктах Западной Сибири и Тувы. Все подобные окаменелости характеризуют не красноярскую, а другую более древнюю (шорскую?) систему, нижним отделом которой является новый отдел, предложенный геологами кафедры общей геологии Томского политехнического института ОТКЗ им. С. М. Кирова — И. И. Коптевым, Г. А. Иванкиным, Б. Д. Васильевым, К. В. Радугиным и В. А. Шипицыным.

Однако альгонкий С. Америки и шорская (?) система не могут сопоставляться с красноярской системой: они входят в состав фундамента последней. Вместе с тем они помогают ограничить красноярскую систему снизу.

Пожалуй, самым интересным из зарубежных образований является эдиакарская серия геолога Глесснера (1961): Для этой толщи характерны бесскелетные окаменелости животных, являющиеся, скорее всего, предками трилобитов (из рангеид). Имеются также отпечатки медуз и остатки других окаменевших мягкотелых животных (червей и проч.).

Некоторые из этих образований обнаружены недавно в пределах СССР, в верхнем протерозое (в венде) Сибири (Б. С. Соколов, 1966 г.). Это близкие и тождественные виды рода рангея. В настоящее время остатки эдиакарской серии считаются классическими для характеристики мягкотелых, бесскелетных животных верхов протерозоя (точнее — их остатков).

К сожалению, мы не имеем ни в красноярской системе, ни в перекрывающих ее манской и чудской системах ничего подобного эдиакарским остаткам. Но находка на севере Сибири (Соколов, 1966) эдиакарских медуз и мягкотелых предков трилобитов (из рангеид) в толще позволяет надеяться на корреляцию части красноярской системы с этой толщей. Впрочем, пока это только возможность, и она не обязательно должна реализоваться.

Итак, зарубежная литература пока не дает в наше распоряжение никаких реальных данных для корреляции красноярской системы с какой-либо ранее установленной системой, с определенной частью верхнего протерозоя. Вместе с тем мы, используя зарубежную литературу, с большей уверенностью ставим красноярскую систему выше слоев с невландиями. Все это позволяет нам предлагать выделение новой палеонтологически обоснованной ранними эпифитонами системы верхнего протерозоя.

Аналогичное предложение (выделить в протерозое сибирей или сибирскую систему) нами было сделано еще в 1937 г. на Московской сессии геологического конгресса (Радугин, 1939). Это предложение было встречено молчанием. Более того, был доклад геолога Баклунда (1938 г.), в котором категорически отвергалась самая возможность использовать палеонтологию для расчленения докембрия. Теперь положение изменилось. Как известно, геологический институт АН СССР (Келлер, Меннер и Шатский) предложил, в частности, в 1964 году на XXII сессии геологического конгресса в Дели деление протерозоя (рифей) по водорослям на 4 части (нижний, средний, верхний рифей и венд). Мы же продолжаем настаивать на возможности, переходящей в необходимость, выделять палеонтологически обоснованные системы протерозоя. Той же точки зрения придерживаются А. Г. Вологдин (1964 г.), А. А. Предтеченский (1965 г.) и Г. И. Кириченко (1965 г.).

Переходим к сжатою обзору литературы по стратиграфии верхнего протерозоя Сибири. Конечно, в этой литературе нам почти ни в одной работе не встретится упоминание о красноярской системе, но мы все же сделаем данный обзор, имея в виду, что красноярской системе могут соответствовать образования, близкие к верхам верхнего рифея — низам венда. Сразу отметим, что при сопоставлении с подобными горизонтами мы могли бы воспользоваться эпифитонами и близкими к ним водорослями. Однако подобные окаменелости в протерозое пока почти не известны. Таким образом заранее предвидим, что в предстоящие годы палеонтологически обоснованное открытие стратиграфических аналогов красноярской системы крайне трудно. Мы можем, конечно, рассчитывать на находку их в будущем.

Отметим прежде всего, что в одной из новейших работ по водорослям протерозоя и кембрия Сибири А. Г. Вологдин (1964) указывает на находку изображенного им на рисунке эпифитона. Эта находка сделана им в образцах карбонатной горной породы из Улунтуйской свиты Прибайкалья с возрастом около 1,2 млрд. лет.

А. Г. Вологдин (1964) в той же работе изобразил и описал еще несколько видов протерозойских водорослей, немало напоминающих эпифитонов, но названных иначе. Они происходят из нескольких свит докембрия Енисейского края.

Наша работа по исследованию красноярской системы началась в 1934 году во время геологического маршрута, проведенного поздней осенью после завершения обязательной геологической съемки района, расположенного к с.-в. от Красноярска, вблизи этого города. В это время был еще совершенно не ясен докембрийский возраст красноярской системы, и ее образования нами были отнесены вслед за А. Г. Вологдиным к нижнему кембрию (на основании находок эпифитонов в иртышских и печерских слоях).

В настоящее время есть большое число работ, посвященных вопросам литологии, стратиграфии и другим вопросам геологии верхней части верхнего протерозоя Сибири. Эти работы нами уже были отмечены в монографии «Чудская система верхнего протерозоя». Поэтому здесь нет необходимости повторять их перечень. К данному в этой монографии списку работ мы ниже добавляем лишь немногие геологические исследования.

Однако палеонтологические остатки, если они приводятся в отмеченных работах, принадлежат почти исключительно к строматолитам, онколитам, катаграфиям и спорам (или так называемым микрофоссилиям). Эпифитоны среди этих окаменелостей отсутствуют, если не считать наших описаний (Гудымович, 1967; Радугин, 1952).

В последнее время нами обнаружены эпифитоны в докембри и севера Кузнецкого Алатау, а именно, в осадочных конгломерато-брекчиях и гравелитах Усть-Кундатской толщи. Из карбонатных пород ее и вышележащей Белокаменской свиты А. Г. Пospelовым и его помощниками заказано около 3000 шлифов. При просмотре их нами обнаружены в нижних слоях Усть-Кундатской толщи реликтовые тектонические трещины в обломках эпифитоновых карбонатных горных пород. Таким образом, нами достоверно установлены докембрийские тектонические движения, создавшие эти унаследованные тектонические структуры, а вместе с тем установлены бесспорно и эпифитоны, залегающие в дислоцированных в докундатское (т. е. докембрийское) время толщах.

По исследованиям группы геологов кафедры общей геологии Томского политехнического института (Г. А. Иванкина, И. И. Коптева, В. А. Шипицына и В. Е. Номоконова) в настоящее время в Батеневском кряже Кузнецкого Алатау в Енисейской толще А. Н. Чуракова (и в вышележащей Тунгжульской свите?) обнаружены своеобразные, очень мелкие окаменелости рода обручевелла, похожие на цилиндрики со спиральной трубчатой обмоткой. Они, в частности, обнаружены в низах Енисейской толщи (в Биджинской свите). Род обручевелл известен и в кембрии. Это указывает на сравнительно высокое стратиграфическое положение Енисейской толщи в протерозое. Скорее всего, она моложе описываемой в данной работе красноярской системы. Отметим, кстати, что в той же Енисейской толще В. А. Шипицыным определены еще и другие окаменелости (1967), а автором найдены антраконитовые образования, отдаленно напоминающие группу саралинский и невландий.

Выше уже упоминались находки окаменелостей верхнего протерозоя Сибири, сопоставляемых обычно с окаменелостями из эдиакарской серии и обнаруженных в нескольких его свитах. Это следующие роды: проавлопоры, эпифитоны, ренальцисы, разумовский, многочисленные протоархеоциаты, по нашим данным, (Радугин, 1966) и др.

В 1937—1966 гг. мы предпринимали попытки найти эпифитоны в верхах протерозоя Западной Сибири. В результате наших поисков, направленных на микроскопическое исследование известняковых дресвяников, эпифитоны были обнаружены во многих пунктах и толщах, которые в настоящее время относятся к позднему докембрию, а именно, к красноярской, манской и чудской, а также, возможно, к енисейской и уншкульской (?) системе. В них нами найдены эпифитоны, разумовский, проавлопоры, урановии, кордефитоны, ренальцисы, более 30 родов протоархеоциат, сабеллитиды, гиолиты, погонофоры, строматопоры (?), редкая форма иглокожих,

строматолиты, альгостромы, онколиты, невландии, катаграфии, онкостромы и др.

Интересно, что нами найдены эпифитоны, разумовский гиолиты в Верхнесаралинской свите. В последней в партии Г. М. Е х а н и н а коллектором найден образец, в котором позже обнаружен эвархесциат в шлифе, а нами еще ранее, но в Андреевской свите (?) — один археоциат (Радугин, 1950). Как известно, Верхнесаралинская и Андреевская свиты древнее Главстанской свиты с невландиями (с такими же их видами, как в каньоне Колорадо США с возрастом по урановой смолке в 1-1,4 млрд. лет.).

Итак, в настоящее время намечается новая ситуация в результате всех подобных открытий: в заведомом протерозое жизнь, оказывается, была довольно разнообразной и богатой. Кроме катаграфий, строматолитов и онколитов, мы приводим следующий список родов из Юдомской толщи, венда, эдиакарской серии и других толщ верхов верхнего протерозоя: эвархеоциаты, артоархеоциаты, иглокожие, обручевеллы, рангеиды разумовский, формы нового типа погонофор (сабеллидитов), гиолитов и др. Можно рассчитывать на обнаружение таких родов, как губки, гирванеллы, урановии и др.

В последнее время обращают на себя большое внимание многолетние работы Б. С. Соколова (за последние 15 лет) и Г л е с с н е р а из Австралии, в которых хорошо раскрывается мир мягкотелых животных верхов протерозоя, а именно, венда и эдиакарской серии. В настоящее время, по мысли члена-корреспондента АН СССР Б. С. Соколова, впервые предложившего в 1957 году выделить венд, — это подразделение еще не считается равноценным одной системе; не исключено, что венд Б. С. Соколова объединяет 2 (если не три) системы. Мы предполагаем, что к венду можно отнести чудскую систему, в которой нами обнаружено большое количество остатков примитивных животных сабеллидитов (?), принадлежащих, как полагает Б. С. Соколов, новому типу погонофор. Вероятно, к венду же можно отнести образования манской системы, правда, с некоторым сомнением, тогда как вопрос о красноярской системе остается открытым. Правда, мы предполагаем, что эта система довендская; если верно, что венд документирует геологические события общей длительностью в 100 млн. лет. Такой отрезок времени соответствует длительности двух, а не трех периодов в 50 млн лет каждый. Конечно, венд мог бы вместить и красноярскую систему, если бы она, а также чудская и манская системы имели бы в среднем возраст около 30 млн. лет каждая.

Итак, в порядке постановки вопроса мы даем следующие два варианта сопоставления миогеосинклиналиных образова-

ний верхов протерозоя с.-з. части Восточного Саяна с вендом (и Юдомской свитой — его доломитовой фацией, по мнению Б. С. Соколова):

	I вариант	II вариант
Надчудская система?	Венд (и Юдомская свита)	Енисейская система?
чудская система		Венд-Юдомская свита
манская система		
красноярская система		

I вариант нам представляется более правильным. Вопрос о выделении надчудской системы мы не считаем решенным и оставляем его на обсуждение наших геологов. Как известно, по предложению А. А. Предтеченского и Г. И. Кириченко надчудской системой могла бы быть енисейская.

Итак, в настоящее время мы не нашли в мировой геологической литературе материалов, достаточных для выделения и определенной корреляции красноярской системы; она в этой литературе остается неизвестной. Поэтому нам не остается ничего другого, кроме выделения этой системы по нашим материалам.

По этим материалам красноярская система подстилается славием (может быть, и саянием) и накрывается манской системой, перекрытой чудской системой (Радугин, 1937).

Строение красноярской системы — сложное. Она является результатом длительного многофазного развития. Это типичная геосинклинальная толща большой мощности. Палеонтологические остатки ее скудны. Они представлены эпифитонами и их спутниками. Открытие эпифитонов красноярской системы — крупный успех, хотя сейчас пока не ясно, можно ли с помощью этих окаменелостей обосновать деление красноярской системы на отделы и ярусы. Пока такое деление проводится нами почти только на основании тектонико-стратиграфических критериев.

II. О СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ГРАНИЦАХ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ПОЗИЦИИ КРАСНОЯРСКОЙ СИСТЕМЫ

Хорошо известно, что границы условны. Особенно верно это, когда речь идет об определении стратиграфических границ в протерозое, если иметь в виду объективное, палеонтологически обоснованное выделение систем. Такая задача ранее считалась неразрешимой, как это было подчеркнуто на Московской сессии Международного геологического конгресса Баклундом (1938). Как это ни странно, мы все-таки решились взяться за эту задачу, притом казалось бы в безнадежных условиях весьма слабо изученной территории Сибири. И если такое желание возникло, то в этом не повинны ни наши старания, ни наши ограниченные способности: главным условием успеха в разрешении столь трудной задачи, как выделение системы в верхнем протерозое по палеонтологическим критериям, является богатая природа Сибири, создавшая обилие палеонтологических остатков, тогда как, казалось, их нигде в мире не должно бы быть в протерозое (если не считать водорослей и мягкотелых животных).

Итак, мы заранее признаем, что устанавливаемые нами границы красноярской системы условны и, возможно, ошибочны. Если они, как это будет кем-либо обоснованно доказано, ошибочны, мы признаем эту ошибку с благодарностью и исправим ее. Но ведь хорошо известно, что некоторые стратиграфические границы, являющиеся всегда относительными и условными, до сих пор остаются спорными. Иногда созывают конгресс за конгрессом, чтобы уточнить положение границы, например, между силуром и девоном, т. е. в том самом палеозое, который изучался стратиграфически более 100 лет и который, казалось бы, изучен достаточно детально и хорошо. Что же удивительного, если какие-либо стратиграфические вопросы остаются не вполне решенными в верхнем протерозое?

Есть некоторые конкретные факты, которые вызывают у нас неуверенность при установлении границ красноярской системы, а следовательно, и ее стратиграфического объема. Одним из таких крупных фактов является наличие в гальке Гребешковского конгломерата, массивных розовых гранитов. Этот конгломерат относится нами к красноярской системе, к ее средней части. Казалось бы, появление галек розовых гранитов было бы естественно не в средней части, а в основании системы, если считать, что интрузия розовых гранитов могла бы быть завершающей по отношению к образованию складчатого пояса. Она могла бы быть, как некоторые говорят несколько неудачно, постороженной.

Если мы решаемся отнести Гребешковский конгломерат не к базальным слоям красноярской системы, а к ее средней части, то мы учитываем следующие возможности:

1) в завершающую стадию развития красноярской системы могла быть своя характерная интрузия, вроде интрузии магмы Столбовского плутона, но мы еще не открыли подобного состава и возраста массивов в красноярской системе;

2) что касается отмеченных галек красного массивного гранита в Гребешковском конгломерате, то, возможно, этот гранит является «постороженным», а если так, то вскрытие его на поверхности денудации могло сильно, например, на целую геологическую эпоху запоздать.

Второй причиной несовершенства наших знаний о геологических границах красноярской системы является отсутствие цифр абсолютного возраста ее самых молодых и самых древних слоев. Этим цифр нам приходится еще ждать.

А пока этих цифр нет, объем красноярской системы в определенных ее границах мы намечаем по мощности толщ этой системы и большому содержанию геологических событий красноярского периода. Учитывается при этом и крупная многокилометровая мощность геосинклинальных геологических формаций, достигающая, возможно, 10 км, если не более.

Мы, конечно, выдвигали бы красноярскую систему лишь как серию геологических образований, а не как систему, если бы в нашем распоряжении не было палеонтологических фактов — наличия определенного вида нитчатых водорослей, осадков и проч.

Итак, стратиграфические границы красноярской системы, лежащей выше саяния и славия (или саянской и славийской серий) и под манской системой, — условны. Может быть, их следует изменить. Но пока, в первом приближении к истине, мы оставляем их в первом нашем варианте: выше славия и саяния и ниже манской системы.

Геологическая позиция стратотипа красноярской системы определяется тем, что этот стратотип выбран в с.-з. части

Восточного Саяна, в области геосинклинально-складчатых, а не платформенных образований верхнего протерозоя.

Можно спорить, является ли красноярская система в своем стратотипе миогеосинклинальной или эвгеосинклинальной. У нас сложилось мнение, что второе решение в этом споре более правильно. Почему? Во-первых, низы красноярской системы содержат в себе серпентиниты; во-вторых, не исключено, что она прорезана гранитоидами; в-третьих, наблюдается высокая степень дислоцированности слоев красноярской системы (нередко до вертикального падения их). Намечая определенное решение затронутого вопроса, окончательный анализ его мы оставили бы до будущих более тщательных исследований. Однако могут ли они изменить это решение, если Жистыкская свита является кератофиродиабазовой, т. е. эвгеосинклинальной?

Для определения геологической позиции важны еще следующие факты тектоники.

В нижней части красноярской системы, в бассейне рч. Кайлятки и по р. Мане у Серебрянских скал резко выражено с.-с.-з. простирание слоев мрамора и доломита (при почти вертикальном их падении). В то же время в фундаменте той же системы, по левобережью р. Маны, по рч. Малый и Большой Кершул мы видели ясные почти вертикальные с.-в. слои серых слюдистых песчаников, зажатые среди грязно-серых афанитовых какаритизированных диабазов Мунжинской геологической формации. Столь резкое изменение простирания складок весьма знаменательно.

Но этого мало. В бассейне рч. Жыстык, левого притока Базаихи, широко распространена Гребешковская геологическая формация (с Гребешковским базальным конгломератом и с грязно- и темно-серыми афанитовыми и диабазовыми порфиритами Жыстыкской свиты в основании), Слои мраморов, сланцев и серых полимикровых слюдистых песчаников этой формации простираются на в.-с.-в. Мало того, с.-в. простирание имеют и складки этой формации, лежащей выше доломитов Серебрянских скал над базальным конгломератом с обломками этих онколитовых доломитов. Таким образом, наличие еще одно резкое изменение простирания складок (от с.-с.-з. к с.-с.-в., т. е. почти под прямым углом). Как происходит это изменение? Оно совершается на большом протяжении в десятки километров. Как оно идет: плавно или очень резко, пока в достаточной мере не изучено. Мы предполагаем, что это довольно постепенное изменение.

Можно было бы не придавать большого значения в.-с.-в. простиранию складок Гребешковской геологической формации. Однако стратиграфически выше и с азимутальным несогласием залегает Жержульская доломитовая толща, имею-

щая меридиональное и с.-с.-в. простираение слоев, гомоклинальное крутое падение на восток и базальный конгломерат в основании. Этот факт очень важен. Он настолько важен, что возникает вопрос, не лучше ли основание манской системы (Радугин, 1967) провести под Жержульской геологической формацией.

Оставляя пока в стороне этот вопрос, учтем, что при субмеридиональном простираении Жержульской гомоклинали мы имеем с.-в. простираение Семеновской антиклинали в Унгутской доломитовой толще (по р. Мане у скал Семена).

В этом несогласии мы видим основание (видимо, ненадежное) для разделения манской и красноярской систем.

Приведенные только что факты очень существенны. Они еще недостаточно изучены. Но они настойчиво ставят вопросы о геологической позиции красноярской системы, что с нее начинается новый геологический цикл, мы в этом не можем сомневаться. Но принадлежит ли она одному циклу, это следует проверить. Особенно существенная перестройка тектонического строения намечается нами перед отложением базального конгломерата Жержульской геологической формации.

III. О РАСЧЛЕНЕНИИ КРАСНОЯРСКОЙ СИСТЕМЫ НА ОТДЕЛЫ

Данный вопрос о расчленении ее большой, важный, но и очень трудный. Мы не собираемся его здесь решать. Ограничимся лишь общегеологическими критериями.

Как только что показано, особенно крупная перестройка геологического строения в красноярский период произошла перед образованием Жержульской доломитовой формации: если эта толща идет на север почти меридионально, а затем на с.-с.-в., то слои доломитов Серебрянских скал имеют с.-с.-з. простирание, а слои Гребешковской геологической формации идут тоже в с.-з. направлении, однако севернее они поворачивают на с.-в., участвуя в Жистыкской синклинали (гребешковской фазы складчатости). Таким образом, в фундаменте Жержульской доломитовой геологической формации мы видим строение (в виде ясной, с.с.-з. простирания гомоклинали и Жистыкской синклинали с.-в. простирания), резко отличающееся от более простого строения Жержульской гомоклинали.

Столь ясно выраженное структурное несоответствие пликативных структур хорошо документирует крупную фазу складчатости перед образованием Жержульской геологической формации. Эту фазу тектогенеза мы считаем границей двух отделов системы (II и III).

Второй аналогичной границей можно считать лежащий бок Гребешковского конгломерата и Жистыкской кератофиридабазовой свиты. Эта вторая граница, может быть, является не границей отделов, а систем; однако мы ее пока считаем границей отделов красноярской системы.

Итак, пока намечается трехчленное деление красноярской системы («серии»). Оно выглядит так:
нижний отдел (овсянковский?) с границей по лежащему боку Гребешковского конгломерата;

средний — «— (жистыкский) с границей по лежащему боку Жержульской геологической формации;
 верхний — «— (козий) отдел.

Более дробное деление красноярской системы дается на различного характера толщи — свиты и геологические формации (табл. 2).

Стратиграфическая схема Красноярской системы протерозоя

Таблица 3

Система	Отделы	Толщи	Мощность
Манская	I	Печорская. Эпифитоновые постройки	
КРАСНОЯРСКАЯ (главным образом карбонатного состава)	Верхний III	Козья геологическая формация	Сотни м
		Мало-Унгутская геологическая формация	1 км
		Доломиты Драгунхинской толщи	—
		Лебяжья серия	1 км
		Шумичкинская пульсационная свита	Сотни м
		Таловская толща	2—3 км
		Жержульская пульсационная свита	2 км
	Иртышская толща	400 м	
	Переходные толщи	Каскадная толща	—
		Громатухинская свита	300-500 м
II	Гребешковская геологическая формация	2 км	
Нижний I	Нижнегребешковская толща		
	Геологическая формация Серебрянских скал	2 км	
	Кайлетская толща	400-500 м	
Саяний и славий		Овсянковские доломиты, граувакковые толщи и прочие.	

IV. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ И СВИТЫ КРАСНОЯРСКОЙ СИСТЕМЫ

А. ОБ ОСНОВАНИИ КРАСНОЯРСКОЙ СИСТЕМЫ

Нами выделяются в этом основании славийская и саянская толщи (или серии), с общегеологической точки зрения каждая из них имеет значение системы. Главным основанием для такой оценки является тот основной факт, что они дислоцированы в различных направлениях: простираение складок славийской системы в.с.-в., а у саянской толщи — с.-з. Не исключено, что как славий, так и саяний соответствуют (каждый из них) не одной, а двум системам, но вторые системы каждой пары не сохранились. Основанием для такого заключения является то, что установлена синхронность нижней части славия с гипербазитовой (серпентинитовой) интрузией, тогда как более молодой саяний в свою очередь рассекается серпентинитами.

Конечно, вопрос о фундаменте красноярской системы заслуживает более полного и всестороннего анализа и освещения. Но ограничимся вышесказанным. Делается это по одной главной причине: и славий, и саяний нами в настоящее время описаны в монографиях. Они подготовлены к печати. Там читатель сможет вскоре познакомиться подробно с этими системами.

Кстати отметим, что саяний залегает в стороне от красноярской системы и непосредственно в контакте, их взаимоотношение не изучалось. Напротив, почти вертикально стоящие складки славия в.с.-в. простираения доходят на р. Мане до контакта с лежащим боком красноярской системы, который идет резко иначе в с.-с.-з. направлении. Таким образом, эта граница выражена резко и отчетливо. Она вполне определенно

говорит о завершении одного цикла тектогенеза (славийского) до начала другого (красноярского).

Б. НИЖНЯЯ ЧАСТЬ КРАСНОЯРСКОЙ СИСТЕМЫ

Кайлетская толща

1. Стратотип. Эта толща изучена пока еще недостаточно. Ее самостоятельность мы смогли оценить в предварительном виде в 1936 году, когда была обнаружена осадочная брекчия, принятая нами за базальную в составе Кайлетской толщи.

Стратотипическим разрезом ее является разрез в низовье Кайлета. Именно по этой речке она и получила свое название (сначала в 1936 г., как Кайлетская толща или свита).

Эта толща несогласно залегает на метаморфических и эффузивных образованиях славия (или славийской системы). Она перекрывается доломитами Серебрянских скал. Состав её преимущественно карбонатный, но в ней участвуют и осадочные брекчии. Мощность — первые сотни метров.

Кайлетская толща, как и вся красноярская система, входит в состав верхнего протерозоя. Это — типичное геосинклинальное (эвгеосинклинальное) образование.

2. Описание обнажений начнем с краткой характеристики двух разрезов, начиная со стратотипического сечения в низовье рч. Кайлет.

Разрез по правой стороне долины Кайлета в его нижнем течении (ниже кл. Гребешкова).

Правый склон этой долины в низовье в общем довольно сильно задернован. Выше устья рч. Кайлятки (или Кайлета по топографической карте) развиты эффузивы, карбонатные и сланцевые горные породы славия. Выше по течению появляются аналогичные слои (но без эффузивов) Кайлетской толщи. Они, видимо, начинаются с своеобразной базальной (?) брекчии, обнаженной рядом с берегом Кайлета на протяжении около 40 м в с.-с.-в. направлении.

В этом, частью коренном, выходе можно видеть интересную грубообломочную брекчию осадочного генезиса. Это происхождение не приходится доказывать: оно почти очевидно, так как цемент обломков — известковистого, песчано-глинистого, а не гидротермального, кальцитового состава.

Можно было бы предположить, что брекчия — тектоническая. Но в этом случае цемент ее был бы жильным или представлял бы собою милонит, а на обломках наблюдались бы царапины от тектонического скольжения. Эти характерные признаки тектонического генезиса отсутствуют.

Очень важен состав обломков, сложенных преимущественно

но карбонатными горными породами: среди этих обломков, местами достигающих величины глыб, обнаружены темно- или черно-серые антраконитовые мраморы с грубым характерным рисунком альгостром. Вид этих альгостром при микроскопическом изучении кажется довольно близким к видам альгостром из Западно-Сибирской толщи среднего протерозоя Горной Шории.

В Восточном Саяне есть еще одно обнажение с подобного рода образованиями, встреченными тоже в виде глыб в основании доломитов Овсянковской толщи. Как известно, мне эти доломиты, начиная с 1936 года, с маршрута по р. Мане и Енисею, казались очень похожими на доломиты Серебрянских скал (в частности, по нахождению в обоих доломитовых толщах онколитов рода *осагита*), и мы их сначала даже без достаточных к тому оснований считали, хотя и предположительно, одновозрастными (как и доломиты верховьев рч. Жержул).

Итак, встретившись с такими обломками Кайлетской брекчии, нетрудно было допустить, что в момент ее образования разрушались среднепротерозойские («западно-сибирского» возраста) карбонатные горные породы. Правда, это предположение имело свою слабую сторону: ведь обломки брекчии — угловатые, испытавшие недалекий перенос, а источники обломков альгостром остаются пока неизвестными. Да и ожидать тут где-то рядом выходов среднего протерозоя нет пока никаких оснований. Разгадка этой «загадки природы» пока что остается неизвестной.

Базальные брекчии вверх по течению по правому склону долины Кайлета сменяются довольно однообразными темными плитчатыми и слоистыми антраконитовыми карбонатными горными породами. Эти же горные породы развиты и вдоль по правому притоку Кайлета — ключу лесника Гребешкова: их слои вытянуты на с.-с.-з. и падают вертикально или очень круто на в.-с.-в.

Разрез по правому склону долины р. Маны в юго-западной части Серебрянской петли.

В этом разрезе мы видим выступающие из-под доломитов Серебрянских скал черные мелкокристаллические плитчатые, слоистые, плотные антраконитовые мраморы со слоистостью, простирающейся на с.-с.-з. и падающей на в.-с.-в. под большими углами. Кроме этих мраморов, протянувшихся в скалах правого берега на несколько сот метров (300-400 м), можно видеть секущие серпентиниты, испытавшие сильное смятие.

Существенной деталью описываемого разреза являются оолиты или онколиты, встреченные на протяжении 70 м (в 50—100 м от ю.-з. контакта Серебрянских доломитов).

Важны также осадочные брекчии и мраморы с включениями карбонатных обломков. Эти горные породы естествен-

но сопоставить с Кайлетской базальной брекчией. Геологический смысл их, видимо, такой же: карбонатные обломки данных осадочных брекчий и дресвяников получились за счет разрушения более древней (верхне-или средне-протерозойской) карбонатной горной породы. Поэтому нелишне обратить внимание на следующие особенности данных обломков.

Во-первых, в некоторых из них обнаружены жилки белого кальцита, тупо оканчивающиеся у контакта обломка и не проходящие в цемент.

Во-вторых, некоторые из обломков несут следы реликтовых тектонических структур, а именно — тектонической трещиноватости.

Описываемый разрез довольно однообразен, но несмотря на это он, видимо, расчленяется на части и заслуживает подробного описания. Пока мы выделяем в нем условно несколько частей 100-метровой мощности.

Подчеркнем несколько фактов, описанных в только что приведенных разрезах.

Это, во-первых, весьма напряженный характер складчатости, которая воздействовала на Кайлетскую толщу и создала в ней вертикальное падение слоев (при с.-з. простирании их).

Во-вторых, мы видим, что низы красноярской системы (ее Кайлетская толща) прорезаны гипербазировой (серпентинитовой) интрузией.

В-третьих, мы видим в тех же низах следы размыва мраморов с альгостромами сибиря (среднего протерозоя или низов верхнего протерозоя), а ниже их почти прямоугольное, азимутальное несогласие с крутопадающими в.-с.-в. складками фундамента, т. е. со складками славия, подстилающего красноярскую систему.

Эти факты имеют фундаментальное значение. Как известно, в нижней части славия, т. е. нижней системы верхнего протерозоя, нами у Красноярска, ниже рч. Караульной доказан размыв секущих славий серпентинитов, т. е. славийский возраст последних. Конечно, всякий поймет, насколько важно видеть другие, более молодые серпентиниты, секущие низы красноярской системы.

3. Некоторые особенности петрографического состава Кайлетской толщи. Стратиграфический ее состав принимается пока в объеме одной свиты.

Опишем некоторые характерные различия ее горных пород. Карбонатные горные породы среди них являются главными. Обычно это черные или темно-серые антраконитовые разновидности мелкокристаллического строения. Темная окраска обусловлена примесью обуглероженных частиц органического происхождения. Выделенные растворением, они исследовались под микроскопом, где обнаружены как обрывки водорослей,

признаки растительной ткани (в виде сгустков и черных точек и проч.). При прокаливании этот черный нерастворимый материал сгорел, чем доказана его органическая природа и невысокая степень изменений, не дошедшая до стадий шунгита.

Некоторые из образцов под лупой и в шлифе обнаруживают примесь онколитов с диаметром обычно не более 5—6 мм. Онколиты концентрического строения, тонкослоистые, причем тонкая слоистость обусловлена примесью черного органического вещества. После удаления растворением кальцита оно остается на шлифе и позволяет установить сходство с осагами — с одним из видов З. А. Журавлевой, с осагами оосимилис.

Как правило, в шлифах можно видеть следы миграции органической примеси к карбонатной горной породе, а также следы других заметных ее преобразований: наличие двойников скольжения и изгибы плоскостей спайности. Последние места хорошо заметны у более крупных кристалликов антраконита при поворачивании на солнце. Итак, учитывая следы динамометаморфизма и перекристаллизации, описываемые горные породы следовало бы назвать антраконитовыми мраморами (а не кристаллическими известняками, как их чаще по привычке называют, забывая, что состоящие из кальцита горные породы неизбежно являются кристаллическими и что нет никакой необходимости подчеркивать, что они являются кристаллическими, а не аморфными горными породами).

Если мы называем их антраконитовыми горными породами, то без уверенности в правильности этого определения.

Дело в том, что давно уже заметили существенные изменения горных пород и минералов, происходящие под влиянием диагенеза и метаморфизма. Эти изменения горных пород позволили М. А. Усову (1932 г.) разработать и усовершенствовать учение о диагенетической и зеленокаменной фазе состояния их. То же в известной мере произошло и в минералогии. Известно, например, что переход минерала из одной фазы состояния в другую влечет за собою изменение названия минерала (например, в тридимит, если речь идет о кварце; мы различаем к тому же альфа-кварц и бета-кварц).

4. Особенности минералогии и геохимии Кайлетской толщи. Мы не имели возможности изучить их достаточно тщательно. Ограничимся поэтому самой краткой характеристикой.

На геохимический облик (или фацию) Кайлетской толщи наложили ясный отпечаток различные геологические процессы — биологические, создавшие мелкие шаровидные онколиты; затем тонкое дробление в зоне волноприбоя (или на дне), превратившее в тонкий известковый ил эти онколиты и другие

известковые слоевища; наконец, биохимическая или просто химическая седиментация органогенных и хемогенных илов.

В нижней части Кайлетской толщи накопились описанные выше карбонатные брекчии и дресвяники. Здесь было главным образом перестроение ранее созданных карбонатных и других горных пород в виде обломков, с унаследованием их химического состава и строения.

Если все это учесть, не приходится удивляться, что геохимический облик Кайлетской толщи в данном районе получил отражение именно в карбонатном (кальцилитовом) ее составе. Характерна всюду присутствующая углеродистая органическая примесь.

Спектральный анализ этой примеси, извлеченной из онколитов, показал наличие в ней железа и магния. Белые кальцитовые жилки потому и белые, что они образовались из растворов, лишенных этой примеси.

Прослеживание рассеянной примеси к карбонатным жилкам, залегающим в карбонатных породах, представляет, на наш взгляд, определенный интерес.

Почему в карбонатных горных породах подавляющее господство среди жилок имеют карбонатные (главным образом кальцитовые), а в кварцитах и других силицилитах — кварцевые? Мы полагаем, что тут сказывается влияние химизма среды: по известному в химии закону действующих масс среда порождает те химические соединения, которыми она богата; горная порода тут — карбонатная, и жилки, возникающие в ней, тоже получают карбонатный состав.

Но этим вопрос не исчерпывается. Растворы, приходящие в карбонатную горную породу, встречаются в ней с условиями, в которых растворы карбоната кальция и магния осаждают всякий другой химический элемент, способный дать менее растворимые карбонаты, чем кальцит и доломит, и другие химические соединения. Таким образом, известняки и доломиты (всякие карбонатные горные породы) можно сравнить с губкой, впитывающей в себя из растворов все, что могут осадить растворы кальцита и доломита. Эти горные породы становятся как бы преградой, у которой (или во внешней части ее) могут остановить свое движение все компоненты, менее растворимые, чем кальцит и доломит. Сами кальцитовые и доломитовые жилки становятся по этой причине как бы стерильными, свободными от этих компонентов.

Если в природе процесс идет именно так (а мы в этом не сомневаемся) или почти так, то естественно возникают два нелишенных интереса вопроса:

Какие соединения настолько растворимы, что богатые ионами гидротермы не осаждают их сразу?

В каких условиях, несмотря на осаждающее влияние кар-

бонатных горных пород, они все же пропускают растворы с «тяжелыми» химическими элементами и могут поэтому вмещать месторождения руд?

На эти вопросы мы пока не даем ответа. Но полагаем, что сама постановка их бросает много света на проблему генезиса полезных ископаемых в карбонатных толщах.

В минералогическом составе Кайлетской толщи господствует кальцит (антраконит, а в жилках белый кальцит). Микроскопическое исследование показало, что существуют два вида антраконита: сравнительно молодой антраконит карбонатных жилков и более древний антраконит первичной карбонатной горной породы, испытавшей сначала диагенез, а затем динамометаморфизм (во время складчатости).

Нетрудно заметить, что более поздний, лучше сохранившийся антраконит имеет больше права носить это название, чем древний антраконит: в последнем процессы довольно глубокого преобразования подвергли тонкую распыленную (до состояния молекулярного рассеяния) органическую примесь перераспределению и концентрации. В результате вместо дымки, не распадающейся подобно краске на отдельные частицы, мы имеем рассеянную пыль углеродистых частиц. Дальнейший процесс привел, кажется, ко второй стадии изменения антраконита, когда углеродистое вещество сконцентрировалось в тончайших жилочках по спайности и по другим трещинкам.

Этот, так сказать, поживший антраконит является уже диагенетическим или даже метаморфическим минералом. Если химический состав его не изменился, то физическое состояние иное: появилась диагенетическая, если не метаморфическая фаза состояния. Если это так, то не должны ли мы назвать наш антраконит иначе, подобно тому, как базальт, испытавший диагенез — расстеклование и проч., мы называем основным порфиритом, мелафиром и т. п.

Минералогическое исследование нерастворимой примеси в цементе Кайлетской осадочной брекчии показало наличие в ней листочков мусковита (и биотита), заметно, но плохо окатанных зерен кварца, угловатых зерен белесого плагиоклаза, титаномагнетита, магнетита и пирита.

5. К палеонтологии Кайлетской толщи.

Мы не провели монографического описания водорослей ее, но в качестве предварительного сообщения отмечаем наличие в ней следующих окаменелостей: не определенные до вида однообразные водоросли, принадлежащие, видимо, к роду осатгий, альгостромы (в обломках брекчии).

Кроме того, обнаружены обрывки обуглероженной ткани водорослей. Никаких других органических остатков пока не установлено.

6. Особенности фации. Описываемая толща, несомненно, геосинклинальной фации. Именно с нее начинается новый геосинклинальный цикл. Но предшествующий этап развития тоже был эпохой становления геосинклинально-складчатой зоны. И все же, несмотря на это, довольно неожиданно мы не находим в первой геологической формации красноярской системы ярко выраженных признаков предшествовавшего горообразования. Типичных, мощных фангломератов и орогенной формации нет на месте Кайлетской толщи.

Правда, в ее основании имеется местная базальная брекчия, свидетельствующая о наличии в начале красноярского периода хотя бы небольших гор или холмов. Таким образом, несмотря на это, мы имеем основание предполагать в начале красноярского периода существование выровненной страны или пенеplена. Эта равнина разнообразилась местами небольшими, несглаженными возвышенностями. Если это так, то после образования горной складчатой страны на месте складчатых поясов славия и саяния денудация поработала весьма основательно — почти до образования пенеplена.

При ингрессии моря в залив Кайлет образии не было, так как не было волноприбоя, о чем говорят угловатые обломки базальной брекчии Кайлетской толщи.

Образовавшееся море было, видимо, неглубоким, но в его водах господствовала восстановительная среда. Принос со стороны обломков, особенно в первые моменты ингрессии, был, но затем ослабел и закончился. Отложившиеся слои черных карбонатных накоплений характеризовались местами фацией онколитов. В другие моменты почти всегда господствовала фация органогенных илов.

Однако около серпентинитового тела залегают черно-серые слои, обогащенные песчано-глинистым материалом (с примесью листочков кlastической слюды).

Изменения Кайлетской толщи по простиранию мелкие, незаметные. Они бросаются в глаза лишь в нижней ее части, где залегают базальная брекчия и где эта брекчия далеко вдоль толщи не прослеживается, что и естественно.

Фациальные изменения Кайлетской толщи по стратиграфической колонке значительные и резко выраженные. Они заключаются в скачкообразном переходе местного значения от базальной брекчии, слагающей, видимо, конус выноса, к нормальным морским карбонатным отложениям.

7. Стратиграфические и тектоностратиграфические отношения к фундаменту и его строению.

Эти отношения ясные, определенные и резко выраженные, хотя их выяснению препятствует недостаточная обнаженность в лежачем боку Кайлетской толщи. Чтобы устранить этот не-

достаток в будущем надо дополнительно проследить этот контакт и расчистить его в наиболее удобном месте.

Сущность описываемых тектоностратиграфических взаимоотношений все же выступает достаточно отчетливо.

В самом деле, геологическое строение левобережья р. Маны в низовьях долин Мал. и Бол. Кершула характеризуется в.-с.-в. простираем складок. Эта структура хорошо картируется там благодаря резкой смене состава: на грязно- и зеленовато-серые афанитовые какиритизированные однообразные среднеосновные эффузивы Мунжинской геологической формации налегают ясно слоистые сероцветные слюдястые мелко- и среднезернистые песчаники; слои последних падают круто в сторону от эффузивов и простираются в в.-с.-в. направлении; в соответствии с этим простираем картируются полосы песчаников.

Аналогичная картина видна и на правобережье р. Маны выше устья Кайлета, где можно видеть слои черно-серых мраморов, простирающиеся на с.-в. и падающие на с.-з. в сторону от подстилающих отмеченных выше невзрачных по своему облику эффузивов типичной эвгеосинклинальной фации.

Совершенно другое строение мы видим в нижней части красноярской системы, в Кайлетской толще, в частности, в разрезе по правой стороне Кайлета, который выше описан, как стратотипический. Описан и другой разрез в ю.-з. части Серебрянской меандры, по правой стороне р. Маны, где мы можем наблюдать с.-с.-з. простираем слоев Кайлетской толщи темных мраморов и почти вертикальное падение их на в.-ю.-в.

Можно добавить еще, что сходные взаимоотношения можно видеть также по правой стороне р. Маны выше Серебрянской петли, в скалах, которые внизу у реки сложены эффузивами Мунжинской(?) геологической формации, а выше — осадочными брекчиями с обломками этих эффузивов и светлого онколитового или оолитового доломита. Эти брекчии, скорее всего, являются базальными образованиями Кайлетской толщи. Если это так, то в данных скалах, расположенных в 3 км ниже устья Б. Кершула, мы можем исследовать обнаженный самой природой лежащий бок этой толщи с взаимоотношениями, не испорченными дизъюнктивом.

К сожалению, мы не проследили этот лежащий бок по его с.-з. простираем до Манского выступа славия и саяния. В этом направлении он должен или постепенно повернуть на с. и с.-в., или же уйти под Серебрянскую и Гребешковскую толщи, или же упереться в дизъюнктив.

Важно добавить, что обломки Кайлетской брекчии несут явные следы реликтовых тектонических трещин.

Что касается стратиграфических взаимоотношений Кайлетской брекчии с горными породами славийской системы (се-

рии), то из сказанного совершенно ясно, что эта брекчия вместе со всей Кайлетской толщей моложе горных пород славия. Правда, Кайлетская толща лежит почти вертикально. Но это не мешает сделать нам единственно возможный правильный вывод.

8. О тектонике Кайлетской толщи мы здесь говорим очень кратко, имея в виду, главным образом, с помощью тектоники утвердить верное решение вопроса о ее стратиграфическом положении.

Но это решение нами только что дано выше, притом на основании, главным образом, тектонических фактов. Дальнейшее изложение их здесь направлено к той же цели.

Тектоническое строение Кайлетской толщи можно определить, как почти вертикальную гомоклиналь, большей частью с очень крутым падением ее слоев на в.-с.-в. и с с.-с.-з. простиранием. По отношению к этой гомоклинали ее лежащий бок находится на з.-ю.-з., а висячий бок на в.-с.-в.

Это доказывается целым рядом фактов:

1) базальная брекчия, описанная выше, расположена у з.-ю.-з. бока, а не у восточно-северо-восточного;

2) Кайлетская толща срезается доломитами Серебрянских скал с востока-северо-востока, что указывает на положение лежащего бока их именно там;

3) внутри Кайлетской толщи есть некоторые детали пликативной тектоники, которые говорят тоже о положении висячего бока этой толщи на востоке-северо-востоке, а не на западе-юго-западе; мы имеем в виду дополнительные складочки правого берега Маны на юго-западе Серебрянской петли. где падение слоев местами очень пологое, кое-где доходящее до горизонтального залегания, и где можно с полной достоверностью (в условиях невозможности перевернутых лежащих складок) видеть, где лежат более древние, а где—более молодые слои; переход от этих деталей к общему господствующему почти вертикальному залеганию слоев Кайлетской толщи виден; и на основании этого перехода опять-таки получается вывод о залегании висячего бока толщи на ее восточной, а не западной стороне;

4) дифференциальная сланцеватость местами ясно выражена в участках более пологого залегания слоев, и там еще раз мы в состоянии подтвердить то же самое решение вопроса;

5) исследование сети тектонических трещин, закономерностей их тектоники, как и изучение деталей тектоники карбонатных жил, идущих по этим трещинам, не противоречит тому же решению вопроса.

Важно подчеркнуть крупное значение с.-с.-з. простирания слоев Кайлетской толщи и их почти вертикального падения. Это залегание их без ошибки доказывает проявление нового

цикла тектогенеза в послеславийские времена, так как слои славийской системы протерозоя, подстилающие Кайлетскую толщу, смяты в интенсивные складки почти поперечного северного простирания.

Этот вывод является бесспорным, так как описанные выше взаимоотношения, видимые в скалах по берегам Маны близ устья Кайлета, нельзя объяснить с помощью дизъюнктива. Дизъюнктив вдоль основания Кайлетской толщи, возможно, имеется. Но смещения вдоль него возможно себе представить лишь как параллельные простиранию ее слоев. Такие, не пересекающие слоистость Кайлетской толщи, дизъюнктивы не могут в результате смещений изменить ее стратиграфическое положение: она остается лежащей резко несогласно и выше по отношению к слоям славия.

9. О возможном вулканизме Кайлетской толщи. Туфов и лав, синхронных ей, не известно. Она пересекается жилами диабазов (и габбро-диоритов) и сиенитпорфира.

Но эти образования моложе ее и едва ли имеют связь с нею, как с синхронной геологической формацией.

Интереснее пространственная связь Кайлетской толщи с цепочкой серпентинитов. Вместе с тем данная связь является генетической связью с зоной мелких интенсивных пликтивных дислокаций, которую, быть может, следовало бы назвать зоной смятия.

Интересно, что серпентиниты тут залегают в нижней части мощной геосинклинальной толщи (красноярской системы). Следовательно, они могли бы быть проявлением одной из самых ранних фаз вулканизма нового цикла тектогенеза. Но пока это лишь возможность. Она еще не доказана, и в будущем следует обратить внимание на ее тщательный анализ.

10. Описание тел серпентинита и даек.

Серпентиниты нами встречены в ю.-з. части Серебрянской петли на правом берегу р. Маны (в 1936 г.) и в нижней части долины Ангалоя (в 1940—1947 гг.).

Они имеют довольно обычный вид темно-зеленоватых и черных сланцеватых плотных или скрытокристаллических горных пород с твердостью, характерной для серпентинита. Процесс серпентинизации сопровождался выпадением тонкой сыпи черного рудного минерала (хромита). Для более поздней стадии изменений характерен бледно-зеленоватый, чуть просвечивающий серпофит. Местами можно видеть жилки брейнерита, кальцита. Кое-где встречаются оталькованные участки.

Заметить какие-либо петрографические особенности, которые были бы характерны для описываемых тел, пока не удалось. Петрография и геохимия данных двух серпентинитовых участков детально не изучена.

Интересно тектоническое строение участка, где по правой стороне р. Маны, в ее Серебрянской излучине залегают сер-

пентиниты. Там слои Кайлетской и вышележащей доломитовой толщи Серебрянских скал при с.-с.-з. простирании очень круто падают на с.-в. Но в одном участке падение это становится пологим, и в то же время появляется хорошо выраженная зона резко выраженных тектонических нарушений (рассланцевки, смятия, с зеркалами и штрихами скольжения). Именно в этой зоне и лежат серпентиниты излучины.

Среди секущих даек отметим, во-первых, жилы зеленовато-серого массивного плотного мелко—и среднекристаллического диабаз офитовой структуры, рассеченного темными хлоритовыми и белыми кварцевыми жилочками. В диабазе отмечены мелкие микроксенолиты плагиоклаза и пироксена.

Минералогический состав диабаз не обнаруживает существенных особенностей, выделяющих резко описываемые секущие дайки. Вторичные новообразования этих даек представлены цоизитом и карбонатом в кристалликах плагиоклаза, а также хлоритом и редкими иголочками актинолита, коегде встречающимися в кристаллах темноцветных минералов. Фаза состояния диабаз — зеленокаменная.

Кроме диабаз, изредка в обломках встречаются мелко — и среднекристаллические светлые, розоватые сиенитпофиры.

11. Гидротермальные жилки. В Кайлетской толще среди них господствуют жилки белого кальцита различной крупности зерна. Детали строения их тоже несколько варьируют, но в общем это довольно однообразные жилки, как будто не обещающие исследователю никаких открытий.

Попытка разобраться в последовательности образования карбонатных жилок привела к следующей предварительной схеме (от более ранних к наиболее поздним жилкам):

- а) послойные;
- б) поперечные к слоям почти горизонтальные;
- в) поперечные к слоям почти вертикальные;
- г) почти вертикальные диагональные жилки околоширотные;
- д) близкие к меридиональным почти вертикальные диагональные жилки;
- е) идущие на с.-с.-з. жилки с крутым ю.-з. падением;
- ж) жилки, идущие по сланцеватости;
- з) неправильные жилки по поверхности излома и другие.

В этой серии (а-ж) отметим скольжение, отраженное царапинами и перекашиванием кристалликов жилок, прошедшее после образования серии а и б.

12. Полезные ископаемые, связанные с Кайлетской толщей, — общераспространенные. К ним можно отнести и почти не изученные подземные воды: трещинно-карстовые, грунтовые, связанные с четвертичной рыхлой толщей, и верховодку.

Карбонатные горные породы Кайлетской толщи пригодны в качестве строительного материала (бутового камня), а также для получения негашеной извести. Их можно было бы использовать в будущем при благоприятных экономических условиях в качестве флюса или даже (после измельчения) для удобрения полей, что, впрочем, весьма мало вероятно для таежного района.

13. Геологическая история образования Кайлетской толщи весьма знаменательна в том отношении, что с нее начинается новый цикл жизни геосинклинально-складчатой зоны верхнего протерозоя.

Заложение этой зоны происходило в условиях, если не пенеплена, то в обстановке весьма близкой к состоянию поверхности выравнивания. В самом начале во время ингрессии были на суше горки и рядом с ними грубообломочные накопления конусов выноса или глыбовые отложения подножий гор.

Затем, однако, развилась ингрессия. Может быть, берег моря местами был еще недалеким, но условия резко изменились — море было, видимо, неглубоким, с обильными осадками органогенного кальцитового ила, причем обстановка у дна моря устойчиво удерживалась восстановительной (благодаря обилию обрывков растительной, водорослевой ткани).

Седиментация развивалась довольно продолжительное время, вследствие чего успела накопиться Кайлетская толща общей мощностью около 400-500 м.

Последующий ход развития связан с образованием доломитов Серебрянских скал; к описанию этой толщи мы далее и переходим.

Геологическая формация Серебрянских скал

1. Стратотип. Эта толща является второй снизу в разрезе геосинклинальных образований красноярской системы. Она слагается внизу светлыми доломитами с осадками, сверху черными слюдястыми плитчатыми мраморами. Мощность ее около 2 км.

Ее подстилают образования Кайлетской толщи, а перекрывается она после некоторого перерыва дресвяниками и черными слоистыми мраморами толщи, условно и временно названной Нижнегребешковской.

Стратотип толщи Серебрянских скал — по р. Мане, в знаменитых Серебрянских скалах и по долине Кайлета, где обнажается как нижняя доломитовая, так и верхняя мраморная свита данной толщи. Стратотип ее установлен автором в 1936 г. Если она окажется синхронной Овсянковской толще, нам придется выбирать одно из этих названий.

2. Описание обнажений. Начнем его с характеристики стратотипического разреза у Серебрянских скал. Он

слагается целым рядом скал, заслуживающих послойного описания. Степень обнаженности позволяет сделать такое описание, если не считать небольших (а они есть) задернованных участков. Однако для экономии места мы дадим сначала обобщенное описание доломитов, считаясь с значительным однообразием их литологии.

Снизу вверх там различаются следующие главные компоненты:

1) серые и темно-серые доломиты общей мощностью около 100 м;

2) тонкослоистые и тонкоплитчатые доломиты местами смятые в довольно сложные складки, мощностью около 40-50 м;

3) верхняя часть доломитов, обнаженных в Серебрянских скалах, отличающихся светлыми, почти белыми тонами и наличием осадий, мощностью около 350 м.

Немного ниже устья долины Ангалоя доломиты Серебрянских скал пересекаются габбро среднекристаллического строения (обн. 38 р. 41 а). Мощность дайки 10 м. Контакт дайки падает по аз. 90° под углом 85° . Заметны следы контактовой перекристаллизации, прошедшей при внедрении дайки.

Обнажения горных пород по долине Кайлета выше Кайлетской толщи вскрывают в нижней (по течению) части различные доломиты формации Серебрянских скал. Широко развиты там онколитовые доломиты (с Осагиа овосимилис). Однако поиски характерной пачки (или подсветы) тонкослоистых светло-сероватых плитчатых доломитов не привели к успеху.

Попытка определить полную мощность нижней свиты Серебрянской геологической формации (или геологической формации Серебрянских скал) дала цифру, близкую к 0,5—1 км.

В зоне перехода от Кайлетской толщи к нижним слоям доломитов Серебрянских скал мы по долине Кайлета старались найти терригенную базальную пачку слюдястых сероцветных песчаников. Но их не обнаружили. Этому не приходится удивляться, если учесть карбонатный состав Кайлетской толщи.

В последней мы, естественно, пытались обнаружить следы древнего закарстования, которое могло бы пройти до отложения первого слоя доломитов Серебрянских скал. Эти следы, видимо, есть. Они выражены довольно обычным для карбонатных толщ способом, а именно, в образовании по трещинам довольно узких карманов выветривания и в заполнении их доломитом.

В последнем, как и в нижних слоях доломитов Серебрянских скал, мы, естественно, искали примеси кварцевых или

полевошпатовых зерен и чешуек слюды и т. п. признаков приноса кластического материала с суши. В разрезе по долине Кайлета у лежащего бока доломитов Серебрянских скал мы этого не нашли.

Однако выше по долине р. Маны, где доломиты Серебрянских скал налегают в обн. 36 р 27 на древнейшие эффузивы Мунжинской геологической формации (или почти на них), местами наблюдается появление базальных терригенных образований. В частности, мы видели на правом склоне долины р. Маны осадочную брекцию с угловатыми обломками Мунжинских эффузивов и светлых онколитовых доломитов. Выше стратиграфически залегают тоже онколитовые доломиты, принадлежащие Серебрянской формации. Отмеченная только что брекция, если она не является Кайлетской, могла быть базальной пачкой Серебрянской геологической формации.

Отметим следующие обнажения Серебрянских доломитов по долине рч. Кайлета, в которых обнаружены онколиты: обн. 47 р 200, расположенное в 2 км по аз. 30° от устья Кайлета, обн. 47 р 201 в 110 м по аз. 45° от обн. 47 р 200, обн. 47 р 202 в 11 м по аз. 30° от обн. 47 р 201.

Переход доломитов Серебрянской толщи в вышележащую свиту черных тонкослоистых мраморов виден у обн. 47 р 205, сложенного доломитами. В 50 м по аз. 75° от него в обн. 47 р 206 на протяжении 25 м по аз. 80° можно видеть в скале эти мелкокристаллические плитчатые трещиноватые мраморы. Их слои там падают по аз. 60° под углом 70° . Конгломератов, брекчий и дресвяников в них не обнаружено, как и при меси кластического материала.

В соседнем выходе доломита Серебрянской толщи нет(?) следов закарстования, которое могло бы пройти до отложения вышележащей свиты черных мраморов. Нет и других следов древнего выветривания. В зоне контакта мраморов и доломитов у обн. 47 р 205 нет признаков переслаивания этих горных пород, как нет их и в обломках между этими скалами. Видимо, смена доломитов мраморами произошла резко, без переходов и без значительного перерыва.

Выше по Кайлету от описанного контакта свит Серебрянской толщи развиты однообразные темно-серые и черные плитчатые мелкокристаллические мраморы. По их коренным выходам прослеживается залегание их слоев: в обн. 47 р 207 (что в 200 м на аз. 75° от предыдущего обн. 47 р 206) на протяжении 10 м на в. видны те же слоистые мраморы с падением слоев по аз. 65° под углом 77° . Выше по течению осмотрено еще несколько подобных обнажений с аналогичными элементами залегания.

Стратиграфический состав Серебрянской толщи — из двух свит: нижней доломитовой мощностью около 600 м и верхней, состоящей из плитчатых черных мраморов, мощностью 1,4 км.

Переход доломитов вверх по стратиграфической колонке в слои черных слоистых мраморов вполне естественный. Его можно предвидеть как результат развития ингрессии и перехода лагуны в открытое море. Как видно из данного выше описания обнажений, у нас нет фактов против такого понимания хода событий.

4. Палеонтологические остатки в описываемой толще обнаружены в доломитах. Это довольно однообразные формы осагий.

Кроме того, определены еще виды катаграфий (?). В черных плитчатых мраморах заметных без лупы окаменелостей не обнаружено. При растворении же доломитов и мраморов Серебрянской толщи получен черный иловатый осадок с микроскопическими обрывками водорослей, с характерным точечным строением ткани.

5. Стратиграфическое положение и возраст описываемых слоев. Они входят в состав красноярской системы и потому относятся к верхнему протерозою. Правда, некоторые геологи (Мусатов, 1967, Предтеченский, 1967) считали Анастасьинскую геологическую формацию, которую они называли свитой, нижним кембрием. Они (либо другие геологи) при известных условиях могли бы подразумевать всю красноярскую систему (или значительную часть ее), когда называли Анастасьинскую толщу. Но мнение о кембрийском возрасте Анастасьинской толщи и красноярской системы — ошибочное, хотя они и содержат остатки нитчатых водорослей. Мы на этом вопросе остановимся подробнее в заключительной главе, после описания всей красноярской системы.

Здесь же отметим, что слои Серебрянской толщи лежат глубоко внутри протерозоя, в нижней части красноярской системы. Они залегают также под всей манской и чудской системами мощностью более 15 км и ниже вышележащего нижнего кембрия мощностью более 5 км. Важно наличие в составе этого нижнего кембрия нижней части (алданского яруса или самого нижнего в кембрии томмотского яруса с окуличичиатами и докидоциатами двух палеонтологических зон или кенядинско-суннагинских горизонтов) (Розанов и Миссаржевский, 1966).

Наконец, отмеченные выше палеонтологические остатки, в частности, определенные формы осагий говорят, по мнению палеофитологов, о докембрийском (точнее, о среднерифей-

ском?) возрасте слоев Серебрянской толщи. Абсолютный возраст этих слоев не определен.

6. Краткая петрографическая характеристика этой толщи. Она действительно может быть очень краткой в виду монотонности слагающих ее горных пород, среди которых различимы две главные разности — доломиты и мраморы.

Вариации их свойств происходят в довольно узких пределах. Так, среди них различимы мелко- и редко среднекристаллические карбонатные горные породы, обычно плотные, местами пористые, всегда в той или иной мере трещиноватые и жилковатые. Есть среди них массивные и напротив слоистые и сланцеватые разности.

Среди доломитов нижней свиты различимы темно-серые, серые и почти белые доломиты, причем темные тона преобладают в нижней части свиты. Эта окраска обусловлена распыленной примесью органогенного обуглероженного материала. После растворения доломита, фильтрации и просушивания эта примесь была подвергнута прокаливанию и сгорела, что говорит о сравнительно невысокой степени метаморфизма, при которой шунгит еще не образуется.

Исследование под микроскопом не дало возможности определить по обрывкам, какой-либо вид водоросли. В нерастворимом остатке некоторых образцов удалось обнаружить тонкие зернышки кварца. Они примешаны лишь к нижней части Серебрянских доломитов.

В прозрачном шлифе из темно-серого доломита 36 р 25 видна мелкокристаллическая горная порода с диаметром кристалликов около 0,05 мм (не более 0,1 мм). Структура ее мозаичная. Слоистости нет, не заметно также примеси силикатных и кварцевых зерен. Органогенный материал тонко распылен в виде черных точек диаметром около 0,002-0,003 мм. Проба с каплей слабой соляной кислоты подтверждает, что шлиф сделан из доломита, рассеченного тонкими кальцитовыми и доломитовыми жилками.

Характерны онколитовые доломиты, легко узнаваемые даже без лупы. Это светлые плотные мелкокристаллические неслоистые массивные органогенные горные породы. Онколиты (или оолиты), слагающие их, правильной концентрической структуры. Насыщенность онколитов микроскопическим органогенным пигментом — слабая. Однако растворение шлифов, сделанных из более темных разностей доломитов, позволило нам получить нерастворимую часть онколитов, которая помогла лучше изучить их палеонтологически.

Диаметр кристалликов доломита варьирует в пределах от 0,05 до 0,2 мм, но в центре онколитов встречаются более крупные кристаллики (до 0,7 мм). Доломиты местами рассе-

чены тонкими жилками почти белого кальцита (с диаметром кристалликов до 0,5 мм).

Вторая часть стратиграфической колонки доломитов сложена своеобразной разностью сероватых мелкокристаллических плотных тонкослоистых доломитов плитчатого строения, местами смятых в мелкие складки. В шлифе из этой разности естественно было искать примеси зерен кварца и чешуек слюды, но они не обнаружены. Среди описываемых доломитов встречаются еще несколько окварцованные разности, содержащие неправильные, частью жилкообразные включения пористого (?) светло-сероватого тонкокристаллического силицилита. Никаких характерных деталей микроскопического строения в этих включениях не отмечено.

Темно-серые плитчатые мелкокристаллические слоистые мраморы верхней свиты Серебрянской толщи являются второй главной ее разностью. На границах послойных плиток местами в них появляются тонкие глинистые, скорее филлитовидные прослойки с примесью серебристых чешуек слюды. Поиски прослоек с примесью кварцевых песчинок не привели к успеху.

В шлифах эти мраморы довольно однообразные. Выше уже отмечены вариации их признаков.

К этому добавим описание брекчий, встреченных в верхней мраморной свите.

Эти брекчии специально не изучались. Образцы их собраны попутно, в беглом маршруте. Установлены два типа карбонатных брекчий: одни из них типичные карстовые древнего возраста, а другие созданы тектоническим делением и последующей цементацией минеральным (кальцитовым) цементом. Следов какой-либо интересной минерализации в кальцитовом цементе не обнаружено.

Осадочные брекчии верхней свиты Серебрянской толщи состоят из обломков антраконитового кальцилита. Цемент — осадочный, известковый, древний (неясного возраста).

7. К минералогии и геохимии Серебрянской толщи.

В этом царстве карбонатов самой заманчивой и почти абсолютно неразрешимой задачей было бы открытие промышленного скопления исландского шпата. Правда, возраст толщи древний, и всякий синхронный ей древний прозрачный кальцит давно испорчен тектонической деформацией. Однако мраморы и доломиты, как правило, не лишены пещер, где в виде корок, хорошо кристаллизованных инкрустаций и занорышей, мог бы не только образоваться в молодые времена мезокайнозоя, но и сохраниться исландский шпат. Кстати, подобные прозрачные, как слезы, кристаллики попались мне по

правобережью долины Жержула в ее среднем течении; но они были слишком мелки.

Итак, минералогического интереса описываемая Серебрянская толща или геологическая формация не представляет ни в практическом, ни в теоретическом отношении, по крайней мере в настоящее время. Не обнаружено нами каких-либо редких или ценных минералов и в контактовых зонах редких даек, секущих описываемую толщу. Следует, кстати, заметить, что преобразование ее в этих зонах слабее, почти незаметное.

Спектральный анализ доломитов и мраморов нижней и верхней свиты описываемой толщи обнаружил в ней некоторые химические элементы, обычные для карбонатных геосинклинальных толщ. Следов флюорита, а также полиметаллической или иной рудной минерализации не установлено.

Насколько спектральные примеси характерны для Серебрянской геологической формации и выдерживаются ли они по простиранию в определенных горизонтах, сказать пока трудно (из-за недостатка исследованного материала).

8. Фациальные особенности Серебрянской геосинклинальной толщи.

Главное, что следовало бы сказать об этих особенностях, заключается в следующем.

Формирование Серебрянской толщи с помощью бесконечно малых эволюционных изменений все же прошло через один бросающийся в глаза скачок—переход доломитов в кальциты. Подобное изменение в исследованном нами районе с.-з. части Восточного Саяна является весьма характерным, типичным для многих толщ кембрия и докембрия. Надо полагать, что оно свойственно и многим другим районам мира (и не только геологическим формациям кембрия и докембрия).

Этот переход доломитов в известковые горные породы в процессе развития наступления моря совершенно обычен и понятен: берег уходит вглубь континента, прибрежные лагунные условия, благоприятные для отложения доломитов, исчезают, и появляется открытое море, отлагающее известковые илы. Конечно, причины, вызывающие исчезновение лагунной фации и распространение нормальной морской фации, могут быть различными, варьирующими. Среди этих причин может быть и общий подъем уровня гидросферы. Но это бывает редко. Главной причиной бывают опускания дна моря, прилегающего к суше, более быстрые, чем скорость поднятия поверхности осадков (от продолжающегося осадконакопления).

Каковы бы ни были эти причины, их действие может быть приостановлено на более или менее значительное время, и тогда накапливаются в этих условиях сравнительно мощные отложения доломита. Так было и в данном примере.

Прибрежные лагунные фации бывают обычно мелководными. Есть признак мелководности и в слоях Серебрянского доломита: это онколитовые его разности, относительно которых существует подобное представление.

Характерной чертой облика этого доломита является также наличие в нем 40—50 слоев тонкослоистых доломитов. Оно свидетельствует об эпизодическом возникновении спокойного течения в лагуне. Не ясно, почему в ней не проявилось следов волнения.

После исчезновения лагуны образовалось довольно обширное открытое море, очень долго и устойчиво сохранявшее условия, благоприятные для накопления кальцитовых илов. Это были также условия закисной среды. Илы эти были органическими в том смысле, что они получились за счет разрушения карбонатных слоевищ водорослей. В то же время эти илы были кластического генезиса, т. е. результатом перемывания в ил этих слоевищ. В какой мере в этом процессе принимала участие химическая седиментация карбоната кальция, сказать трудно. Но обилие тончайших обрывков органической обуглероженной ткани водорослей говорит о том, что этот компонент осадков был главным, если не единственным.

В верхней свите Серебрянской толщи не установлено ни косой слоистости, ни следов волнения и течения. Это может говорить о значительной глубине бассейна (свыше 200 м), поддерживавшейся эволюционным опусканием его дна на глубину до 1 км, если не более.

Изменение фаций Серебрянской толщи как в доломитовой, так и в верхней ее свите не существенно. Эти фации выдерживаются, видимо, на всем протяжении ее, разумеется при небольших колебаниях в деталях.

Одним из таких изменений по простиранию как будто является исчезновение на с.-з. от Серебрянской петли тонкослоистой, второй пачки доломитов. Мелкие изменения по простиранию есть у онколитовых слоев. Очень устойчивой по своему простиранию является вторая свита описываемой толщи. Она еще в этом отношении недостаточно изучена.

Фациальные изменения по стратиграфической колонке доломитовой свиты выразились в появлении и исчезновении онколитовых прослоев, а также пачки тонкослоистых доломитов. Кроме того, отметим господство темных тонов окраски в нижней части доломитовой свиты и посветление ее в верхах. Что касается верхней кальцилитовой свиты, то в ней изменения облика по стратиграфической колонке микроскопически малы при весьма большой устойчивости общего ее литологического облика. В верхней ее части, впрочем, мы предвидим

появление терригенных горных пород, которые, впрочем, могут образовать иную свиту.

Заканчивая краткую характеристику литологического облика Серебрянской толщи, подчеркнем полное отсутствие в ней следов вулканизма. Не известно пока и интрузивных тел, которые могли образоваться сразу за формированием Серебрянских слоев. Обращает на себя внимание отсутствие или слабое развитие терригенных, песчано-глинистых горных пород. Все это накладывает определенный отпечаток на данную эвгеосинклиналиную толщу.

9. Тектоническое строение Серебрянской толщи.

К сожалению, подробное исследование ее не закончено, и некоторые детали ее строения могут оказаться новыми, неясными. Но основные черты тектоники данной толщи известны. О них очень лаконично можно сказать так: это — гомоклинал, круто падающая на восток-северо-восток и простирающаяся на с.-с.-з.

Главная задача данной работы стратиграфическая или геоисторическая. Эта задача вполне удовлетворительно, надежно, даже бесспорно решена относительно Серебрянской толщи, если верно только что сформулированное положение об основах ее тектоники. А оно покоится на геологических наблюдениях, отчасти описанных выше, частью же дополняемых здесь.

Напомню, что Серебрянская гомоклинал устанавливается, во-первых, на основании чрезвычайно резкого, почти прямоугольного несогласия, описанного выше для лежащего бока Кайлетской толщи, висячий бок которой тем самым совпадает с лежащим боком описываемой Серебрянской толщи; во-вторых, в контакте этих двух толщ следов разделяющего их дизъюнктива не обнаружено; напротив, есть следы древнего закарстования Кайлетской толщи, прошедшего до образования первого, нижнего слоя Серебрянской толщи (обн. 47 р 420); в-третьих, о нормальном, неопрокинутом залегании последней говорит смена доломитов ее кальцилитами, лежащими северо-восточнее; в-четвертых, о том же свидетельствует дифференциальная сланцеватость в некоторых прослойках Серебрянской толщи (обн. 47 р 422); в-пятых, Нижнегребешковская толща мраморов, лежащая к северо-востоку от Серебрянской толщи, в пограничных с нею слоях сложена дресвяниками с обломками черных кальцилитов, не отличимых от мраморов Серебрянской толщи.

Итак, опираясь на анализ дифференциальной сланцеватости, а также и на все другие критерии, мы действительно имеем бесспорное основание считать залегание Серебрянской

толщи неопрокинутым, нормальным (в гомоклинали с в.-с.-в. падением слоев).

В строении Серебрянской толщи есть несущественные для нас здесь детали (например, небольшие дополнительные складки в пачке тонкослоистых доломитов или секущие ее дайки), но мы на них здесь не останавливаемся.

Дизъюнктивов, секущих серебрянские слои, нами не отмечено, но здесь есть микродизъюнктивы.

Тектоническая трещиноватость Серебрянской толщи, как выше подчеркнуто, помогает установить ее нормальное, неопрокинутое залегание. Эта трещиноватость — трещиноватость сильно дислоцированной геосинклинальной толщи, и потому не лишне хотя бы не детально ее описать.

В Серебрянской толще, в ее доломитах есть тонкослоистая пачка. В таких прослоях, лежащих среди массивных, более стойких и прочных доломитовых слоев, конечно, можно (с наибольшей надеждой на успех) искать следы дифференциальной трещиноватости. По законам тектоники дифференциальная трещиноватость в случае нормального, неопрокинутого залегания слоев падает либо в другую сторону, чем слои, либо в том же направлении, как и слои, но круче. Именно такие взаимоотношения в залегании слоев и дифференциальной трещиноватости обнаружены в доломитах Серебрянской толщи, в частности, в ее тонкослоистой пачке.

Одна из систем тектонической трещиноватости это — полойные трещины. Как известно, их возникновение это своего рода закон, действующий во время складчатости. Условия его проявления могут варьировать в весьма большой мере, и они ещё недостаточно исследованы.

Другие системы тектонической трещиноватости в серебрянских доломитах это — поперечные к наслоению почти горизонтальные или пологие трещины, идущие по простиранию. Другие, тоже поперечные к слоям трещины падают круто, почти вертикально. Есть и диагональные трещины.

10. Гидротермальные жилки Серебрянской толщи удобно было бы рассмотреть в связи с описанными только что системами закономерных построенных тектонических трещин.

Минералогический состав жилок — кальцит и доломит; реже встречаются силицилитовые жилки; в дайках габбро и сиенита, кроме того, есть кварцевые жилки, видимо, наиболее молодые образования в системе гидротермальных жилок. Примеси сульфидов в них не обнаружено. В кварцевых жилках встречается примесь хлорита и карбонатов.

11. Секущие магматические тела в Серебрянской толще.

Среди них отметим дайки темно-серого среднекристаллического габбро и светло-красного микросиенита и сиенитпорфира

неизвестного возраста (их абсолютный возраст не определен). Прямое отношения эти тела к описываемой толще не имеют. Поэтому мы оставляем их пока без петрографического описания.

Ксенолитов в дайках этих не встречено. Но микроксенолиты полевого шпата и темноцветного минерала есть.

Контактный метаморфизм у даек — слабый.

12. Тектоностратиграфические взаимоотношения.

Итак, стратиграфическое положение Серебрянской толщи выше Кайлетской установлено надежно. Какое же их тектоностратиграфическое взаимоотношение?

Этот вопрос нелегкий, недостаточно изученный. Поэтому будем кратки.

О резко выраженном угловом несогласии между ними говорить нет никаких оснований. Можно ли считать их взаимоотношение согласным? Нет, нельзя.

Дело в том, что хотя залегание их слоев кажется согласным, в действительности оно лишь почти параллельное. Основной факт, который тут приходится учитывать, — это налегание доломитов Серебрянских скал почти на диабазы Мунжинской геологической формации, что наблюдается по правому склону долины Маны в вышеописанном обнажении 36 р 27. Это налегание там наблюдается через базальную брекчию, прямо на афанитовые мунжинские (кувайские?) диабазы.

Итак, несогласие в основании доломитов Серебрянских скал есть. Оно является либо скрытым несогласием, либо нерезким или слабо выраженным угловым.

13. Полезные ископаемые в пределах Серебрянской толщи еще не открыты. В то же время они там имеют повсеместное развитие, но почти не используются. Точнее они использовались и будут использоваться в ничтожных масштабах для местных нужд: для постройки плотин (в качестве бутового камня), для получения извести, при проведении дорог (в виде щебня). Что касается использования доломита и известкового камня для черной металлургии, то до здешних неисчерпаемых запасов его дело не дойдет, видимо, и через десятилетия. То же можно сказать об использовании известкового камня для получения удобрений.

14. Подземные воды, связанные пространственно с Серебрянской толщей, — это карстовые и карстовотрещинные воды обычного типа. Имеются также грунтовые воды рыхлого покрова да непостоянная верховодка.

15. О геологической истории образования толщи Серебрянских скал можно сказать вкратце следующее.

Она является вторым важным документом развития Красноярской геосинклинально-складчатой зоны. Условия ее фор-

мирования в это время не вполне ясны. Едва ли было бы верно говорить об ингрессии Серебрянского залива моря на хорошо сформированный пенеппен. В начальной стадии развития складчатого пояса для этого не было условий (не было как крупных тектонических дислокаций, так и длительного перерыва и денудации). Если и можно тут говорить о поверхности выравнивания, то лишь как о незрелой форме, почти унаследовавшей первичную равнину морского дна.

Все же небольшой перерыв был. Затем начался век длительной ингрессии. Образовалась Серебрянская лагуна. Начали постепенно, медленно, слой за слоем накапливаться в ней доломитовые илы. Море, видимо, было мелководным, благоприятным для образования осадков. Сферическая форма этих онколитов, видимо, была обусловлена спокойными движениями или волнением воды, при которых легкие частицы могли более или менее постоянно подбрасываться и находиться почти всегда во взвешенном состоянии.

Седиментация происходила сначала в восстановительной среде, в связи с чем даже мельчайшие частицы водорослей не успевали истлеть. Поэтому в нижней части доломитовой свиты Серебрянских скал господствует темная окраска, тогда как доломиты верхней части светлые, почти белые, образовавшиеся, видимо, в нейтральной среде или среде достаточно богатой кислородом.

Во время образования доломитовой свиты был один эпизод, когда условия отложения заметно изменились, — видимо, возникло слабое течение. В это время отложились тонкослоистые доломиты второй (снизу) части доломитов Серебрянских скал.

После завершения накопления этих доломитов в лагунных условиях произошло существенное изменение их, и возникло открытое море с водой нормальной солености. Вместе с тем с этого момента вновь окисление органического материала стало ограниченным, и он несколько накапливался, неизменно сообщая темно-серую и черную окраску известковым илам. Процесс этот шел очень долго, постепенно.

Как детали этого процесса, отметим образование изредка тончайших прослоек темно-серого и черного глинистого и алевроитового материала, с характерной примесью чешуек слюды. В конце концов сформировалась полностью и вторая, кальцилитовая свита Серебрянской толщи. Как известно, неполная ее мощность, в максимальной мере сохранившаяся от денудации перед отложением вышележащей свиты, достигает 1 км. Конечно, эта цифра получена с некоторой погрешностью, определяемой неточностью измерений и построений. Эту ошибку мы оцениваем в ± 50 м.

Какова же была полная мощность? На этот вопрос геологи обычно не отвечают. И естественно, так как мегодики опре-

деления уничтоженной мощности не существует. Мы предлагаем для этого, казалось бы, простой метод прослеживания поверхностей размыва до превращения их в поверхность согласного залегания при непрерывной седиментации. Метод этот как будто бы и легкий. Но как найти этот момент исчезновения несогласия, соответствующий переходу исчезнувшей суши в погребенное морское дно? Сделать это не так просто.

Чтобы приблизиться в какой-то мере к правильному решению, можно применить метод экстраполяции. Это значит, на большом расстоянии проследить градиент денудации, т. е. установить на сколько метров возрастает мощность данной толщи на 1 км горизонтального расстояния (возрастает, разумеется, от уменьшения мощности срезанных денудацией слоев). Однако и здесь главная трудность заключается в неопределенности установления полной ширины денудированной полосы (или расстояния до зоны непрерывной седиментации).

После, так сказать, созревания Серебрянской толщи суммирование бесконечно малых причин могло привести к существенному, резкому изменению прежних условий, к тектоническим движениям, обусловившим регрессию моря, к возникновению суши.

Вслед за этими переменами сразу началось действие выветривания и денудации. Конечным итогом этого процесса, время протекания которого, к сожалению, приходится обозначить X, было образование поверхности денудации, а затем и отложение новой осадочной толщи (Нижнегребешковской), к описанию которой нам пора перейти.

Нижнегребешковская толща

1. Стратотип. Под этим названием подразумевается однотонная верхнепротерозойская толща черных мраморов небольшой мощности, залегающая с перерывом над Серебрянской толщей красноярской системы и перекрытая базальным конгломератом Гребешковской геологической формации.

Мощность Нижнегребешковской толщи небольшая. Точно определению она не подвергалась. Эта толща скорее всего — пульсационная свита.

Стратотипическим районом ее развития является бассейн кл. Гребешкова, правого притока Кайлета, впадающего справа в р. Ману (в системе р. Енисей). Впервые она намечена во время маршрутов 1936—1937 гг.; из-за слабой обнаженности послойно она не изучена.

2. Краткая характеристика обнажений заменяет здесь подробную документацию Нижнегребешковской толщи. Обнаженность ее ниже средней. Вскрывается она де-

нудацией на гривах и склонах почти исключительно в виде элювиальных и делювиальных обломков.

На карте обнажений — сплошное однообразие. Подавляющее большинство их сложено (преимущественно в выворотах) обломками черных, мелкокристаллических антраконитовых мраморов, обычно плотных, плитчатых, но лишенных, как правило, четкой слоистости. Заметных и определяемых под лупой окаменелостей не встречено. В базальной части толщи прослеживается черный дресвяник, состоящий из песчинок и дресвинок антраконитового мрамора и лидитовидного силицилита (обн. 47 р 711).

Каких-либо интересных признаков полезных ископаемых на площади описываемой толщи не встречено.

3. Стратиграфический состав данной толщи исчерпывается одной свитой черных антраконитовых мраморов. В ней по стратиграфическому положению и особенностям литологии выделяется базальный горизонт черных антраконитовых мраморов. Кроме того, в ней ориентировочно выделены условно подсвиты стометровой мощности.

4. Петрографический состав Нижнегребешковской толщи, как уже сказано, весьма однообразен. Его можно иллюстрировать двумя образцами — из базальных слоев и из остальной части свиты. Начнем описание с базального горизонта.

Базальный дресвяник (обр. 47 р 117) представляет собою среднеобломочную карбонатную горную породу черного цвета с аналогичным черным песчанистым карбонатным цементом (с примесью глинисто-алевритового материала). Обломков изверженных горных пород не обнаружено. Все они либо карбонатного, либо пелито-кремнистого состава.

Карбонатные обломки в шлифе, как и все другие, угловатые, с максимальной длиной до 5—9 мм. Изредка встречаются единичные обломки щебня длиной до 15—25 мм. Обломки сложены преимущественно черным, неслоистым, плотным, однородным, мелкокристаллическим мрамором. Диаметр кристалликов кальцита варьирует в шлифе от 0,01 до 0,1 мм. При растворении обломков остается иловатый черный остаток, характер которого подобен тому, что выше описан в Кайлетской толще. Это мелкие обрывки обуглероженной ткани известковых водорослей. В них под микроскопом видны обычные для сине-зеленых водорослей дегали (в виде тончайших сгустков черного, углеродистого вещества, кое-где в виде обрывков пористой ткани).

Отмучивание 10 образцов черного углеродистого остатка не обнаружило каких-либо заметных частиц, похожих на радиолярии или спиккулы губок.

Прокаливание углеродистого остатка до высокой температуры на воздухе привело к полному его сгоранию, что позво-

ляет определить степень изменения этого вещества, меньшую, чем у шунгита.

Очень интересны некарбонатные дресвинки. Они могли бы бросить свет на состав уничтоженной верхней части Серебрянской толщи. Разумеется, мы думаем в первую очередь о ней, так как угловатые обломки не испытывают, как правило, длительного переноса и являются местной элювиально-делювиальной дресвой. Но эта верхняя часть была скорее всего кальцилитовой. В шлифе определены некарбонатные обломки следующего состава: кварц, микрокварцит, редкие зерна полевого шпата, биотит и мусковит.

Из описанных дресвяников после их дробления был вымыт шлик. Цель — найти следы размыва докайлетских эффузивов и интрузивов. В шликке 47 р 27 I обнаружены мелкие, частью несколько окатанные зерна следующих минералов: кварц (в том числе молочно-белый), полевого шпата (белесый плагиоклаз или альбит); для характеристики черных мраморов описываемой толщи мы сделали десяток шлифов, рассеянных равномерно вкрест простираения толщи. Ниже мы не описываем деталей, наблюдаемых в шлифах. Но все-таки подчеркнем однообразие данных карбонатных горных пород. Это плотные мелкокристаллические, неслоистые, лишенные примеси (кроме углеродистой), несланцеватые горные породы без следов доломитизации и окварцевания, прорезанные белыми кальцитовыми жилками.

В шлифе 47 р 117-а в аналогичной породе заметна непрозрачная примесь пылеватых углеродистых частиц

5. Особенности минералогии и геохимии характеризуемой здесь толщи достаточно хорошо вытекают в основных чертах из того, что она мраморная, антраконитовая. Анализ ее мраморов обнаружил примесь следующих химических элементов: железа, марганца, кремния, алюминия и магния.

6. Следы палеонтологических остатков на исследованной нами части изучаемой толщи не встречены (при просмотре под лупой). Растворение кальцита ее и фильтрация раствора дала лишь мельчайшие пленки и обрывки обуглероженной ткани сине-зеленых водорослей.

7. О фациальном облике толщи черных антраконитовых мраморов, лежащей над мраморами Серебрянских скал, можно ради краткости повторить то же, что было сказано про мраморы этих скал. Фации их очень близки.

Заслуживает дополнительной характеристики лишь горизонт базальных дресвяников.

Его удалось проследить на расстояние около 5—10 км в с.-з. направлении. На этом протяжении существенных изменений в облике дресвяника не обнаружено. Только размер об-

ломков несколько увеличился к с.-з., где можно ожидать расположения области питания.

Описываемые черные антраконитовые мраморы развиты на небольшом протяжении. Поэтому фациальные изменения не выходят за рамки мелких вариаций в облике горных пород, тщательное изучение которых хорошо производить после детального, послынного изучения стратиграфической колонки.

8. Тектоностратиграфическое отношение Нижнегребешковской толщи к ее фундаменту пока остается почти не изученным. Нет у нас и детальной геологической карты, которая могла бы бросить свет на характер налегания ее на горные породы фундамента. Пока мы принимаем это налегание за скрытое несогласие, так как об угловом несогласии говорить пока нет никаких оснований.

9. Тектоника описываемой толщи может быть охарактеризована очень лаконично, так как в нашем распоряжении почти нет коренных выходов ее. Основываясь на геологических границах и на положении базального горизонта, а также на немногих замерах залегания слоев, мы характеризуем эту тектонику как гомоклинальное строение геосинклинальной карбонатной толщи, испытавшей в верхнем протерозое складчатость с.-з. простирания.

О времени этой складчатости лучше сказать ниже при описании Гребешковской толщи. Что же касается тектонических дислокаций, прошедших перед отложением базального дресвяника описываемой толщи, то мы пока характеризуем их как слабую, неясно выраженную фазу или подфазу тектогенеза.

10. Тектонические трещины и минеральные жилки. Вопрос о них мы рассмотрим в связи с микродизъюнктивами, видимыми в шлифах под микроскопом.

Для исследования систем тектонических трещин в нашем распоряжении были единичные коренные обнажения (47 р 411, 442). В них мы замерили расположение следующих закономерных систем трещин:

- 1) с простиранием по аз. 330° и падением на в.-с.-в. под углом 80° ,
 - 2) поперечные к слоям слабо наклоненные с.-с.-з. простирания,
 - 3) поперечные к слоям почти вертикальные в.-с.-в. простирания,
 - 4) диагональные к слоям почти вертикальные в.-ю.-в. трещины,
 - 5) диагональные к слоям вертикальные с.-с.-в. трещины,
 - 6) неправильные, беспорядочные трещины.
- 1) послынные трещины и др.

Из них первая система соответствует сланцеватости. Остальные замеры — замеры отдельности.

Все тектонические трещины залечены жилками белого кальцита. Исследование их в шлифах дало возможность сделать некоторые наблюдения над особенностями состава и строения жилок и над последовательностью тектонических движений, прошедших во время образования жилок и в промежутке между моментами их отложения.

11. Вулканизм и метаморфизм.

Следов вулканизма, синхронного Нижнегребешковской толще, как и даек (и силлов), не обнаружено; установить их было бы особенно интересно: стратиграфически выше ее лежит Гребешковский конгломерат с галькой гранита и кв. порфира; значит, возможно, этот гранит образовался после Нижнегребешковской толщи. Однако в настоящее время мы не в состоянии доказать это.

Разумеется, в свое время прошел диагенез, превративший известковые илы в черные известняки Нижнегребешковской толщи. Но затем прошла складчатость геосинклинального типа и она, естественно, привела к некоторой степени динамометаморфизма.

Это преобразование выразилось в довольно слабой перекристаллизации, добавочной к диагенетической, довольно заметной перекристаллизации антраконитовых слоев. Тангенциальное давление создало довольно густую сеть закономерно расположенных тектонических трещин. В антраконитовых слоях появились двойники скольжения по спайным трещинам, а эти трещины местами были изогнуты. Кое-где возникли сцементированные кальцитом тектонические брекчии. Конечно, главным следствием динамометаморфизма было создание трещин сланцеватости и всюду проявившееся скольжение по спайности внутри кальцитовых кристалликов.

12—13. Полезные ископаемые и подземные воды описываемой толщи — обычные (бутовый и флюсовый камень, дорожный строительный материал и т. п., карстово-трещинные и грунтовые воды, верховодка). Их практическое значение в настоящее время равно почти нулю, и они могут сыграть свою роль лишь в будущем.

14. Геологическая история образования Нижнегребешковской толщи в более коротком виде почти повторяет то, что было при возникновении верхней свиты Серебрянской толщи. Некоторые детали этой истории еще не ясны. Поэтому нужны дополнительные исследования, особенно касающиеся базальных дресвяников и не вполне установленных условий их образования.

После накопления описанной толщи прошли существенные тектонические события, складчатость деформировала ее, воз-

никли горы, затем трансгессировало море. Все эти важные моменты геологической истории лучше изложить при ниже-следующем описании Гребешковской геологической формации.

В. СЕРЕДИНА КРАСНОЯРСКОЙ СИСТЕМЫ

Гребешковская геологическая формация

1. Стратотип. Эта эвгеосинклиальная толща получила свое название от ключа лесника Гребешкова, дом которого в 1936 г. был расположен у устья Кайлета на правом берегу р. Маны. Ключ Гребешкова впадает первым (снизу) справа в рч. Кайлет.

Состав Гребешковской толщи сложный. Внизу она начинается с базального конгломерата. Существенное значение в ее составе имеют мощные сероцветные слюдистые песчаники и песчано-глинистые слои, а также черные слоистые мраморы (местами с прослоями лидитовидного микрокварцита).

Около устья Жистыка появляется своеобразная диабазокератофировая толща (Жистыкская свита), которую можно (в первом приближении к истине) считать фацией Гребешковского конгломерата.

Гребешковская геологическая формация через базальный конгломерат залегает на нижней части красноярской системы, в частности, на серебрянских доломитах, и перекрывается несогласно Жержульской доломитовой толщей (с базальным конгломератом), а также Иртышской эпифитоновой свитой.

Мощность этой толщи весьма крупная.

Стратотип Гребешковской геологической формации (Радугин, 1936) установлен в районе горы лесника Гребешкова.

2. Геологические наблюдения, с отбором главнейших, частично приведены ниже.

Гребешковская геологическая формация имеет значение первостепенного геологического документа. Она распространена на обширной территории. Поэтому в настоящее время детальность ее исследований недостаточна, особенно если учесть относительную редкость ее коренных выходов. Описание обнажений дается в систематическом, преимущественно стратиграфическом порядке, начиная с базальных конгломератов.

Хорошие коренные выходы их есть по левой стороне левой вершины долины кл. Гребешкова, немного выше развилки. До этого развилка, поднимаясь вверх по течению, наблюдаются светлые массивные преимущественно плотные мелкокристаллические доломиты Серебрянских скал. Немного выше по течению, за ложком начинаются обнажения Гребешковского конгломерата (45 р 1).

Слои конгломерата, если судить по ориентировке удлиненных галек, падают примерно по аз. 40—50° под углом 60—65°.

Характерен состав валунов, местами достигающих в диаметре 25-30 см, и галек: розовые и красноватые, массивные, местами эпидотизированные биотитовые граниты, светло-сероватые, чуть зеленоватые кварцевые альбитофиры или точнее кв. кератофиры (т. е. горные породы зелснокаменной фазы состояния), доломиты почти белого цвета Серебрянской толщи; частью онколитовые, черные мелкокристаллические, плотные, неслоистые мраморы, песчинки кварца, роговой обманки, пироксена, листочки биотита, зерна эпидота, кальцита, доломита, хлорита, цоизита, альбита, ортоклаза, плагиоклаза, яшмы или халцедона (?).

Мной были осмотрены и другие обнажения Гребешковского конгломерата, расположенные в районе горы лесника Гребешкова.

В этом районе петрографический облик конгломератов довольно хорошо выдерживается. Вариации состава — незначительные. Обращает на себя внимание преобладание в гальке гранитов, кв. кератофигов и доломитов.

Подробное исследование петрографического состава галек не производилось. Ниже дается предварительное описание этой петрографии.

Вдобавок к составу гадек обн. 45р 1 присоединяем еще следующие гальки: эпидозит, микрокварцит или яшма, гранит-порфир, микродиорит, скарн (пироксено-гранатовый), эпидиабаз, биотитовый роговик (горнфельз) и др.

Внимательный просмотр галек Гребешковского конгломерата показал, что в них встречаются реликтовые тектонические структуры (главным образом в виде систем тектонических трещин, не выходящих за пределы галек) и наблюдаются унаследованные черты метаморфизма.

Сопоставление элементов залегания слоев, замеренных в разных обнажениях, рисует нам определенную картину части синклинали толщи, в базальных слоях которой располагается Гребешковский конгломерат.

Интересные обнажения расположены близ устья долины Жистыка, левого притока Базаихи ниже дер. Верх. Базаихи и по правому склону долины Базаихи ниже кл. Черемшанки. Там в большом количестве скал выходит Жистыкская вулканогенная свита (или «петрографическая формация») — термин В. И. Попова. Можно с большой долей вероятности допустить, что когда волноприбой формировал гальку Гребешковского конгломерата, в это время на затерянном в море островке буйствовала вулканическая стихия. Это предположение пока полностью не обосновано.

По правой стороне долины Базаихи в составе вулкана Жистыка можно наблюдать такие компоненты: грязно-зеленоватые, темно-серые подушечные лавы, которые следовало бы сопоставить с лавами Кюльбюрстиюгской вулканической толщи, аналогичные грязно-зеленовато-серые оригинальные диабазы с желто-бурым хлоритом, дресвяники (?) или туфогенные мелкообломочные горные породы, похожие на какириты, секущие кварцевые кератофиры, ассоциирующие с сургучнокрастной яшмой, габбро-диоритовые жилы. Ниже они кратко петрографически охарактеризованы.

Важно отметить, что ниже дер. Верх. Базаихи и рч. Черемшанки, где впервые появляются только что отмеченные горные породы и где видно налегание на них граувакковых песчаников Гребешковской формации, — в основании этой граувакковой толщи, видимо, есть дресвяники с примесью обломков жистыкских грязно-зеленовато-серых афанитовых диабазов (с характерным желто-бурым, а не обычным зеленым хлоритом). Жистыкские диабазы похожи на мунжинские, но они резко отличаются от них рядом свойств: большей раскристаллизованностью, желто-бурым хлоритом и др.

3. Стратиграфический состав Гребешковской геологической формации еще не установлен. Мы условно, с учетом фациальных изменений, выделяем следующие три части (снизу): Жистыкскую свиту, фациально переходящую (?) в Гребешковский конгломерат, среднюю свиту преимущественно грауваккового состава и верхнюю свиту, состоящую главным образом из черных мраморов (с невландиями, по В. А. Шипицыну).

4. Петрографическая характеристика той же толщи.

Базальный Гребешковский конгломерат характеризуется пестрым петрографическим составом гальки (см. выше). Вот наиболее характерные из них.

Гранит — розовый, массивный, относительно свежий, порфиридный, биотитовый, состоящий из сероватого просвечивающего кварца, красного щелочного полевого шпата, белесого плагиоклаза в виде идиоморфных таблиц, черных блестящих листочков биотита, имеет массивное плотное сложение. Структура гипидиоморфнозернистая. Количественное соотношение минералов по объему такое (шлиф 47р 2) кварц — 33%, ортоклаз — микроклин — 30%, альбит-олигоклаз — 32%, биотит — 3%, магнетит — 1%, остальные примеси — 1%.

Кварц — хорошо сохранившийся, с слабым облачным потусклением, почти без трещин, ксеноморфный, со струйчато расположенными мельчайшими включениями.

Щелочной полевой шпат, кое-где обнаруживающий микроклиновую решетку, ксеноморфный по отношению к плагиоклазу и биотиту, довольно свежий, имеет обычные оптические свойства; плагиоклаз № 8 заметно серицитизированный, незональный.

Биотит — несколько изогнут, с обычным сильным плеохроизмом, кое-где чуть хлоритизированный. Местами он содержит включения сфена, магнетита и циркона (с двориками).

Доломит — серовато-белый, плотный, мелкокристаллический, массивный, неслоистый, без окаменелостей, с мелкими секущими почти белыми жилками карбоната.

Доломит онколитовый содержит изометричные почти шаровидные включения осадка. Диаметр включений обычно не более 5-6 мм. Строение концентрическое. Видовое определение сделано К. Б. Кордэ. Этот доломит светло-сероватый, плотный, неслоистый, мелкокристаллический. Под микроскопом цемент осадка — мозаичного строения при диаметре зернышек доломита 0,02 мм. Примесь органического материала почти отсутствует. Реликтовые тектонические трещины отсутствуют, но в некоторых других гальках есть (они не описаны).

Светло-зеленоватые массивные кварцевые кератофиры зеленокаменной фазы состояния довольно хорошо окатанных галек представляют собой горные породы порфировой структуры с фенокристами кварца, достигающими 5 мм в диаметре. Кроме того, реже рассеяны призматические фенокристы белесого альбита или альбитолигоклаза. Основная масса — микрофельзитовая, с поперечником зерен обычно не более первых сотых долей мм. Как это обычно бывает, фенокристы кварца обнаруживают ясные следы растворения их магмой. Это влияние давно замечено петрографами. Однако они не замечали до сих пор, что вокруг даже такой маленькой порции вещества, как фенокрист кварца, местами, хоть и довольно редко сохраняется (соизмеримая по объему) зона более мелкозернистая, чем вся остальная основная масса. Это — явный результат охлаждающего влияния фенокриста на основную массу.

Но как понять самую возможность такого влияния, если фенокрист кристаллизовался из магмы в качестве выделения из нее? Ведь температура его должна быть почти точно такой же, как температура окружавшей кристалл кварца магмы.

Отсюда мы можем сделать лишь один вывод: наш фенокрист кварца является не выделением, постепенно кристалли-

зовавшимся из магмы, а попавшим в нее микроксенолитом, имевшим температуру не столько высокую, как температура магмы. Нетрудно понять, что такие микроксенолиты могли находиться в неуравновешенном состоянии в магме и растворяться в ней.

Если возможно иное объяснение, пусть его предложат. Но если мы имеем микроксенолит, то он не обязательно всегда будет только монокристаллом. В микроксенолит вместе с кварцем могут попасть и попадают другие минералы (в данном случае компоненты гранита либо гранит-порфира): биотит, полевые шпаты, магнетит и другие примеси.

Именно такие микроксенолиты, хотя и редко, встречаются в кв. порфирах и кератофирах. Есть они и в описываемом кв. кератофире.

Как известно, микроксенолиты могут сохранять в себе реликтовые тектонические структуры и следы унаследованного метаморфизма. Они в описываемом образце есть, хотя и не бросаются в глаза, и выражены обычным образом.

Остановимся кратко на петрографическом облике горных пород Жистыкской свиты.

Вот прежде всего грязно-зеленовато-серые массивные или чаще сильно раздробленные, частью сланцеватые мелкокристаллические диабазы офитовой структуры. Это плотные горные породы, внешне напоминающие знаменитые афанитовые какиритизированные диабазы Мунжинской геологической формации. Однако сразу заметим, что бросающимся в глаза отличием от них является раскристаллизованность жистыкских диабазов. Кроме того, их резко отличает такая характерная черта: если хлорит мунжинских диабазов обычный, зеленый, то хлорит жистыкских диабазов — буровато-желтый или желто-коричневатый (шл. 47р 271). Этот хлорит, как и всякий другой, характеризуется слабой плеохроичностью (или её отсутствием), очень малым двупреломлением (около 0,02). Простое преломление невысокое.

Характерный буровато-желтый хлорит, выделенный в виде мономинеральной фракции, в химической лаборатории Томского политехнического института дал, кроме закиси и окиси железа, повышенные содержания двуокиси титана.

Итак, для данного буровато-желтого хлорита, видимо, характерно это повышенное содержание титана.

Как видно в шлифах (47р 271, 47р 272, 47р 273, 47р 244 и др.), буровато-желтый слабополярирующий хлорит получился при разложении темноцветного компонента (скорее всего титанавгита).

Другим важным компонентом является сильно измененный, сосюритизированный основой плагиоклаз, номер которого спределить не удалось из-за его разрушенности; среди

вторичных минералов в нем есть еще кальцит, эпидот, циозит, серицит.

В описываемом диабазе в виде примеси присутствуют мелкие зернышки магнетита и титаномагнетита. Выделенный магнитом из шлиха, этот минерал, несмотря на дробление, местами сохранил следы кубической формы. В титаномагнетите дает себя знать титанистость (по лейкоксенизации).

Среди других горных пород, входящих в состав Жистыкского вулкана, отметим красноватые или даже сургучные яшмы. Как известно, подобные породы, но чаще светло-зеленоватых оттенков, нередки в диабазовых потоках, особенно в подушечных лавах, где они занимают субтреугольные участки между подушками.

В шлифах из яшмы с правого склона долины Базаихи, обнаруженной немного ниже устья кл. Киприна, мы можем видеть однородную кварцитоподобную мелкокристаллическую горную породу, плотную, тонко окрашенную рассеянной примесью пылеватого гематита, испытавшего дополнительное перераспределение. В связи с этим в некоторых образцах яшмы появились тончайшие жилочки гематита.

Отметим еще мелкообломочную тектоническую брекчию (шл. 47р 11), сложенную угловатыми кусками описанного выше диабаза (с характерным буро-желтоватым хлоритом). Цементом ее являются те же, но очень мелкие угловатые обломки — зерна, сцементированные тонким перетертым хлоритизированным цементом.

Среди секущих данную Жистыкскую диабазовую «формацию» жил встречаются, правда, нечасто дайки фельзитовых кератофиров. Кварцевые разности их не обнаружены. Эти горные породы мы относим не к диагенетической, а к зеленокаменной фазе состояния. Признаками этой фазы являются: местная заметная рассланцовка и серицитизация полевого шпата, хотя и слабое, но кое-где уловимое участие хлорита в секущих жилках и на поверхности сланцеватости и скольжения.

Наконец, кратко отметим редко встречающиеся секущие шточки или дайки сильно измененного грязно-серого, весьма давленного, сильно замещенного хлоритом (и актинолитом) габбро мелко-и среднекристаллического сложения. Первичный минералогический состав этой горной породы почти полностью утрачен. Плагноклаз полностью перешел в сосситоподобную смесь тончайших зернышек эпидото-циозита, хлорита, альбита и серицита. Темноцветный компонент тоже (почти) целиком перешел в агрегат, сложенный преимущественно желто-бурым хлоритом с примесью актинолита, кальцита, лейкоксена. Можно заметить, наконец, примесь титаномагнетита (с лейкоксеном).

Как диабазы, так и габбро находятся в зеленокаменной фазе состояния, характерной для офиолитовой фации центральных частей геосинклинально-складчатых сооружений.

Среди характерных горных пород Гребешковской геологической формации отметим граувакковые песчаники и черные или серо-черные глинистые, филлитовидные сланцы, а также черно-серые мраморы, залегающие главным образом в верхней части формации.

Сероцветные песчаники обычно мелко-и среднезернистые, слюдястые, с примесью зерен кварца. В шлифах (47р 222, 223) обнаруживается более полно вещественный состав зерен: альбит, плагиоклаз № 48, микрокварцит (или яшма), пироксен, амфибол, эпидот, желто-бурый хлорит, диабаз, кварц, слюда (биотит) и др.

Черные или темно-серые филлитовидные сланцы и песчано-глинистые сланцы, встречающиеся близ контакта с Жыстыкским вулканогенным комплексом, получили свою темную окраску в значительной степени от черного (в шлифе буровато-желтого) хлорита. Но некоторую роль в ней играет и органичная углеродистая примесь. При прокаливании эта разновидность несколько светлеет. В шлифах в качестве примеси отмечены песчинки кварца, полевого шпата, хлорита, серицита, цинозита и др.

Черные мраморы — плитчатые, слоистые или же массивные неслоистые, окрашенные в темный цвет углеродистой примесью. Эта примесь (после растворения кальцита, фильтрации и высушивания) немного напоминает сажу. При прокаливании она сгорает.

Под микроскопом в ней различимы мельчайшие (0,01 мм) обрывки обуглероженной ткани водорослей с характерными сгустками, то темно-серыми, то черными. Это обрывки водорослевой ткани не определимы до рода и вида. В шлифах из мраморов не удалось обнаружить спикул губок и других ясных определимых окаменелостей. По мнению В. А. Шипицына, он в беглом маршруте по правобережью Жыстыка неожиданно встретил структуры, похожие на строение невландий. Но образца не было взято, и в настоящее время эти наблюдения еще не повторены.

5. Минералогические и геохимические особенности Гребешковской геологической формации.

Минералогическое и геохимическое своеобразие Гребешковского конгломерата в главных чертах унаследовано от более древних образований. Поэтому мы в данной работе не касаемся этих реликтовых черт состава. Конечно, эти особенности важны, но они характеризуют более древние геологические формации.

Иное дело Жистыкская базальная вулканогенная толща диабазо — кератофирового состава. Насколько мы представляем, она является довольно ярким геологическим документом неповторимого развития именно в гребешковскую эпоху.

Магма диабазового состава изливалась на поверхность Земли много-много раз (в условиях центральных частей геосинклинально-складчатого пояса, которые можно было бы назвать эвгеосинклинальными). Но описанный выше желтовато-бурый хлорит в диабазовых лавах, в их зеленокаменной разности развивался, насколько мне известно, сравнительно редко.

Мы выяснили одну из причин появления такого хлорита: повышенное содержание титана в магме жистыкских диабазов. Однако это не все. Ведь есть и другие диабазы с аналогичным обогащением титаном; однако в них мы не находим описанной здесь разности хлорита; вместо нее встречаются другие, обычные, зеленые хлориты.

Этот хлорит отличается повышенным содержанием таких химических элементов, как титан и железо. Напротив, такие химические элементы, как калий и натрий, находятся, видимо, в количествах меньше нормы (по сравнению со средним содержанием этих элементов в диабазах; кстати сказать, среднее содержание химического элемента не в земной коре, когда оно называется кларком, а в определенном типе горных пород, близких по генезису и составу, следовало бы выделить под особым названием; предлагается именно такое условное название — арк).

То, что мы тут рассказали об особенностях состава хлорита, можно было бы, конечно, объяснять случайностью, а не закономерностью, имеющей определенный геологический смысл. Будущее покажет, так ли это.

Общие петрографические черты жистыкских вулканогенных горных пород намечаются из данного выше петрографического описания. Из характерных особенностей их минералогии отметим следующие.

Странной, как бы дисгармонической особенностью жистыкских диабазов, т. е. горных пород зеленокаменной фазы состояния, является сочетание зеленокаменной фации с сургучно-красными яшмами. В связи с этим я вспоминаю мысль М. А. Усова о том, что последующее более сильное изменение диагенетизированных эффузивов не в состоянии стереть полностью черты, унаследованные от фазы диагенеза. При этом имелось в виду именно развитие диагенетической рассеянной гематитовой пылеобразной примеси. Наши наблюдения в полях кембрийских и протерозойских эффузивов вполне гармонируют с этим представлением. Вообще иногда трудно понять возникновение гематита в условиях глубинных

фаций (например, в дайковой фации зеленовато-серых порфиров нижнего девона Горной Шории по рч. Тельбес выше Тамалы). Кажется странным, каким образом мог образоваться и сохраниться гематит — создание зоны окисления в этой дайковой фации, когда мы находим в ней обломки очень своеобразного габбро с морщинистыми листочками гематита (в виде пороодообразующего минерала).

Никаких других примесей гематита, за исключением его пыли в сургучно-красной яшме, в зеленокаменных эффузивах Жистыкского вулкана не обнаружено. Каких-либо характерных минералов-примесей к сургучной яшме нет.

6. К палеонтологии Гребешковской геологической формации.

Эта толща относится к почти немым (для палеонтолога) образованиям. Уже сказано о предполагаемой находке неландий (по полевым воспоминаниям В. А. Шипицына). О так называемых спорах или вообще о микрофоссилиях мы пока ничего сказать не можем. Попытка выделить их из нерастворимого остатка мраморов привела лишь к установлению примеси тонкого водорослевого детрита.

7. Краткая характеристика фаций Гребешковской геологической формации.

Ее действительно можно сильно сжать, так как данная толща является классическим эвгеосинклинальным трансгрессивным образованием, начинающимся с базального абразионного конгломерата. Этот конгломерат имеет значительную мощность. Для него характерен не только состав из галек доломитов Серебрянской толщи, лежащей в основании, но и из кварцевых кератофинов и массивных гранитов. Таким образом, начало формирования толщи проходило в условиях, знаменующих существенное изменение геологической обстановки.

Несомненно, в начальную стадию развития Гребешковской геологической формации она была орогенной толщей: ей начало дали горы, созданные в предшествующую серебрянскую или нижнегребешковскую фазу тектогенеза.

В дальнейшем эти горы могли исчезнуть, но продолжался длительный принос песчаного сероцветного материала. Может быть, горы сохранились, но в результате трансгрессии ушли вдаль, ближе к водоразделам.

Естественным для данного процесса наступления моря было образование плохо «проветриваемого» течениями морского бассейна, где накапливались в закисной среде карбонатные черно-серые илы. Возникла фация, характерная для стадий сероводородного заражения бассейна. Неритовый отдел моря исчез. Возникла, видимо, обстановка, благоприятная для накопления на континентальном склоне (или в замкнутом, либо

полузамкнутом море) органогенных, богатых водорослевым детритом илов. Богатство этих илов сероводородом привело к тому, что некоторые прослои черных сланцев (и даже углеродистых мраморов) имеют послойную примесь кубиков пирита.

Что касается глубины морского бассейна, то она возрастала от малой глубины зоны волноприбоя (или литорали) до мелководья неритовой области (видимо, не более 200 м, о чем свидетельствуют с известной степенью достоверности редкие следы ряби песчаников второй свиты формации). Наконец, в фазу накопления черных мраморов верхней свиты, когда возникло открытое море, глубина бассейна достигла максимальной, точно не известной величины (в пределах от 200 до 1000—2000 м). Никаких данных для ее уточнения нет.

Итак, мы проследили главные колебания глубины бассейна по стратиграфической колонке. Вместе с этими переменами обстановка изменилась от условий зоны окисления (в момент действия волноприбоя) до условий закисной среды и зоны восстановления (в эпоху накопления черных, дурно пахнущих мраморов с обильной примесью обрывков водорослей и даже местами пирита).

Не вполне ясна глубина бассейна в ту эпоху, когда формировались эффузивы Жыстыкской свиты. Подушечные лавы ее лишены миндалин, так что глубина моря могла быть значительной. Если эта свита синхронна Гребешковскому базальному конгломерату, то в эпоху отложения его дно моря несколько погрузилось в сторону эффузивов. Впрочем, в заключительную стадию эволюции Жыстыкского вулкана он поднялся над водной поверхностью, и на нем успела образоваться кора физического выветривания.

Подробные исследования фациальных изменений Гребешковской геологической формации по простиранию не производились. Но бросающиеся в глаза перемены (переход Гребешковского конгломерата в фазию вулкана) отмечены. По В. А. Шипицыну, в верхней свите появляется фация, характеризующаяся наличием невландий. Мне это кажется пока недостоверным, так как в Горной Шории невландии жили одновременно с сигаролитами, но сигаролиты в В. части Восточного Саяна известны в славийской системе (в Сапун-горе на р. Мане ниже дер. Берети). Правда, предположение о невландиях В. А. Шипицына не исключено, так как эти сигаролиты — меньших размеров (т. е., вероятно, древнее сигаролитов Шории, известных у устья Кабырзы).

О наличии течений во время отложения Гребешковской толщи нет никаких данных для верхней свиты мраморов и Гребешковского конгломерата. Несомненно, слабые течения, необходимые для переноса песчинок средней свиты, были, но

они, насколько известно, почти не образовали асимметричных следов ряби. Следов волнения морской воды тоже пока не установлено.

Оледенения в гребешковскую эпоху не установлено.

8. Стратиграфические и тектоностратиграфические взаимоотношения Гребешковской геологической формации с ее фундаментом — бесспорны: она, несомненно, моложе доломитов и мраморов Серебрянских скал и мраморов Нижнегребешковской толщи. Об этом свидетельствуют как базальные конгломераты, содержащие характерную гальку доломитов с осадками, так и соответствующее этому факту неопрокинутое налегание этих конгломератов на их фундамент.

Свита серых слюдястых песчаников лежит на базальной элювиальной брекчии, над Жистыкским вулканом тоже нормально, без опрокидывания.

Тектоностратиграфические взаимоотношения Гребешковской толщи с горными породами и структурами ее основания тоже вполне ясны и определены; правда, угловое несогласие, которое там установлено, еще не изучено во всех деталях. В частности, не прослежено шаг за шагом, как поворачивает простирание слоев от с.-с.-з. (у горы Гребешкова) до с.-в. (в бассейне Жистыка). Мы представляем себе этот поворот плавным, постепенным. Однако еще не располагаем достаточными для этого полными данными.

Данный поворот имеет существенный интерес. Он показывает резкое изменение простирания складок (почти на 90°) независимо от с.-с.-в. простирания восточного контакта центральной части Манского выступа, имеющего характер глыбового поднятия. Эта независимость ставит вопрос о том, что данный контакт возник (или подновился) позже первой фазы складчатости Гребешковской геологической формации.

Пока делать окончательные выводы рано. Однако мы обращаем внимание читателя на чрезвычайно резкий поворот Гребешковской синклинали (почти на 90°) на очень небольшом расстоянии в 20—30 км. Подобные резкие повороты в данном случае нельзя объяснить влиянием сибиретипной (глыбовой) структуры, так как поворот происходит плавно, постепенно. Примеры резкого, а не плавного поворота складчатых зон (подобно тихоокеанским дугам) известны (например, в северной части Урала). Они заслуживают особого рассмотрения. Основных объяснений этого любопытного явления два: либо резкий поворот складок отражает резко выраженное влияние структуры фундамента (и является свойством штампованных складок), либо последующая складчатость сильно изогнула первичные простирания складок (под влиянием эпейрофореза и т. п. мощных движений). Конечно, можно себе представить и другие варианты объяснения.

9. Тектоника Гребешковской толщи.

Как уже отмечено, это — тектоника эвгеосинклинальной толщи, характеризующейся наличием зеленокаменной кератофиристо-диабазовой толщи; она испытала сильный динамометаморфизм. Вышележащие граувакки и мраморы тоже испытали интенсивную и, как уже отмечено, своеобразную складчатость (с резким поворотом осей складок).

Обращает на себя внимание огромная мощность гребешковских слоев (до 2 км, а вместе с жистыкскими эффузивами много больше).

Следует проверить мысль, но она кажется нам в общем соответствующей действительности, за исключением особых случаев; видимо, как правило, наблюдается пропорциональность: чем мощнее эвгеосинклинальная толща, чем длительнее была эволюционная подготовка ее, тем интенсивнее тектонические движения и, при прочих равных условиях, тем мощнее динамометаморфизм. Разумеется, в эту мысль надо внести дополнения. Если, например, ширина складчатой зоны (или ее ветви) сильно, но постепенно сужается, то интенсивность тектонических дислокаций у острия этого клина растет в необычной степени. Впрочем, эту мысль вообще следует распространить на так называемые (неточно называемые) зоны смятия.

К сожалению, метод абсолютной геохронологии еще не так точно применяется, и мы не можем сказать сколько миллионов лет понадобилось для формирования Гребешковской геологической формации.

Складчатое строение Гребешковской и Жистыкской толщ характеризуется главным образом Гребешковской синклиналию. К ней с с.-з. прилежит Жистыкская антиклиналь в.с.-в. простирания, причем строение фундамента последней остается неизвестным. Напряженность пликтивных дислокаций рядом с ней достигает высокой степени. Достаточно посмотреть на вертикальные (или несколько опрокинутые) слои песчаников в ю.-ю.-в. контакте Жистыкской свиты: с.-с.-з. контакт Жистыкских эффузивов там падает на с.-с.-з. очень круто, а кое-где почти вертикально.

В ю.-з. крыле Гребешковской синклинали базальные конгломераты падают на в.-с.-в. под углом 50—70° (гора Гребешкова).

Важно подчеркнуть, что вместе с резким поворотом простирания Гребешковской синклинали на в.-с.-в. (в бассейне Жистыка) так же поворачивает в с.-в. азимутах и дифференциальная сланцеватость ее.

Дизъюнктивы, секущие Гребешковскую толщу, намечаются, но они нами не закартированы.

Очень важно подчеркнуть, что вместе с резким поворотом Гребешковской синклинали и Жистыкской антиклинали, постепенно и согласованно изменяется (из с.-з в с.-в.) и прости- рание сланцеватости. Например, в районе г. Гребешковой слои конгломератов простираются по аз. 310° и падают под углом 60° на с.-в; там же дифференциальная сланцеватость*) падает по аз. 60° под углом 75° . Напротив, рядом с Жистык- ской антиклиналью, к югу от нее слои падают на ю.-ю.-в. очень круто и почти вертикально; в то же время сланцева- тость простирается на в.-с.-в. и падает при нормальном паде- нии слоев к югу круче, чем слоистость. К сожалению, нам пока не пришлось проследить постепенное изменение про- стирания дифференциальной сланцеватости (на повороте ее от с.-з. к с.-в. простираению).

10. Вулканизм, синхронный Гребешковской геологиче- ской формации—это геосинклиальный вулканизм, который со- поставляют обычно с спилито-кератофировыми образования- ми центральных частей складчатых поясов. Для него харак- терна зеленокаменная фаза состояния. Это Жистыкская вул- каногенная толща, выше кратко охарактеризованная.

Главную роль в вулканизме Жистыкской толщи играли излияния своеобразной диабазовой лавы, в которой впослед- ствии развился слабоплеохроирующий буровато-желтый хлорит. Гораздо меньшее распространение получили тела фель- зитового кератофира.

Жистыкская толща прорезается сильно метаморфизован- ными мелкими телами давленых габбро, находящимися в зеленокаменной фазе состояния. Признаков прорыва ее гра- нитоидами пока не известно.

Каких-либо следов синхронного вулканизма внутри, а не в основании Гребешковской геологической формации не уста- новлено, хотя редкие секущие жилы диабазы изредка в ней встречаются.

11. Метаморфизм. Вторичные изменения, прошедшие в Гребешковской геологической формации, характерны для этой мощной геосинклиальной толщи, испытавшей интен- сивную складчатость. Метаморфические процессы резко варь- ируют по своему характеру в зависимости от состава частей этой формации.

В самом деле, если мы возьмем Жистыкскую вулканоген- ную толщу, то ее лавы и жилы, как и туфогенные образова- ния (?), представляют собою вещество глубин, вышедшее на поверхность и нестойкое по отношению к таким процессам, как выветривание, диагенез и зеленокаменные изменения. Все

* Дифференциальной сланцеватостью (Радугин, 1937) называется порожденная складчатостью сланцеватость, падающая положе, чем слои, в опрокинутой толще. Ее залегание зависит от варьирующих механи- ческих свойств горных пород, которые дифференцируют это залегание.

эти процессы в ней в той или иной мере происходили. Мы не ставим перед собою задачу сколько-нибудь полно охарактеризовать своеобразный, так сказать, автометаморфизм Гребешковской толщи.

Отметим только, что этот метаморфизм является, во-первых, мощным динамометаморфизмом, а во-вторых, по повсеместному развитию желто-бурого хлорита относится по своей глубинной фации к эпизоне (вероятно, к верхней ее части).

Динамометаморфизм, кстати сказать, проявился тут в своеобразной форме всюду распространенного, довольно тонкого дробления. Вместе с тем часто можно видеть следы грубого раздавливания выделенных трещинами частей жистыкских эффузивов. В результате этой, так сказать, «проникающей», вездесущей и разнообразной деформации в Жистыкской свите, можно сказать, «живого» места не осталось. Скорее всего в таком своеобразном проявлении метаморфизма сказались постоянные довольно мощные сейсмические удары, которые затихли во время накопления второй и третьей свиты Гребешковской геологической формации.

Конечно, изменение сейсмической обстановки нельзя не учитывать. Но резко изменился и состав этой формации, когда стали накапливаться сероцветные пески второй свиты — продукты довольно длительного выветривания. Пройдя сквозь этот процесс, пески приобрели большую стабильность и инертность. Поэтому тут последующий динамометаморфизм, при отсутствии вулканического стекла и диабазов, протекал иначе. В частности, конечно, хлоритизация, если и проявилась, то в слабой форме «точечных», рассеянных (по всей толще песчаников) чуть заметных изменений. Динамометаморфизм в песчаниках и особенно в сланцах проявился в сланцеватости, в развитии систем трещин, закономерно ориентированных относительно простирания складок и созданных складчатостью. Вместо зеленокаменного, ярко выраженного изменения, тут прошел другой процесс слабо выраженных, трудно замечаемых изменений вещественного состава. Обычно эти изменения называются динамометаморфизмом. Но под динамометаморфизмом легко подразумевать чисто тектоническую сторону процесса: рассланцовку, создание закономерно ориентированных трещин, брекчий, микродизъюнктивов, двойников скольжения, тектонических царапин, зеркал скольжения и сейсмической полировки и т. д. и т. п., что же касается изменений вещественного состава, то эта сторона процесса не всегда выделяется и анализируется исследователями (хотя бы из-за трудности этого дела). Правда, бывают песчано-глинистые толщи, испытавшие более высокий динамометаморфизм (например, «зелено-фиолетовая» формация Горного Алтая или сланцы эпизоны бассейна Башкауса, се-

рицитизированные и хлоритизированные). Но песчаники и сланцы второй свиты Гребешковской толщи были изменены слабее. Выявить, в чем заключаются метаморфические изменения вещественного состава подобных толщ, трудно, но это существенно для развития учения о метаморфизме.

Верхняя свита Гребешковской геологической формации — черные антракитовые мраморы — метаморфизована опять-таки весьма специфически (подчиняясь своему довольно чистому карбонатному составу). Их главная примесь углеродистая. Характерно, что эта примесь, выделенная растворением, сгорает при прокаливании на спиральной плитке. Таким образом, метаморфизм был не столь силен, чтобы создать шунгитовую фазу состояния. Динамометаморфизм мраморов, как правило, не создал в них сланцеватости. Под давлением во время складчатости вместо нее произошли в высокой мере рассеянные (по кристалликам) скольжения по совершенной спайности кальцита, создающие так называемые «двойники» скольжения. Поскольку они возникают тектоническим путем, а не во время роста кристаллов, называют их двойниками ошибочно. Вместе с этими деформациями плоскости спайности были изогнуты, притом не только в гребешковских мраморах, но и в жилках кальцита, секущих мраморы; это говорит о двухфазности (или многофазности) их тектонической деформации.

Динамометаморфизм мраморов проявился еще в возникновении локальных зон рассланцовки, тектонических брекчий (обн. 53 р 111) и микродизъюнктивов с царапинами скольжения и изгибами волочения.

12. Тектоническая трещиноватость и минеральные жилки.

Их возникновение и неорганическая жизнь неразрывно связаны друг с другом, хотя природа их различна. Они развиты почти везде и всюду (за исключением молодых образований планеты). Естественно, изучать их лучше совместно, так как исследование последовательности образования жилок позволяет надежнее изучить и историю развития трещиноватости.

Главная давно известная закономерность в развитии тектонических трещин и минеральных жилок заключается в том, что и трещины, и жилки изменяются в зависимости от состава строения пересеченных ими тел, свит и геологических формаций. Напомним об альпийских жилках, отражающих состав вмещающих горных пород.

То же наблюдается и в Гребешковской геологической формации. В ней жилки явно отражают, например, состав мраморов: эти жилки почти без исключения — карбонатные. В то же время и в этой карбонатной свите, и в нижележащих граувакковых песчаниках мы не встретили того разнообразия состава жилок, какое видим в Жистыкской вулкани-

ческой толще. В самом деле в последней, кроме жилок кварца и кальцита, почти везде и всюду мы найдем бесчисленное множество жилок своеобразного желто-бурого хлорита.

Если в мраморах встречаются прослой силицилита, то в этих прослоях подавляющее число жилок — кварцевые. Горные породы, порождая подобные жилки близкого химического состава, как бы варятся в своем собственном соку. Чем они богаты, то и отлагают. Тут сказывается в геологии уже упомянутый закон действующих масс. Разумеется, в геологии его надо сформулировать несколько иначе.

Подобные жилки, отражающие химико-минералогический состав среды, обычно называют «альпийскими». Кажется, это название следовало бы несколько изменить, чтобы отразить смысл происходящих процессов. Мы предложили бы назвать жилки, тесно связанные по их составу с составом вмещающих минералов горных пород, т. е. жилки, порожденные средой, автогенными. Они возникают при ограниченном перемещении растворов внутри слоя, свиты, геологической формации.

В противоположность им можно было бы выделить другие, ксеногенные жилки, образованные растворами, пришедшими из другой, чуждой среды. Появление таких чуждых жилок не так легко себе представить в карбонатной среде. В ней быстро осаждается всякий чуждый материал, так как карбонатные растворимые горные породы порождают пропитывающие их растворы, насыщенные ионами кальция, магния и анионами двууглекислоты. Нужны какие-то особые условия, чтобы через карбонатные толщи могли проникнуть на значительное расстояние чуждые растворы, переносящие соединения силикатного состава.

Но если мы их находим в карбонатной толще, эти чуждые минералы становятся «вестниками глубин», а местами и признаками оруденения руд. Мне думается, данный вопрос методики разделения по составу минеральных жилок на «альпийские» и ксеногенные заслуживает внимания и разработки. Цель ее — создание учения о ксеногенных химических элементах и их соединениях — вестниках глубин и скрытых на глубине полезных ископаемых.

По своему залеганию выделяются следующие системы тектонической трещиноватости.

Прежде всего это рассланцовка, закономерное изменение залегания которой в зависимости от простираения осей складок выше уже отмечено. Кстати, мы видели, что правильная система трещин сланцеватости не бросается в глаза в Жистыкской толще. Нужны специальные исследования, чтобы установить, в какой же форме проявляется региональная трещиноватость, созданная складчатостью в какиритизированных жистыкских эффузивах. Тот же вопрос весьма уместен по от-

ношению к плутонам (с одной стороны, завершающим складчатость и не испытавшим более поздней складчатости, а с другой — к плутонам, испытавшим сильную складчатость нового направления и мощный динамометаморфизм).

Другие системы тектонической трещиноватости в Гребешковской геологической формации — следующие:

- а) горизонтальные,
- б) поперечные вертикальные,
- в) вертикальные продольные,
- г) диагональные (по простиранию) и др.

13. Полезные ископаемые и подземные воды, связанные с Гребешковской геологической формацией, плохо исследованы и почти не известны. Эта толща лежит в глуши, так что только открытие крупного промышленного месторождения могло бы повысить интерес к общераспространенным полезным ископаемым Гребешковской геологической формации — к бутовому и известковому камню, к галечникам и гравью речных долин и проч. Мраморы, конечно, могли бы служить флюсом и удобрением, но для этого нужны новые экономические условия будущего, которых пока нет и, возможно, не будет, так как пока нет крупного промышленного месторождения, открытие которого могло бы вдохнуть жизнь в экономику района.

Подземные воды на территории Гребешковской геологической формации однотипны со всей с.-з. частью Вост. Саяна. Это карстовые и трещинно-карстовые воды, грунтовые воды и верховодка заболоченных пространств. Все они превосходного качества. Как объект поисков (по гидрогеологическому методу) они не использованы.

14. Геологическая история образования Гребешковской геологической формации. Она знаменательна по ряду причин:

- 1) появление в земной коре жистыкских диабазов с оригинальными чертами строения, минералогии и геохимии;
- 2) образование Гребешковского конгломерата после интрузии массивных гранитов;
- 3) образование своеобразной пликативной тектоники с резкими изгибами осей складок на коротком расстоянии и др.

С точки зрения учения о геологических формациях Гребешковская толща представляет превосходный документ земной истории большого значения, обнимающий крупный отрезок времени. К сожалению, еще не все ясно в этой истории. В частности, мы не знаем, когда внедрились «гребешковские» граниты, т.е. что в гальках Гребешковского конгломерата: непосредственно перед его отложением или раньше, в конце предшествовавшего цикла тектогенеза. Откуда принесены эти

гальки? Есть и другой недостаток: мы не знаем, есть ли гальки жистыкских диабазов в Гребешковском конгломерате.

История формирования Гребешковской геологической формации началась довольно бурно, в связи с только что прошедшей фазой складчатости. Складчатые горы обусловили во время трансгрессии моря образование базального Гребешковского конгломерата. А за десятки километров отсюда, видимо, в то же время у слияния Базанхи и Жистыка действовал подводный вулкан Жистык, ставший в конце концов вулканическим островом.

Каков был состав соседней суши, рассказывают довольно подробно гальки Гребешковского конгломерата. Страна была сложена доломитами и мраморами Серебрянской геологической формации (и Нижнегребешковской). Но вдали высились гранитные горы, сложенные также фельзитовыми кератофирами и другими горными породами той же геологической формации кислых эффузивов.

К сожалению, в гальках Гребешковского конгломерата мы не могли найти следов бесспорной мраморизации Серебрянских доломитов. Были ли они прорезаны «Гребешковским» плутоном массивного гранита, пока не известно. Не известен и абсолютный возраст этого плутона, хотя этот возраст был обязан определить Р. М. Гольд.

Но вот вырос под водой, вышел из-под нее и снова скрылся вулкан Жистык. Закончилось отложение гальки Гребешковского конгломерата. Началась вторая фаза жизни Гребешковской толщи — отложение серых песков — формирование ее будущих песчаников грауваккового характера.

Этот длительный эволюционный процесс, создавший среднюю свиту значительной мощности (около 1 км), затем перешел почти в столь же длительное формирование верхней свиты антраконитовых мраморов, (с онколитами и где-то рядом с биостромовыми известняками).

Данная крупная эволюционная эпоха завершилась гребешковской фазой складчатости, создавшей складки как с.-в., так и с.-з. простирания. Сопровождалась ли она внедрением интрузивных горных пород, пока мы не знаем. Но на этот вопрос могут дать ответ детальные исследования галек базального конгломерата Жержульской геологической формации, лежащей несогласно над Гребешковской толщей.

Г. ПЕРЕХОДНЫЕ ТОЛЩИ

Громатухинская свита

1. Стратотип. Данная свита получила свое название в 1936 г. по рч. Громатухе, правому притоку р. Маны, выше дер. Круги. Она еще не в полной мере получила право на

существование и выделяется несколько условно. Поэтому описание ее дается весьма сжато.

Громатухинская свита сероцветных песчаников залегает на более древних песчаниках, обнаженных по правому склону долины р. Маны, выше дер. Круги. Она перекрывается несогласно, через конгломерато-брекчии Каскадной толщей черных плитчатых мраморов.

Мощность толщи — несколько сот метров. Возраст верхнепротерозойский. Стратотип расположен по р. Мане у устья Громатухи.

2. Описание выходов Громатухинской толщи пока не делается. Эти обнажения следовало бы описать прежде всего по р. Мане близ устья Громатухи, где выходят главным образом сероцветные граувакковые песчаники, слои которых падают в восточном направлении. В верхней части толщи, выше рч. Громатухи, на высоте десятков метров над Маной, в скале видны крупные глыбы онколитового доломита, похожего на онколитовые доломиты Серебрянских скал. Еще выше, ближе к водоразделу, есть скалистые выходы светлых доломитов. Если не ошибаюсь, это — вторая свита описываемой толщи.

Итак, стратиграфический состав ее намечается из двух свит: нижней — песчаниковой и верхней — доломитовой.

3. Петрографический состав Громатухинской свиты можно было бы охарактеризовать путем описания двух образцов, двух ее частей — песчаников и доломитов.

Серые граувакковые песчаники описываемой толщи имеют характерный для района довольно обычный облик мелкозернистых (реже крупнозернистых) слюдистых, частью известковистых песчаников (с глинисто-алевритовым цементом).

Среди песчинок характерны зерна сероватого, реже белого (жильного) кварца. Кроме листочков измененного мятого биотита имеются в песчанке следующие зерна: плагиоклаз, альбит, ортоклаз, эпидот, пироксен, зеленая роговая обманка, цоизит и др.

Долмиты верхней свиты в двух словах можно описать как плотные, местами с мелкими порами, покрытыми более крупными ромбоэдрами доломита, мелкокристаллические светлые доломиты. Это почти неслоистые, массивные, но трещиноватые и жилковатые горные породы. Окаменелостей в них не обнаружено, если не считать органической мути, которая получается из них путем растворения.

Особенностей минералогии и геохимии, описываемой слабо изученной толщи, пока не касаемся.

4. Стратиграфическое положение и возраст.

Стратиграфическое положение Громатухинской свиты, видимо, должно быть выше Серебрянской толщи, если верно,

что онколитовые доломиты ее находятся в виде обломков в описываемых здесь слоях. Отношение к Гребешковской толще не ясно: нет контакта с нею. Но едва ли она синхронна ей: нет и следа Гребешковского конгломерата. Громатухинская свита — ниже перекрывающей ее через конгломераты Каскадной толщи.

Таким образом, несомненно, Громатухинская толща — верхнепротерозойская. Отнесение ее к красноярской системе несколько условно: но скорее всего она принадлежит ей. Из-за резкого фациального различия мы ее не сопоставляем с Нижнегребешковской свитой.

5. Фациальные особенности. Эта толща геосинклиальная, скорее всего эвгеосинклиальная.

При ее образовании сначала господствовали условия неритового отдела моря, и отлагались пески неглубокого моря. Было ли это море с водой нормальной солености, не ясно, так как вторая часть свиты сложена таким лагунным осадком, как доломитовый ил, испытавший окаменение. Итак, вторая эпоха жизни моря в громатухинское время протекала в условиях лагуны (с пересоленной водой).

Отметим еще такие детали условий формирования Громатухинской свиты. В верхней части ее граувакковой подсвиты есть редкие включения огромных глыб онколитового доломита. Если это так, то берег моря был скалистым, и с обрыва могли сползать (или падать от сейсмического толчка) крупные глыбы доломита.

6. Тектоника Громатухинской свиты. Она почти не изучалась. Залегание ее принимается гомоклинальным, очень крутым. Никаких фактов, существенно противоречащих этому представлению, нет.

Важно подчеркнуть с.-с.-з. простирание Громатухинской толщи. Это ставит ее в один ряд с Серебрянской и Гребешковской толщами, складки которых идут около дер. Круги-Ангалой в с.-с.-з. направлении, т. е. почти поперек более древних складок в Мунжинской геологической формации. На основании этого резкого изменения простирания складок мы сочли возможным наметить новый цикл тектогенеза, следующий за славийским (и саянским) и соответствующий красноярской (и манской?) системам.

7. Тектоностратиграфические взаимоотношения Громатухинской толщи со структурами ее фундамента почти не изучены из-за слабой обнаженности. Однако в ее фундаменте, на левой стороне р. Маны, ниже рч. Иртышки и выше Громатухи в скалах черного мрамора наблюдается почти широтное простирание слоев. Это хорошо гармонирует с нашими наблюдениями по долинам речек Б. и М. Кершул, где вдоль этих долин закартированы полосы серых слюди-

стых песчаников, лежащих среди Мунжинских эффузивов и простирающихся на в.-с.-в.

Этих данных пока недостаточно, так как вдоль меридионального течения р. Маны ниже Громатухи есть еще одна полоса песчаников, где залегание слоев не изучено. Может быть, эта полоса не входит в состав Громатухинской свиты. В противном случае ее отношение к строению фундамента резко изменится.

8. К истории образования Громатухинской свиты. Как многие другие толщи, она начала образовываться с ингрессивной свиты сероцветных мелко- и среднезернистых песчаников.

Своеобразным моментом в ее развитии было отложение доломитовой мути, характерное для верхней свиты. Почему прекратился процесс песка? Почему возникли лагунные условия осадконакопления доломитовой свиты? Пока ясных ответов на эти вопросы мы не имеем.

Общая мощность Громатухинской свиты равна приблизительно 300-500 м (или более, так как выше лежащий конгломерат или брекчия свидетельствует о некотором размыве Громатухинской толщи: в ее составе могла еще быть кальцитовая свита).

Вслед за эволюционным созданием Громатухинской толщи прошли важные тектонические движения, обусловившие отступление моря, денудацию только ее горных пород. Затем протекала новая трансгрессия моря, и началось образование «Каскадной» толщи.

Каскадная толща

1. Стратотип. Эта толща названа по ключу Каскадному, впадающему справа в р. Ману выше рч. Громатухи. Возможно, следовало бы придумать иное название.

Каскадная толща относится к геосинклинальной серии отложений вместе со всей красноярской системой. Ее докембрийский возраст определяется залеганием ниже иртышских эпифитоновых слоев верхнепротерозойского возраста. Каскадная толща начинается с базальной конгломерато-брекчии. Ее состав в основном из черных мелкокристаллических плитчатых, часто слоистых мраморов.

Стратотип Каскадной толщи расположен по кл. Каскадному. Дополнительные обнажения имеются по правому склону долины р. Маны выше устья кл. Каскадного.

2. Описание обнажений Каскадной толщи пока ради экономии места мы не даем. Отметим лишь, что у поворота р. Маны с севера на запад близ устья кл. Каскадного есть утес, сложенный базальной конгломерато-брекчией. Состав ее обломков — из карбонатных горных пород и серо-

цветных песчаников, т. е. из горных пород соседнего фундамента. С этим гармонирует угловатость обломков брекчии, свидетельствующая о том, что они испытали недалекий перенос.

Базальные слои конгломерато-брекчии прослеживаются по своему простираению от участка при устье кл. Каскадного на ю.-ю.-в. на правый склон долины Маны, где есть скалы, сложенные той же брекчией. Она затем поднимается косо вверх по тому же склону на водораздел, где в элювии тоже встречаются слои карбонатной брекчии.

Если спуститься от этого элювия на север по ущелистой долинке и затем вниз по кл. Каскадному до устья, можно во многих местах видеть коренные выходы основной части Каскадной толщи, а именно черно-серые плотные плитчатые мелкокристаллические, нередко слоистые мраморы, лишенные микроскопически заметных окаменелостей. Элементы залегания данной толщи свидетельствуют, что она лежит стратиграфически выше отмеченной только что карбонатной конгломерато-брекчии.

Итак, намечается деление Каскадной толщи по петрографическому составу и фациальному облику на две части: нижнюю (из конгломерато-брекчии) и верхнюю, главную (из черных слоистых мелкокристаллических мраморов).

3. Петрографический состав Каскадной толщи дается весьма лаконично. Можно это сделать по 2—3 образцам.

Существенное значение имеет базальная конгломерато-брекчия, образовавшаяся из обломков более древней толщи серых разнотернистых слюдяных песчаников нижележащей Громатухинской толщи. Среди этих обломков есть и остроугольные, испытавшие перенос от древнего элювия на короткое расстояние:

Особый интерес имеют обломки карбонатных горных пород. Среди них есть доломиты (особенно на правом водоразделе р. Маны) и мелкокристаллические темные мраморы.

Поиски в этих обломках характерных доломитов толщи Серебрянских скал с осажиями не дали положительных результатов. Обычно доломиты — без окаменелостей, весьма однородные. Это массивные неслоистые плотные мелкокристаллические доломиты со значительным количеством почти белых карбонатных жилков. По этим жилкам, местами переходящим в цемент, удалось установить унаследованные тектонические трещины и реликтовые жилки «докаскадной» эпохи.

Что касается обломков черно-серых кальцилитов, то их количество изменчиво: к правому водоразделу р. Маны оно уменьшается. В форме обломков чувствуется местами унаследованная плитчатость (и слоистость) карбонатной толщи, дав-

шей эти обломки. Мраморы в них черно-серые антраконитовые, мелкокристаллические, чистые от терригенной примеси песчинок, лишенные макроскопически определяемых строматолитов и нитчатых водорослей.

Среди других обломков описываемой горной породы отметим видимые под микроскопом зерна зеленоватых тонкокристаллических несколько хлоритизированных афанитов (Мунжинской? формации). Встречаются также черные (лидитовые) и светло-серые зерна тонкокристаллических силицилитов мозаичного строения. И те, и другие несут следы тектонического воздействия (в виде реликтовых тектонических трещин).

Петрографический состав верхней части описываемой толщи очень однообразен: это темно-серые или черные плитчатые, местами яснослоистые мелкокристаллические плотные мраморы с обильными жилками белого кальцита. Слоистость распознается по смене оттенков соседних прослоек и по слабым структурным изменениям. Встречаются и более массивные толстоплитняковые разности. Но и в них, определяемых под лупою, окаменелостей не найдено. Растворение их дало обычный иловатый нерастворимый обуглероженный остаток, сгорающий при прокаливании. Под микроскопом в нем можно различить обычный тонкий рисунок водорослевой ткани: темные точки, мелкие поры и т. п. В будущем, может быть, и по таким остаткам определяют виды (или хотя бы род) сине-зеленых водорослей. Мне такие перспективы пока кажутся не реальными.

Среди описываемых мраморов мы встретили редкие тектонические брекчии, в которых обломки черного мрамора сцементированы белым жильным кальцитом. Что касается осадочных пещерных брекчий, то они не обнаружены нашими маршрутами.

Мы не касаемся пока минералогических и геохимических особенностей Каскадной толщи.

4. Фациальный характер Каскадной толщи явно соответствует облику нормальной морской трансгрессивной геосинклинальной пульсационной свиты (или геологической формации).

Глубина бассейна, которая в начале трансгрессии соответствовала береговой полосе и не очень сильному волноприбою (хорошо окатанной гальки мало), затем стала значительно больше. Однако неясно, достигла ли она глубины батинального отдела или соответствовала условиям неритовой зоны. Во всяком случае ни следов ряби, ни следов течений, ни косой слоистости в темных слоистых мраморах не обнаружено. Нет в них и стилолитовых, и микрокарстовых структур.

Итак, Каскадная толща образовалась в большей своей части в открытом море. В придонном слое накапливались

темные, богатые органогенной илистой примесью известковые илы. Там господствовала закисная, восстановительная среда. Мраморы обнаруживают битуминозный запах, но довольно слабый.

Условия седиментации Каскадной толщи были довольно устойчивыми. Это как раз тот случай, когда фациальный облик геологической формации или пульсационной свиты сохраняется долго на значительной территории. К сожалению, мы далеко не всегда точно оцениваем эти порой бесконечно малые фациальные черты, если вышележащая геологическая формация имеет почти такое же петрографическое «лицо».

5. Стратиграфическое положение и возраст описываемой толщи определяется несомненно, в рамках верхнего протерозоя.

Залегание ее выше Громатухинской толщи не вызывает сомнений: и базальный конгломерат, и неопрокинутое падение слоев мраморов Каскадной толщи на северо-восток согласованно говорят именно об этом.

Стратиграфическое отношение к Иртышской свите непосредственно еще не изучалось. Но последняя слагает фундамент Жержульских доломитов, а они имеют местами в основании хорошо выраженные конгломераты. Простираение этих двух толщ меридиональное, и они расположены восточнее Громатухинской и Каскадной свит. Их висячий бок — на востоке, а лежащий бок — на западе, где местами расположен базальный конгломерат Жержульской доломитовой формации.

В заключение заметим, что отношение к более молодым образованиям у Каскадной толщи изучено еще недостаточно.

6. Тектоника. Строение Каскадной толщи исследовано мало. В настоящее время кратко о нем можно сказать как о гомоклинали, в южной части включающей замковую зону с падением оси к северу. Гомоклинали имеет с.-с.-з. простираение слоев и падение их под разными углами на в.-с.-в. Угол падения в среднем довольно большой; таким образом, мы имеем основание говорить о довольно напряженной пликативной структуре описываемой толщи. Важно подчеркнуть с.-с.-з. направление складчатости, общее с Серебрянской геологической формацией и резко отличающееся от с.-в. простираения складок фундамента.

Дизъюнктивов внутри Каскадной толщи пока не установлено. Сеть тектонических трещин в ней имеет ориентировку, согласованную с с.-с.-з. простираением ее пликативной структуры.

7. Тектоностратиграфическое отношение Каскадной толщи к горным породам фундамента можно охарактеризовать как залегание с перерывом, причем во время этого перерыва, видимо, была уничтожена размытом верхняя, карбонатная свита Громатухинской толщи.

Реликтовые тектонические структуры обломков из базальной конгломерато-брекчии Каскадной толщи еще не изучены.

Тектоностратиграфические взаимоотношения Каскадной толщи с перекрывающими образованиями не ясны.

8. Вулканизм, синхронный Каскадной толще, не известен. Метаморфизм ее горных пород проявился, как динамометаморфизм, связанный по времени и генетически с каскадной фазой тектогенеза, а также с более поздними дислокациями. Этот динамометаморфизм нашей геосинклинальной дислоцированной толщи был довольно сильным и выражен обычным способом для складчатых толщ.

Воздействие гидротермальных растворов имело характер переотложения карбонатного вещества Каскадной толщи. Это вещество, а также принесенное растворами из фундамента (?) отлагалось в трещинах и образовало бесчисленное множество белых кальцитовых жил.

9. Полезные ископаемые Каскадной толщи, еще почти не используемые, имеют характер резерва для будущего. Это обычные, широко распространенные каменные строительные материалы (бут, материал для получения негашеной извести, крошки), может быть, флюс и даже материал для удобрения полей. Подземные воды на территории Каскадной толщи ничем особенным не отличаются от подземных вод аналогичных карстовых районов (сравнительно жесткие, грунтовые, трещинно-карстовые и верховодка).

10. История образования Каскадной толщи аналогична по своему ходу эволюции многих других подобных карбонатных толщ. Конечно, в этой эволюции есть своя неповторимость, некоторое своеобразие. Однако эти особенности исторического хода образования ее без окаменелостей пока кажутся недостаточно характерными.

Перед образованием Каскадной толщи прошел перерыв. Был при этом и размыв на варьирующую глубину. Затем было наступление моря, и образовалась базальная конгломерато-брекчия. Так как волноприбой действовал слабо, эти накопления обломочного материала можно считать абразионными лишь условно, с высокой степенью возможной ошибки.

При последующем развитии наступления моря берег передвинулся далеко от изучаемого участка. Море стало глубже. Возможно, возникла глубина батинального отдела, и начали накапливаться черные карбонатные илы в сероводородном или просто восстановительном придонном слое.

Осадконакопление скорее всего шло при отсутствии донного течения и волнения морской воды.

Длительный эволюционный период затем был закончен сравнительно интенсивными тектоническими движениями. Результаты их нами недостаточно изучены и не ясны.

Д. ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ КРАСНОЯРСКОЙ СИСТЕМЫ

Иртышская толща

1. Стратотип. Эта серия отложений в 1936 г. или немного позже получила свое название от рч. Иртышки, правого притока р. Маны (близ пос. Жержула). Она имеет карбонатный состав, содержит эпифитоны (разумовский), относится к докембрию (красноярской системе), залегает на Каскадной толще, перекрывается Жержульской доломитовой толщей, является геосинклинальной по своему характеру и имеет мощность не менее 400 м. Стратотип ее расположен по правому склону долины р. Маны. Изученность ее еще недостаточная.

2. Описание обнажений Иртышской толщи здесь ради краткости не дается. Вместо этого очень сжато опишем ее стратотип по правому склону долины р. Маны, расположенный при устье долины правого притока Маны — Иртышки.

Слои толщи стоят там почти вертикально, имеют субмеридиональное простирание и как будто без резко выраженного скачка, при наличии переслаивания переходят в вышележащие, тоже почти вертикальные слои жержульских доломитов. Такие взаимоотношения с жержульскими доломитами удивительны, если вспомнить, что жержульские доломиты севернее лежат на своем фундаменте с перерывом, через базальные конгломераты. Это противоречие пока приходится считать недостаточно изученным.

Эпифитоновые слои залегают в верхней части толщи. Ниже стратиграфически они исчезают; карбонатные породы ее становятся тонкоплитчатыми, а ниже долины Иртышки кажутся заметно перекристаллизованными (и доломитизированными). К сожалению, лежащий бок описываемой толщи как будто не обнажен. Во всяком случае три беглых пересечения вдоль р. Маны не установили ясных взаимоотношений с фундаментом толщи.

3. Стратиграфический состав Иртышской толщи пока принимается в объеме одной свиты. Возможно, нижняя ее часть литологически несколько обособляется и будет выделена в нижнюю подсвиту. По литологическим особенностям намечается деление на 3 части (сверху стратиграфически): верхнюю эпифитоновую, среднюю из черных плитчатых мраморов и нижнюю из светлых, осветленных и (?) доломитистых мраморов.

4. Петрографический состав толщи весьма однообразен и может быть вкратце охарактеризован чуть не тремя главными образцами выделенных выше частей.

Нижняя часть обнажена по правой стороне долины р. Маны, ниже долины Иртышки, в частности, в скале, обрываю-

щейся в Ману (в скале «Иртышской»). Там обнажаются круто падающие слои светло-серых, тонко перекристаллизованных, видимо, несколько осветленных доломитов (?), при этом мрамор без заметных окаменелостей.

В шлифах из этих горных пород замечены следующие детали строения. Они плотные, мозаичной структуры, с диаметром кристалликов карбоната в 0,05 мм (и менее), без заметной слоистости и сланцеватости, массивные, но пересеченные белыми кальцитовыми жилками. Никаких примесей силикатного состава и окаменелостей не обнаружено.

Средняя часть почти черных плитчатых слоистых мраморов обнажена в высокой скале сразу выше устья долины рч. Иртышки. Это тоже немые (макроскопически) горные породы. Плотные, пересеченные обильными белыми жилками кальцита. Их темная окраска обусловлена примесью распыленных углеродистых частиц. Мы их выделяли растворением в соляной кислоте и проверили, что они сгорают при прокаливании. Но остатки эти не определимы до семейства, рода и вида, будучи сине-зелеными водорослями.

В шлифах эти карбонатные горные породы весьма однообразны, тонкокристаллические (с диаметром частиц в 0,01-0,09 мм), с жилками кальцита. Строение их мозаичное, местами хорошо заметна слоистость (по различной густоте окраски).

Наконец, коротко отметим характерные отличия верхней, эпифитоновой части. Она слагается толстыми, без отчетливой слоистости плитами. Цвет горной породы — серый, довольно светлый. Есть прослой без эпифитонов. Но местами карбонатная горная порода переполнена этими микроскопическими окаменелостями, характеризующимися ясной тонковестивой структурой. Среди эпифитонов можно различить ряд видов, которые нами описаны. В с.-з. части Восточного Саяна эти эпифитоны, открытые нами в 1936 г. (и немного позже), являются древнейшими. Хотя нами просмотрено около сотни шлифов из этих эпифитонов, но других нитчатых водорослей среди них почти не обнаружено.

В шлифах эти горные породы пересекаются жилочками кальцита. Известняки плотные, массивные, тонкокристаллические, с диаметром кристалликов 0,01—0,09 мм. Строение их тонкомозаичное, органогенное, «эпифитоновое».

5. Особенности минералогии и геохимии Иртышской свиты выявить на первый взгляд кажется очень трудно. В самом деле, область минерального питания для этой толщи и десятков других кембрийских и докембрийских свит и подсвит района практически была одна и та же: западная часть знаменитого «древнего темени Азии». Если мы применим сравнительный метод и будем сопоставлять геологические образования, так сказать, «при прочих равных условиях», т. е.

как «монофациальные образования» — то мы, казалось бы, находим при этом наиболее правильный путь сравнительного анализа.

Взять хотя бы те же эпифитоны. Если органическая эволюция на протяжении сотен миллионов лет (от низов верхнего протерозоя до нижнего девона, на протяжении около 700 млн. лет) создала какие-то особенности в вещественном составе слоевищ эпифитонов, то спектральный анализ, казалось бы, мог бы дать нам знать об этом.

Чтобы получить ответ на данный вопрос, мы попросили прислать нам образцы девонских эпифитонов с Урала и из Воронежского девона. Мы взяли наши иртышские образцы эпифитонов. И те, и другие были нами освобождены от кальцита, а нерастворимый остаток сдали в спектральную лабораторию. Здесь не приводим таблицу результатов спектрального анализа нерастворимой обуглероженной части эпифитонов девона и верхнего протерозоя: эти результаты не дали нам пока оснований для определенных выводов.

Особенности минералогии Иртышской толщи определяются её петрографией — её карбонатным составом и мелкокристаллическим строением. То же можно сказать и о геологии толщи, если учесть данные спектрального анализа иртышских горных пород.

Этот анализ не дал нам интересных цифр, характеризующих тонкие примеси рассеянных элементов в карбонатных горных породах Иртышской свиты. Полученные нами данные пока не достаточны для определенных выводов.

6. Палеонтологическая характеристика Иртышской толщи дается в приложении. В нем перечислены следующие виды: 1) Эпифитон маникум, 2) Э. Иванкина, 3) Э. Корде, 4) Э. Васильева, 5) Э. Ярошинского, 6) Э. прима, 7) Э. прота, 8) Э. секунда, 9) Э. строматум, 10) Э. минор и др.

Намечается ли по эпифитонам, начиная с древнейших, докембрийских видов, какая-либо определенная тенденция в развитии? Конечно, изменения есть. Однако направленность этих изменений нуждается в специальном исследовании, притом вооруженном более тонкими и эффективными средствами изучения.

7. Фациальные особенности описываемых здесь карбонатных горных пород таковы.

Характерно, что кластических, терригенных горных пород среди образований Иртышской свиты нет. Это были отложения открытого моря с водой нормальной солёности. Признаков течений и волнения нами не установлено. Нет как косой слоистости, так и стилолитовых структур, которые характерны для горных пород определенных фаций.

Глубина бассейна в завершающий момент осадконакопления была небольшой (не более 200 м), о чем свидетельствует наличие улавливающих световую энергию стелющихся по дну эпифитонов.

Глубина бассейна в ранний период образования иртышских карбонатных горных пород остается невыясненной (возможно, несколько большей).

Среда на дне бассейна была нейтральной или (в момент отложения средней части толщи) закисной, восстановительной.

Эпифитоновая фация верхней части толщи — довольно выдержанная, о чем свидетельствуют находки эпифитонов на обеих сторонах долины р. Маны. Однако на большое расстояние по простиранию толщи ее фации не прослежены.

По стратиграфической колонке изменения фациальности прежде всего выразились в появлении эпифитоновой фации в верхней ее части. Есть и другие небольшие изменения.

8. Стратиграфическая последовательность и возраст Иртышской толщи. Что касается стратиграфической последовательности, то она, видимо, не испорчена дизъюнктивами и довольно надежно устанавливается по геологической карте, при вертикальном гомоклинальном залегании, от подстилающей Каскадной (на западе) до перекрывающей Жержульской доломитовой толщи (на востоке).

Не ясно, почему в контакте с последней по р. Мане не видно следов перерыва, тогда как севернее в основании Жержульского доломита залегают базальные конгломераты, как это установлено В. И. Поповым и Л. В. Яконюк и наблюдалось нами также в 1957 г.

Стратиграфическим положением Иртышской свиты определяется ее верхнепротерозойский, а не нижнекембрийский (по А. Н. Предтеченскому и Д. И. Мусатову) возраст. Наличие эпифитонов ранее принималось за доказательство кембрийского возраста. Но с тех пор появились новые факты. Эпифитоны были обнаружены в девоне, и этот девон не стал кембрием, а остался девоном. Эпифитоны были обнаружены нами в Иртышской толще верхнего протерозоя в слоях более 20 км ниже низов нижнего кембрия (ниже слоев с окуличичиатами первой и докидоциатами второй снизу зоны томмотского яруса или ниже усть-кундатских слоев Западной Сибири). Если же учесть последние находки эпифитонов (и археоциат), то эпифитоны (вместе с первыми археоциатами) появились (по данным Саралинского района) еще в Верхнесаралинской свите, т. е. до образования слоев с невландиями не менее 1 миллиарда лет тому назад.

Более полно вопрос о возрасте Иртышской свиты будет

рассматриваться ниже при оценке возраста всей красноярской системы, часть которой составляет эта свита.

9. Тектоностратиграфические взаимоотношения Иртышской свиты исследованы недостаточно. Одной из причин этого является то, что для нее и соседних толщ не составлено 1:10000 геологической карты.

Все же предварительно намечается несогласное налегание Иртышской толщи на две нижележащие: Каскадную и вторую толщу, лежащую под Каскадной.

Отношение к вышележащей доломитовой толще характеризуется параллельным или почти параллельным залеганием слоев. Однако севернее под Жержульским доломитом появляются базальные конгломераты. Связать эти два факта нужно в будущем с помощью новых дополнительных наблюдений.

10. Тектоника Иртышской толщи может быть охарактеризована в настоящее время очень кратко.

Это гомоклинальная серия почти вертикальных субмеридиональных слоев верхнего протерозоя, лежащих почти параллельно жержульским доломитам, как это видно в разрезе по правому склону долины р. Маны.

Каких-либо крупных дизъюнктивов по ее границам и внутри ее не установлено. Но мелкие дополнительные (?) изгибы наблюдаются в ней на правом склоне долины Маны сразу выше устья долины рч. Иртышки.

Микротектонику (системы тектонических трещин и жилоч по ним) мы пока не описываем, как не имеющую первостепенного значения для определения стратиграфического положения и возраста толщи. Она соответствует высокой степени напряженности дислокаций.

11. Вулканизм, синхронный Иртышской толще, не установлен. В ней нет ни туфов, ни потоков. Не известны пока и секущие магматогенные тела.

Метаморфизм карбонатных горных пород Иртышской толщи проявился в ней ясно, как довольно сильный динамометаморфизм. Это трудно не признать, если вспомнить, что она стоит вертикально.

Правда, эпифитоны в ней хорошо сохранились, что указывает на ограниченную способность мощных пликтивных дислокаций уничтожать такие, казалось бы, нежные, нестойкие следы жизни, как эпифитоны.

В западной, нижней части Иртышской свиты, в ее доломитах метаморфизм ясно бросается в глаза, как отчетливая, довольно тонкая перекристаллизация. В результате доломиты приобрели облик сахаровидных карбонатных пород.

12. Полезные ископаемые, использованные из месторождений Иртышской свиты, имеют ограниченное значение местного дорожного каменного строительного материа-

ла (щебень, бутовый камень). Разумеется, они могут давать, в случае необходимости, негашеную известь. Эпифитоновые, а может быть, и другие слои удовлетворили бы возможный в будущем спрос металлургов на флюс.

13. Подземные воды Иртышского участка имеют обычный для данной части Восточного Саяна и характерный для карстового района состав. Это карстово-трещинные воды, грунтовые воды и верховодка, характерная для заболоченных водоразделов и склонов.

14. Геологическая история Иртышской толщи имеет немалое значение. С изучением таких толщ по палеонтологическим материалам связываются наши надежды на палеонтологическое обоснование выделения в верхнем протерозое систем и даже отделов и ярусов. Эти надежды возникли вместе с открытием 4-5 систем верхнего протерозоя, выделенных по геологическим данным (ниже слоев с аяцициатами и докидоциатами, т. е. ниже суннагинских и кенядинских слоев или ниже усть-кундатских слоев с окулициатами, наконец, ниже слоев с гельционеллами первого горизонта нижнего кембрия). Во всех этих системах и даже еще древнее (ниже слоев с невландиями) были открыты нитчатые водоросли (эпифитоны, разумовский). Местами есть гиолиты. В Саралинском рудном поле открыты даже археоциаты. Некоторые считают возраст подобных образований кембрием, но хорошо аргументированных оснований не приводят. Скорее всего тут действует известная психологическая причина: мыслить по привычке, вслед за другими повторять пройденный, хотя и ошибочный путь и не ломать сложившихся представлений.

Зарождение Иртышской пульсационной свиты совпало с завершением денудации ранее отложенных, дислоцированных и пенепленизированных толщ — Каскадной и Громатухинской (?). Образовавшаяся поверхность денудации имела характер карстовой равнины (по крайней мере в значительной степени).

Началось наступление моря, имевшее, видимо, характер ингрессии. Далее идет длинная цепь бесконечно малых шагов великой матери-природы, созидательницы всего сущего. Эта эволюция на описываемой площади шла на дне моря, видимо, неглубокого, но открытого, с далеким берегом, при полном господстве карбонатной седиментации. К концу Иртышского эволюционного века на дне моря появились придонные биостромы — эпифитоновые заросли, похожие на подводную морскую травку.

Затем прошла фаза тектогенеза, интенсивность и характер которой требует в дальнейшем нового исследования. Назовем ее иртышской фазой. Возможно, она не была мощной, но

вместе с ее предшественниками она дала весьма крупный и заметный результат, который нам удобнее рассмотреть далее при характеристике Жержульской толщи.

Жержульская пульсационная свита (или геологическая формация). Жержульский доломит

1. Стратотип. О нем приходится сказать подробнее. А. Г. Вологдин первым из геологов СССР описал свои маршрутные геологические исследования по р. Мане в 1932 г. Тогда многие толщи бассейна р. Маны слились у него в понятие «Манская свита» кембрия. В их число попала и наша Жержульская пульсационная свита (по М. А. Усову, 1936—1937 гг.), начало выделения которой нами положено в 1936 году (Радугин, полевой дневник геологических наблюдений по р. Мане). Тогда бросилось в глаза ее литологическое своеобразие. Это был «Жержульский доломит». Несколько позже этот доломит стал геологической формацией (пульсационной свитой).

Как известно, термин «геологическая формация» в СССР, в частности, в Западной Сибири начал употребляться давно. Но он употреблялся широко и за рубежом, особенно там, где были издания на английском языке (Индия, Китай, многие колониальные владения Англии и США). О геологических формациях писал в свое время Дарвин.

Как пример неточного употребления термина «геологическая формация» приведу пироксенито-граувакково-известняковую формацию нижнего кембрия, выделенную в 1932 году в с.-з. части Восточного Саяна Ю. А. Кузнецовым (ныне академиком СССР). Несмотря на неточность, все же в СССР очень широко выделялись геологические формации, как образования определенного возраста, а не только как близкие фациально горные породы.

Обоснование термина «геологическая формация» было дано М. А. Усовым (1936 г.). При этом был использован богатейший фактический материал, собранный советскими геологами в Западной Сибири почти за двадцать лет. Сводка М. А. Усова (1936 г.) была по фазам тектогенеза, но в ней заложен фундамент учения о геологических формациях. Хотя с тех пор прошло 30 лет, эта «лебединая песня» М. А. Усова сохранила (почти) в полной мере свое теоретическое значение.

Первый наш маршрут по рч. Мане был в 1936 г. (до выхода в свет книги М. А. Усова о фазах и циклах тектогенеза Западно-Сибирского края). Поэтому термин «геологическая формация» и у меня, а не только у Ю. А. Кузнецова (1932) был лишен ясности и достаточно резкого стечения от англосаксонской геологической «формации». Не было у меня тогда и верных представлений о геологическом возрасте Жержульского доломита. Я находился под влиянием «ходячей истины»

о возрасте археоциат, который считался кембрийским, причем за такое понимание значения археоциат нес главную ответственность А. Г. Вологдин. Сам я возражал против этого (Радугин, 1936 г.). Но это у меня было скорее верой, уверенностью, прогнозом, а не доказанной истиной. Эпифитоны были найдены мной на р. Мане (в скалах «Баранчик» и у Иртышки) очень рано, но эта находка была мной сначала воспринята как доказательство кембрийского возраста (Радугин, 1947 г.).

В 1957—1959 гг. провела свои исследования в бассейне р. Маны группа молодых геологов ГИН АН СССР: В. В. Хоментовский, М. А. Семихатов, Л. Н. Репина (1960). Они тоже выделили Жержульскую свиту, не считаясь с приоритетом ранее установленной Жержульской толщи (геологической формации).

При этом были допущены неясности, которые лишают их термин значения (и не только потому, что он является синонимом нашей Жержульской толщи, но и по другим важным причинам).

В самом деле термин «Жержульская свита» ясно говорит, что стратотип этой свиты на рч. Жержул. Когда цитированные только что авторы отбросили (вопреки законному приоритету геолога В. М. Чаиркина) термин «Койская свита», они действовали именно на том основании, что на рч. Кой нет Койской свиты верхнего протерозоя, а есть Койская свита кембро-ордовика; Койскую же свиту верхнего протерозоя они поэтому назвали иначе (Ангильской), притом без достаточно основания.

Однако сами они допустили аналогичную ошибку при выделении Жержульской свиты (помимо того, что были обязаны считаться с приоритетом томских исследований). В самом деле, что такое Жержульская свита М. А. Семихатова и В. В. Хоментовского? Это существенно доломитовая свита, стратотипом которой является разрез не по рч. Жержул, а в низовье рч. Крол и которая была названа мной Крольской свитой Колбинской геологической формации*). Действительно, именно на рч. Крол выходит трилобитый ракушник нашей Верхнекрольской подсвиты (фаунистически характеризующий «Жержульскую свиту» Хоментовского, Репиной и Семихатова). Тот факт, что с этими горными породами (главным образом с доломитами нашей Крольской свиты) были сопоставлены настоящие жержульские доломиты, — ничего не меняет. Он говорит лишь об ошибке В. В. Хомен-

*) Как видит читатель, я считался с приоритетом В. М. Чаиркина, автора Колбинской свиты, но его свиту возвел в более высокий ранг геологической (сложной и мощной) формации, отдельные части которой получили название свит, в том числе — Крольские свиты.

товского и др., а именно, о том, что им нельзя было считать одновозрастными доломиты Крельской свиты Колбинской формации и доломиты при устье Жержула, которые по своему возрасту относятся, как здесь излагается, к красноярской системе верхнего протерозоя. Теперь давно уже ясно, что красноярская система верхнего протерозоя это не самая верхняя, а третья (если не четвертая) сверху система протерозоя.

То, что здесь изложено о стратотипе Жержульской толщи, не пустяк. То, что сделано цитированными выше исследователями ГИН АН СССР, представляет собой хороший пример. Но это хороший пример того, как не надо делать. А если кто-либо так делает, то он тем самым создает ошибку и без всякой нужды увеличивает путаницу.

Итак, Жержульскую свиту Семихатова и др. (1960) надо называть Крельской (с подсвитами-Нижне-, Средне- и Верхнекрельской), а Жержульская толща Радугина, названная верно по рч. Жержулу — докембрийская и стратотип ее не на Кроле, а на рч. Жержул, притоке р. Маны.

2. Итак, Жержульская толща — геосинклинальная, очень мощная, почти исключительно доломитовая пульсационная свита (или геологическая формация) верхнепротерозойского возраста. Она лежит на эфифитоновых слоях Иртышской толщи и перекрывается доломитами Шумичкинской толщи. По этому стратиграфическому положению она входит в состав красноярской системы, будучи характерным представителем ее геосинклинально-складчатых образований.

К сожалению, до сих пор Жержульский доломит палеонтологически не охарактеризован.

В основании Жержульской толщи местами залегает базальный конгломерат.

3. Описание обнажений Жержульской толщи можно резко сократить в связи с тем, что литологически это весьма однообразная в общем доломитовая толща. Однако в дальнейшем мы дадим детальное описание этих обнажений. Исследование их мы пополним с той целью, чтобы тщательно проверить возможность палеонтологической характеристики Жержульского доломита.

Базальный конгломерат Жержульской толщи заслуживает детального описания, которое ниже мы не приводим в разделе о петрографии описываемой толщи. Имеется два главных поля, где обнажается этот конгломерат. Оба они впервые закартированы В. И. Поповым и Л. В. Яконюк. Исследовались они и нами. Описание дается по нашим образцам.

4. Стратиграфический состав Жержульской толщи дается нами пока с делением на две основные части. Нижняя из них — это базальный конгломерат, достигающий мощности 50-100 м. Верхняя, главная часть — это Жержульский доломит. Он, видимо, достигает огромной мощности (если является всюду гомоклиналильным) — 1-2 км, если не более. Условно эта толща разделена на 100-метровые подсвиты, изображенные, на 1 : 10 000 геологической карте сугубо предварительного характера.

5. Краткая петрографическая характеристика.

Главным компонентом описываемой толщи является Жержульский доломит, который имеет, видимо, настолько большую мощность, что его нельзя оставлять в одной свите: надо его по современной номенклатуре геологов СССР считать серией, состоящей из двух или более свит.

Следует заметить, что из геологов Красноярского геологического управления еще никто не выделял Жержульский доломит в самостоятельную свиту. Единственная геологическая партия, которая картировала его детально, — это партия В. И. Попова. Но и она Жержульский доломит не выделила в качестве новой свиты и показала его как одно из полей развития Унгутской «свиты». Мы с этим не согласны (ниже сказано почему). Но раз Жержульский доломит не выделялся в отдельную свиту, то он и описывался подробно В. И. Поповым как доломит Унгутской толщи, хотя стратотипом последней является настоящий Унгутский (а не Жержульский) доломит.

По этой причине наше описание могло бы быть первым петрографическим монографическим описанием. Такое описание мы даем отдельно*). А здесь мы очень сокращенно даем главное содержание этой статьи.

В Сибири сравнительно редко встречается особый тип доломитов (мы бы предложили назвать его спиринским, предположительно платформенным типом доломитов): эта разновидность доломитов характеризуется тонкокристаллическим плотным строением.

Жержульский доломит, напротив, иллюстрирует противоположный тип строения. Это — яснокристаллическая горная порода жержульского типа доломитов, и ее можно было бы назвать сахаровидной. Возникает вопрос: почему доломиты геосинклинальной фации обычно имеют столь ясно выраженную мелкокристаллическую, регионально выраженную структуру. Именно благодаря возникновению такой структуры доломиты подобного рода становятся легкой добычей физичес-

*) К. В. Радугин. Жержульский доломит. 1955. Рукопись кафедры общей геологии ТПИ им. С. М. Кирова.

кого выветривания: они дают местами хорошо выраженную доломитовую «сыпучку» или доломитовый песок.

Является ли перекристаллизация доломитов диагенетическим процессом или это своего рода автотоморфизм? Мы первоначально охотно допускали контактовый метаморфизм, так как видели в результате перекристаллизации доломитов появление зернистости с разной крупностью кристалликов доломитов. Однако слишком часто и на очень больших площадях мы видели «сахаровидные» доломиты с варьирующей крупностью зерна при полном отсутствии магматических горных пород. Видимо, различная величина кристалликов доломита возникает и без всякого участия контактового метаморфизма (т. е. автотоморфическим, если не диагенетическим путем).

Является ли такая перекристаллизация доломитов диагенетической или автотоморфической, — этот вопрос оставим пока в стороне; но если она является метаморфической, то данный метаморфизм является очень слабым: дело в том, что под такими доломитами (например, под Жержульским доломитом) лежат более древние эпифитоновые известковые слои с хорошо сохранившимися эпифитонами. Но, как известно, эпифитоны весьма чувствительны к процессам метаморфизма, и даже если он еще находится в слабой начальной стадии, — эпифитоны все же уничтожаются, становятся незаметными.

Все, что здесь только что сказано в общей форме имеет прямое конкретное отношение к петрографическому облику Жержульского доломита.

Итак, этот доломит всюду имеет «сахаровидный» облик, так сказать, геосинклинальных, а не платформенных доломитов. Они в общем плотные, но широко развиты разности с небольшим количеством изометричных или удлиненных пор, что характерно для многих других «геосинклинальных» доломитов. Стенки их сложены хорошо ограниченными кристалликами доломита, гораздо более крупными, чем у кристалликов окружающего доломита. Они, таким образом, представляют результат селективной или дальше продвинувшейся перекристаллизации. Может быть, поры внутри таких более крупных кристаллов (их диагональ достигает 2—3 мм) можно было бы назвать миаролитовыми. Но ведь это осадочные горные породы, испытавшие динамометаморфизм.

Внутри описанных пор некогда лежали кристаллики кальцита, обычно уничтоженные растворением. Изгибов плоскости ромбоэдра там мы не наблюдали.

Хорошо известно, что в доломитах образуются инкрустационные корки, покрывающие стенки полостей, характерные для строматолитов. Эти инкрустации сложены тоже более крупными кристалликами доломита, чем зерна остальной мас-

сы доломитов. Мы наблюдали, что такие корки успевают образоваться до действия волноприбоя, действующего на биогермы и образующего околобиогермовые осадочные внутриформационные брекчии.

Описываемые доломиты имеют светлые, почти белые тона окраски; но чаще к этой окраске примешивается розовый оттенок. Красноватые пятна—неправильные, их образование явно наложено. У нас созрел определенный вывод о том, что эта пятнистая окраска—вторичная, являющаяся результатом древнего выветривания. Притом мы, видимо, имеем доказательство того, что выветривание это, захватившее Жержульский доломит, прошло до отложения перекрывающего его серого плитчатого доломита: в последнем нет совершенно этой пятнистой красноватой окраски и вместе с тем есть следы терригенной примеси зерен кварца.

Описанная только что пятнистая красноватая окраска Жержульского доломита имеет очень глубокое проникновение. В разрезе по р. Мане она доходит или почти доходит до иртышских эпифитоновых слоев. С этим фактом хорошо согласуется другой факт: Жержульский доломит прослеживается по простиранию на левый берег Маны, но прослеживается там на короткое расстояние—только до долины рч. Таловки. Дальше видны лишь граувакковые песчаники и сланцы, несогласно срезающие своим лежащим боком доломиты правого берега Маны (у устья Жержула).

В связи с этими наблюдениями подчеркнем, что на геологической карте В. И. Попова и Л. В. Яконюк данный срезающий контакт показан как дизъюнктив. Однако, как только что описано, нет никаких признаков крупного дизъюнктива. Напротив, если представить себе срезающую древнюю денудационную поверхность, то все становится ясным, а крупный дизъюнктив лишним. Мы не отрицаем наличие небольшого межформационного дизъюнктива, не меняющего основных тектоностратиграфических отношений.

Разумеется, В. И. Попов и Л. В. Яконюк могут настаивать на своем понимании и отстаивать наличие большого секущего дизъюнктива. Но это означает, что они должны опубликовать свои доказательства данного дизъюнктива.

Вместе с тем, нарисованная выше картина распространения древнего выветривания требует детализации и прослеживания. Кстати заметим, что в этой коре выветривания отсутствует столь характерный для унгутских доломитов (для их древней коры выветривания) железный блеск, хотя гематитовая пыль, напротив, широко развита.

Следует сказать еще для сравнения, что в верхней части Унгутского доломита имеется местами обильная примесь до-

вольно крупных кварцевых песчинок. Это приводит к двойному результату:

1) продукты выветривания этих горизонтов, переотлагаясь, дают крупнозернистые кварцевые песчаники в вышележащей Ахорской геологической формации;

2) проникновение песчинок в кору выветривания Унгутского доломита создает в нем по карстовым трещинам осадочные жилы с обильными крупными песчинками кварца. В Жержульском доломите подобных явлений нет.

Продолжим сравнительный анализ. В Унгутском доломите к западу от Б. Унгута есть графит—результат метаморфизма. В светлом Жержульском доломите, который, насколько известно, лишен углеродистой примеси, графита не обнаружено. Однако степень изменения Жержульского доломита—довольно высокая, как это видно из нижеследующего описания.

Но предварительно мы остановимся на краткой характеристике пещерных отложений в Жержульском доломите (дошумичкинской? эпохи).

Эти обнажения появились после взрывных работ для улучшения дороги вдоль р. Маны. В них прекрасно видна сложная карстовая поверхность древних пещерных полостей. Вместе с тем бросается в глаза концентрация гематитовой пыли в этих полостях.

Не приходится сомневаться в том, что процессы закарстования наложились как разъедающие на Жержульский доломит, его тектонические структуры и жилки. Среди последних наблюдались следующие, начиная с более древних: а) редкие, слабо графитизированные (?), б) образовавшиеся после графитизации карбонатные, в) карстовые, созданные закарстованием дошумичкинского века и др.

Эти древние карстовые образования заслуживают более детального исследования и описания. Их древний возраст доказывается тем, что они пересекаются жилками доломита, которые не несут даже следов закарстования. Он доказывается также тем, что древние карстовые образования подходят снизу (с запада) впритык к серым перекрывающим доломитам Шумичкинской толщи. Эти серые доломиты во все лишены следов окрашивания гематитом древней коры выветривания.

Весьма интересны дошумичкинские пещерные отложения, лежащие внутри древних пещер в жержульских доломитах. Эти отложения окаменели, хотя некогда были доломитовым несколько измельченным песком.

Конечно, можно было бы сделать сравнение только отмеченных карбонатных жилок, секущих Жержульский доломит,

с аналогичными жилками, секущими доломиты Унгутской геологической формации. Но последние уже описаны (Радугин, 1945 г.) в статье, посвященной Унгутской толще, и читатель сам может сделать сопоставление.

Подчеркнем лишь, что локальный метаморфизм доломитов Унгутской толщи привел к появлению в них графита. Однако такой примеси мы почти не знаем в Жержульских доломитах. Оно и понятно: жержульские доломиты светлые, почти всюду белые, испытавшие закарстование в разрезе по р. Мане на всю свою глубину, затронутые окислением с образованием красноватых гематитизированных пятен. Ясно, в такой обстановке трудно ожидать сохранения черного красящего пигмента и образования из него графита.

Итак, Жержульский доломит имеет довольно обычный для доломитов облик сахаровидной горной породы. Это плотные, частью пористые, сильно трещиноватые горные породы. Давно известно, что доломиты с гораздо большей восприимчивостью относятся к процессу образования трещин (как более хрупкие горные породы), чем известняки.

Очень важно было бы найти и изучить органогенные Жержульские доломиты. Знание их помогло бы нам решить, действительно ли имеется палеонтологическое сходство их с унгутскими доломитами. Имеются в виду водоросли Жержульской доломитовой толщи. Однако петрографический облик этих доломитов мы пока описать не можем.

6. Особенности минералогии и геохимии жержульских доломитов.

Эти особенности, не имея спектральных анализов, можно было бы охарактеризовать очень кратко со ссылкой на почти стерильный состав доломита, на его образование в природной лаборатории (в лагуне, как в огромной колбе). Однако подобные условия осаждения практически почти чистого доломита осуществлялись на нашей планете в разных ее частях бесчисленное число раз. Все же отклонения в ту или иную сторону были. Именно они-то и интересны при попытках уловить по ним направленность изменения состава доломитов, исторические особенности осадконакопления доломитов или решить другие существенные вопросы. Этот вопрос мы затронем в другом месте.

7. Палеонтологические остатки в Жержульской свите, определяемые до вида, пока в ней не известны. При изучении ее доломитов, на первый взгляд, они кажутся вовсе лишенными палеонтологических остатков. Правда, после довольно значительных поисков были найдены разновидности жержульских доломитов, окрашенные в темный цвет. Из них растворением были выделены не определяемые до вида следы водорослей.

8. Стратиграфическое положение и возраст Жержульской свиты определялись различным образом. Мы не повторяем здесь вновь мнение работников Института геологических наук АН СССР (Хоментовский, Репина, Семихатов, 1960 г.) о нижнекембрийском возрасте ее, так как при этом упоминалась Жержульская свита, но подразумевалась наша кембрийская Крольская толща, без должных оснований названная Жержульской.

Важно мнение геологов Красноярского геологического управления В. И. Попова и Л. В. Яконюк, которые отнесли нашу Жержульскую свиту верхнего протерозоя (красноярской системы) к Унгутской свите (или точнее к серии) нижнего кембрия. Это мнение ошибочно. Как они его аргументировали?

Доломит нашей Жержульской свиты, протянувшейся от бассейна Жистыка до Маны, они верно располагали на базальном местном конгломерате, но обрезали с востока дизъюнктивом. К этому дизъюнктиву примыкают серые доломиты, темно-серые известняки и граувакковые песчано-глинистые слои Шумичкинской (по нашему названию) толщи и темные известняки Лебяжьей свиты*).

Почему же проводится дизъюнктив? Во-первых, потому что вдоль сместителя находятся раздробленные горные породы. Во-вторых, линия дизъюнктива обрывает с запада несколько горизонтов, причем приводим эту справку по устному сообщению В. И. Попова, а не по его карте.

Как на карте проводится дизъюнктив? Кстати, он назван В. И. Поповым и нами — Жержульским. Он по несколько изогнутой дуге проходит через точки 1, 2 и 3. Точка 1 лежит на правом берегу р. Маны, как раз там, где покрасневшие доломиты Жержульской толщи сменяются более молодыми серыми плитняковыми доломитами. Это обнажение довольно хорошо вскрывает интересующий нас здесь контакт. Мы видели его, видели и прилегающие к нему доломиты. Слоистость их идет практически параллельно предполагаемому дизъюнктиву.

Мы считаем этот контакт нормальным, стратиграфическим, а не тектоническим. Этот вывод получается после внимательного, хотя бы не очень длительного изучения контакта. Дело в том, что контакт бросается в глаза благодаря исчезновению красных тонов к востоку. Слои серых доломитов, прилегающие с востока, идут параллельно слоям более древних покрасневших от докембрийского выветривания доломитов, как и контакту между ними.

*) Все эти толщи нами относятся к красноярской системе верхнего протерозоя.

Со словес серых плитняковых доломитов явно начинается новый цикл седиментации после того, как закончилось древнее закарстование Жержульского доломита. Начало этой седиментации ознаменовалось тем, что серые плитняковые доломиты в базальной части имеют примесь зерен кластического кварца. Эти зерна можно найти в поле даже под лупой. В шлифе же мы могли заметить в западной, базальной части серых плитняковых доломитов примесь еще следующих минералов: мельчайшие листочки обломочной светлой слюды, сростки зернышек кварца вроде микрокварцита (шлифы № 47 р 202, 203).

Вторая точка разбираемого дизъюнктива расположена, по В. И. Попову, так: она лежит на его линии на широте 11 км к северу от широты устья Малого Унгута. Здесь геологической партией В. И. Попова и Л. В. Яконюк проведена расчистка № 1. Они наблюдали в ней зону тектонического дробления. Серия почти параллельных трещин этой зоны простирается по аз. с.-с.-в. 11° и падает под углом 75° на запад. По данной зоне к жержульским доломитам (по В. И. Попову, к Унгутским) с востока или с в.-ю.-в. прилегают доломитовые горные породы той же Унгутской свиты. Отнесение к этой свите сделано В. И. Поповым и Л. В. Яконюк по доломитовому составу и другим не вполне ясным основаниям.

Мы расчистки № 1 не видели. По приведенным только что данным нельзя не видеть признаков дизъюнктива. Раз эти признаки есть, мы обязаны сказать, что и дизъюнктив есть. Однако тип и величина его по этим данным не определяется. Дизъюнктив может быть небольшим и иметь в основном природу межформационных подвижек. Данное предположение — вполне реальное, если допустить наличие перерыва как после образования Жержульского доломита (а этот перерыв доказан), так и перед отложением граувакковых песчаников. Но отложению граувакковых песчаников тоже, естественно, может предшествовать хотя бы небольшой размыв.

Третья точка Жержульского дизъюнктива расположена, по данным В. И. Попова и Л. В. Яконюк, в бассейне рч. Корбик, в ее левобережье, примерно в 8 км по аз. 180° от устья Корбика. Признаки дизъюнктива здесь, по их наблюдениям, такие.

С запада здесь лежит, видимо, Жержульский доломит, однако он и здесь относится В. И. Поповым и Л. В. Яконюк к Унгутской «свите» (хотя оснований для этого в виде наличия в нем определенных до вида палеонтологических остатков водорослей или других окаменелостей не представлено).

С востока же к дизъюнктиву прилегает толща розово-белых мелкокристаллических мраморов (Бажейской толщи

К. В. Радугина), которую В. И. Попов и Л. В. Яконюк относят к какой-то надунгутской толще.

Неясно, почему нашу Жержульскую толщу нельзя считать древнее Унгутского доломита, если хорошо известно, что последний лежит по р. Мане стратиграфически выше Печорской толщи эпифитоновых слоев, Малоунгутской и более древних частей красноярской системы. Малоунгутская же толща моложе Жержульской. Неясно, почему Жержульский доломит нельзя считать древнее Унгутского, если первый перекрывается почти параллельно описанным выше серым доломитом (и известняком), а затем и граувакковой толщей, а последняя подстилает Лебяжью свиту, и только стратиграфически выше Лебяжьей мы видим Козью и Малоунгутскую толщу? Нет ли в выводах В. И. Попова и Л. В. Яконюк какой-нибудь логической ошибки (вроде «порочного круга»)?

Мы ждем ответа по крайней мере на эти вопросы и не поднимаем пока остальных. Если мы сделали ошибку, выделяя Жержульскую толщу, пусть нам ее укажут. А до тех пор, до действительного установления ошибок мы можем считать их недоказанными.

Итак, мнение о том, что нашу Жержульскую свиту (Радугин, 1936—1947 гг.) надо считать не чем иным, как Унгутской — по меньшей мере спорно.

Поэтому изложим, как рассматривается нами ее стратиграфическое положение и возраст.

В стратиграфическом разрезе по р. Мане она лежит между двумя толщами: к западу от нее идут эпифитоновые слои Иртышской свиты, вертикально падающие, как и слои Жержульского доломита, причем их простираение почти меридиональное; с востока же к Жержульскому доломиту прилегают почти параллельно ему лежащие вертикальные и субмеридиональные серые плитняковые доломиты. О том, что тут нет дизъюнктива между ними, выше уже сказано. Этим устанавливается, как нам кажется, бесспорное стратиграфическое положение Жержульского доломита, причем всякий бок расположен не на западе, а на востоке его (по древней коре выветривания, как выше уже сказано).

Данным стратиграфическим положением определяется геологический возраст Жержульского доломита. Его нельзя вырвать из естественной последовательности толщ района, из красноярской системы.

9. Фациальная характеристика Жержульской толщи.

В ней хорошо различимы две фации:

- а) прибрежная (конгломераты) и
- б) лагунная (доломиты), причем господствует последняя.

Что касается конгломератов, то их состав выше несколько охарактеризован. По наблюдениям геологов Красноярс-

го геологического управления (В. И. Попова, Л. В. Яко-нюк и др.) и Томского политехнического института (К. В. Радугина), они слагают отдельные поля, где их мощность постепенно возрастает в средней части, а затем снова уменьшается. Скорее всего это подводные конусы выноса (или дельты).

Так как конгломераты вверх по стратиграфической колонке перекрываются доломитами, можно было бы ожидать, что и в цементе конгломератов будет преобладать доломит. Однако этого в действительности нет. Как видно, в образцах (обр. 46р 101, 66р 11А) цементом описываемого базального Жержульского конгломерата является мелкогалечниковый, песчаный и известковый материал. Наблюдается, следовательно, такая же картина, как и в конгломерате верхнепротерозойской Краснокаменской толщи, известной очень многим геологам Сибири и обнаженной близ Красного Камня (по рч. Базаихе).

Это явление довольно странное. Как его понять? Возможно, в раннюю стадию трансгрессии моря дождевые потоки приносили достаточное количество пресной воды, и доломиты в цементе конгломерата поэтому не могли образоваться.

Затем по мере наступления моря возникла лагуна, и в ней стали накапливаться доломиты. Такое сочетание абразионных горных пород с доломитовой фацией является редким, трудно объяснимым и, может быть, наше понимание его требует коррективов.

Удивительна высокая степень устойчивости этой доломитовой фации. Достаточно подчеркнуть, что мощность Жержульского доломита местами превышает 3 км. Были, видимо, особо благоприятные условия для того, чтобы эта фация так долго удерживалась на одном месте. Жержульский доломит прослежен по простиранию на десятки км; на всем этом протяжении он нигде не переходит ни по стратиграфической колонке, ни по простиранию в известковые горные породы.

При такой фациальной устойчивости доломитов они, конечно, изменяются в узких пределах. Эти мелкие изменения изучены недостаточно. Особенно недостает нам палеонтологических остатков, чтобы хотя бы в первом приближении охарактеризовать фациальные изменения с палеонтологической стороны.

Мелкие фациальные изменения происходили как во время накопления Жержульского доломита, так и позже, в моменты возможного отложения известковых илов.

Наиболее крупные фациальные изменения произошли во время появления Жержульского доломита. Перед этим можно наметить две эпохи: эпоху континентального перерыва перед отложением базального конгломерата и время образования этого конгломерата. В первую эпоху вдоль лежащего

бока Жержульского доломита по крайней мере в 2-х местах возникли две депрессии. Между ними происходило более интенсивное физическое выветривание.

Во вторую эпоху в депрессии сносились местные продукты выветривания, и формировались конуса выноса или же дельтовые прибрежно-морские отложения.

Затем настало длительное время образования Жержульского доломита.

Мелкие изменения условий его седиментации связаны с контактами отдельных слоев. Насколько известно, стилолитовых швов в этих контактах не образовалось. Вместо них кое-где видны слабовыраженные следы послойного закарстования. Они говорят нам о кратковременных перерывах в отложении доломитового ила (о диастемах). За небольшое время этих перерывов никаких глинисто-иловатых отложений не образовалось, даже в виде тонкой пленки.

Небольшие изменения условий осадконакопления, кроме того, сказывались в слабых вариациях литологии доломитов. Но о них уже сказано выше в их петрографическом описании.

Весьма существенно изменились условия существования после возникновения Жержульской геологической формации и до отложения вышележащих серых плитчатых доломитов. Настало время их денудации и выветривания. Денудация была весьма длительной (до полного уничтожения доломитов, что было к югу от р. Маны, за Таловкой). Выветривание же наложило неизгладимый отпечаток на Жержульские доломиты: они стали сильно изъеденными карстовыми полостями и пропитанными распыленным гематитом, а затем в этих полостях накопился доломитовый порошок будущих карстовых доломитовых отложений. К нему примешалась и гематитовая пыль.

10. Тектоностратиграфические взаимоотношения Жержульской толщи. Вопрос о них трудный, не совсем выясненный.

Остановимся на отношении Жержульского доломита к Иртышским эпифитоновым слоям на правом склоне долины р. Маны. На первый взгляд кажется, что Жержульский доломит лежит согласно на вертикальных эпифитоновых слоях Иртышской толщи.

Это вызывает сомнение: эпифитоновые слои являются нормальными морскими горными породами, тогда как выше залегающие Жержульские доломиты — типичные лагунные напластования. Нелегко объяснить, почему осадконакопление началось с морских слоев, отложенных в морской воде нормальной солености, а затем перешло в лагунную седиментацию доломитов.

Вместе с тем в разрезах Жержульского доломита, распо-

ложенных севернее р. Маны, появляется в двух местах базальный конгломерат, имеющий характер абразионного или дельтового образования. Конечно, можно бы ставить вопрос о том, не являются ли иртышские эпифитоновые слои фацией базального Жержульского конгломерата. Однако этот вопрос мы не можем пока решить определенно. Все же наличие базального конгломерата под Жержульским доломитом говорит о наличии некоторого перерыва в отложении.

Следует собрать дополнительные данные о тектоностратиграфических взаимоотношениях Жержульской толщи с ее фундаментом в северной части этой толщи, где она залегает на Гребешковской геологической формации. Но и без новых дополнительных исследований достаточно ясно, что залегает она на данной формации с резко выраженным азимутальным и угловым несогласием.

В самом деле, ведь Жержульская толща имеет субмеридиональное простирание и гомоклинальное залегание слоев, падающих очень круто на восток (до вертикального падения). В то же время западнее расположена синклиналь с.в. простирания, на обоих крыльях которой несогласно залегает Жержульская толща. При этом данное залегание наблюдается местами через конгломераты и конгломерато-брекчии.

11. Тектоника Жержульского доломита соответствует его геологической позиции в геосинклинально-складчатом поясе позднего протерозоя. По возрасту этот пояс относится не к последним, а к одному из последних циклов тектогенеза верхнего протерозоя (красноярскому).

Как известно, красноярская система в начале своего развития входила в состав эвгеосинклинальной зоны. Это было время становления Жистыкской диабазо-кератофировой толщи.

Позже сохранялась напряженная тектоника: падение слоев обычно было близким к вертикальному. Так же круто залегают и слои Жержульского доломита. Однако мы пока не имеем ни эффузивов, ни интрузивов в средней и верхней части красноярской системы. И все же мы пока считаем ее тектонику не мио-, а эвгеосинклинальной. Это относится и к Жержульскому доломиту. Конечно, это мнение можно оспаривать. Оно основано на наличии эвгеосинклинальной фации (диабазов и кератофиров зеленокаменной фазы состояния Жистыкской «формации») и на предположении, что природа геосинклинально-складчатого пояса в момент образования Жержульской толщи не изменилась.

Залегание Жержульского доломита — гомоклинальное: вертикальное и почти вертикальное падение слоев местами с ясным падением их на восток. Простирание Жержульского доломита — почти меридиональное, в северной части — с.с.-в. К сожалению, этот доломит почти везде и всюду массивный.

без ясной слоистости. Однако залегание слоев диктуется залеганием лежащего бока Жержульского доломита: нигде на всем протяжении этот лежащий бок не дает каких-либо мелких или более крупных дополнительных складок. Такие складки можно предполагать внутри Жержульского доломита, но при условии, что эти складки не доходят до лежащего бока. Однако такое предположение весьма мало соответствовало бы реальности: Жержульский доломит очень жесткая масса, не способная, как правило, давать дополнительные складки. Что же касается дисгармонических складок, то они могли бы возникнуть лишь в окружающих Жержульский доломит более пластичных карбонатных горных породах.

Что касается дизъюнктивов, секущих Жержульский доломит, то один из них изображен на геологической карте В. И. Попова и Л. В. Яконюк. Мы предполагали, что этот дизъюнктив является межформационным, существенно не изменяющим тектоностратиграфических отношений прилегающих к нему толщ.

Жержульский доломит, как и все доломиты, является сравнительно хрупкой горной породой. Поэтому в нем развилась довольно густая сеть тектонических (в частности, сейсмических) трещин. По ним позже возникли жилки карбонатов.

Наиболее характерными сериями тектонических трещин в Жержульском меридиональном доломите являются следующие, закономерно построенные рядами системы трещиноватости:

- а) поперечные, субширотные, почти горизонтальные;
- б) поперечные, субширотные, с крутым падением на север;
- в) поперечные, субширотного простирания, с падением на ю.-в. под углом 70° ;
- г) продольные, субмеридиональные, почти вертикальные;
- д) продольные, субмеридиональные, с крутым падением на запад, местами принимающие характер сланцеватости;
- е) диагональные, северо-западного простирания, наложенные (салаирского возраста?) и др.

12. Вторичные изменения Жержульского доломита выразились в диагенезе, метаморфизме и древнем выветривании. Процессы синхронного поверхностного вулканизма в Жержульской геологической формации не известны.

Диагенез в Жержульском доломите проявился в общем довольно обычным способом: в окаменении и в слабой аутометасоматической перекристаллизации, отчего появилось сходство с сахаровидной мелкокристаллической массой. При этом местами возникла довольно характерная для доломитов пористость. Вокруг мелких пор при этом образовались хорошо ограненные кристаллики доломита, превышающие по своим размерам кристаллики остальной массы доломитов.

Процесс диагенеза в Жержульском доломите, видимо, переходил позже в метаморфизм. Можно заметить две формы этого процесса — динамометаморфизм и автометаморфизм.

Несомненно, известную роль динамометаморфизма нельзя не признать в преобразовании Жержульского доломита, если учесть что он испытал интенсивную геосинклинальную складчатость и был дислоцирован до вертикального падения слоев. При этом возникла та довольно густая сеть тектонических трещин, которая выше уже отмечена. Возникновение ее сопровождалось, как правило, образованием микроскопических раздвигов, кое-где и смещениями вдоль трещин, с образованием штрихов скольжения. Этот процесс перемежался с образованием кальцитовых (и доломитовых?) жил, что является, по нашему мнению, известной формой автометаморфизма или переотложения хорошо растворимого карбонатного вещества доломитов.

Вторичные изменения Жержульского доломита заключались еще во всеобщей деформации кристалликов доломита, в образовании «двойников» скольжения по трещинам спайности, в образовании тектонических брекчий, сейсмических зеркал скольжения и проч.

Древнее выветривание Жержульского доломита выше уже отмечалось и сравнивалось с гематитизацией Унгутского доломита. Вместе с глубокой гематитизацией шло развитие карстовых полостей. Затем перед отложением вышележащих серых шумичкинских плитчатых доломитов эти полости были заполнены белым и розоватым довольно однородным по величине зерна пещерным доломитом. Эта ровнозернистость пещерных доломитов — широко распространенное и характерное явление. Оно бросается в глаза при сравнении с вмещающими доломитами. Последние в целом характеризуются большим диаметром кристалликов доломита. Это соответствует природе физического выветривания, приводящего к дроблению и измельчанию зерен доломита. При физическом выветривании уничтожались также те крупные кристаллики доломита, которые столь охотно развиваются в мелких пустотах доломитов.

Местами в описываемых пещерных отложениях Жержульского доломита намечается неясная слоистость. Бросается в глаза довольно резкое различие в строении Жержульского доломита с его пятнистым окрашиванием гематитом по сравнению с его пещерными доломитами, где эта неравномерная окраска совершенно отсутствует.

Итак, мы видим довольно значительные метаморфические изменения и глубокое выветривание Жержульского доломита. Но вышележащие серые плитчатые доломиты лежат на нем слоями, параллельными контакту с ним. Без просле-

живания этого контакта по простиранию такое соотношение представляется на первый взгляд непонятным.

13. Полезные ископаемые, генетически связанные с Жержульским доломитом,—обычные, какие можно было бы заранее предсказать. Это бутовый камень, дорожный строительный материал, флюс для домен. Из-за залегания вдали от индустриальных районов все это пока сырье более или менее отдаленного будущего.

14. Подземные воды на территории Жержульского доломита — карстовые, трещинно-карстовые и грунтовые. Есть местами и верховодка, вызывающая известную степень заболоченности.

15. История образования Жержульской толщи.

Эта история довольно простая, хотя не во всем ясная и вместе с тем своеобразная, так как мощность Жержульского доломита необычайно велика.

Перед образованием Жержульского доломита в районе развития Гребешковской геологической формации денудация вскрыла синклинали с.-в. простирания, на которую с явным несогласием отложился этот доломит (местами через базальный конгломерат, а местами прямо на фундамент с унаследованной древней корой выветривания). Возможно (?), фацией базального конгломерата являются Иртышские эпифитоновые слои.

Затем началась длительная эпоха формирования Жержульского доломита, демонстрирующего удивительную устойчивость лагунной фации.

Была ли фаза превращения Жержульской лагуны в открытое море? Это пока остается неизвестным. Но дно лагуны явно испытало длительный и очень медленный прогиб (или опускание параллельно самому себе). Затем прошло поднятие и образование суши. Началось закарстование. Следы его выше кратко отмечены. Наконец, последовала ингрессия моря, создавшая Шумичкинскую лагуну и началась новая седиментация — образование серых плитчатых доломитов.

Шумичкинская пульсационная свита, серые доломиты и мраморы

1. Стратотип. Стратиграфически выше Жержульского доломита идет мощная, довольно однообразно построенная геосинклиналичная толща — продолжение верхнего отдела красноярской системы. Она испытала напряженную складчатость. Начинается она с плитнякового серого доломита, выше переслаивающегося с черно-серым тонкокристаллическим немым мрамором или известняком. Эту часть стратиграфической колонки мы назовем Шумичкинской свитой. Она покры-

вается граувакковым песчаником верхнего протерозоя. Мощность ее очень небольшая. Стратотип ее — по р. Мане выше Жержульского доломита.

2. Описание обнажений данной толщи пока не даем, ограничившись краткой характеристикой состава и строения стратотипа. Он расположен близ устья правого притока р. Маны — кл. Шумички.

Там при почти вертикальном падении слоев и их субмеридиональном простирании выходит в нижней, западной части разреза маломощная свита серых плитчатых доломитов. В доломитах этих есть примесь зерен кластического кварца и листочков слюды. Выше по течению (и стратиграфически) залегают почти такие же черно-серые мелкокристаллические слоистые мраморы, несколько доломитистые и переслаивающиеся с доломитами.

3. Геологические границы описываемой толщи в разрезе по р. Мане исследованы: нижняя в коренном выходе, как наблюдаемый контакт, верхняя (или висячий бок) почти в коренном выходе. По простиранию прослежен на небольшое расстояние (до Иртышки) лишь лежащий бок.

4. Стратиграфический состав описываемой толщи. Его можно представить в виде двух свит (или подсвит) небольшой мощности, выделяемых по литологическим признакам: нижняя свита слагается плитняковым серым доломитом, а верхняя — состоит из черных и серых слоистых мелкокристаллических доломитистых (?) мраморов (с немногими прослойками аналогичного доломита). Нами дается предварительное и условное деление толщи на части 100-метровой мощности.

5. Литологический очерк толщи. Даем его очень лаконично.

Базальный плитняковый серый доломит мелкокристаллического строения, обычно плотный, с намечающейся слоистостью вдоль плит, характеризуется составом из кристалликов прозрачного доломита. Диаметр их варьирует от 0,1 до 0,5 мм. Структура — мозаичная или торцовая.

Кроме главного компонента различимы сравнительно многочисленные угловатые зерна прозрачного кварца, варьирующие в диаметре от 0,1 до 0,4 мм. Кварц местами с волнистым угасанием без заливчиков разъедания.

В шлифе 47 р 222 замечена примесь к доломиту чешуйки биотита и реже мусковита. Их длина достигает 0,55 мм. Чешуйки местами заметно измяты. Их оптические свойства большей частью совпадают с признаками мусковита (бесцветность, совершенная спайность, высокое двупреломление), но кое-где попадаются чешуйки и биотита.

Наличие терригенной примеси позволило выделить ее в нерастворимом остатке. Исследование его позволило убедить-

ся в присутствии также множества неопределимых до рода частиц обуглероженной ткани сине-зеленых водорослей (с довольно обычной для них микроорганической структурой).

Среди описываемых базальных слоев доломита обычной разностью являются слои, рассеченные тонкими светлыми мелкокристаллическими карбонатными жилками без заметной рудной минерализации.

Другие шлифы дают аналогичную картину, но без примеси песчинок и чешуек. Определимых до вида окаменелостей не обнаружено.

Исследование под микроскопом шлифов из верхней части толщи обнаружило наличие серо-черных мелкокристаллических плотных плитчатых, но не слоистых чистых мраморов. Стрессение их мозаичное. Диаметр слагающих кристалликов кальцита меняется в шлифе (47р 223) от 0,005 до 0,1 мм. Имеется примесь пылеватых обрывков углеродистой ткани сине-зеленых водорослей, длиной обычно не более 0,02 мм. Их строение довольно обычное, не позволяющее определить их видовую самостоятельность. Мы пытались сделать это, но результаты получились отрицательные.

6. Окаменелости в описываемой толще, как видим, находятся в виде продуктов тонкого перемалывания в волноприбойной мельнице. Макроскопический осмотр ничего не дал. Просмотр множества обломков тоже не помог нам найти дресвинок, хотя бы содержащих обломки нитей эпифитонов.

7. Особенности минералогии в общей форме можно предвидеть для описываемых карбонатных горных пород. Осмотр многих десятков образцов их не позволяет надеяться встретить в них даже мелкие кристаллики исландского шпата. Кальцит жилок представлен в них обычно в виде мутных, белых или серых кристалликов. Едва ли данные горные породы представляют собою значительный интерес для специалиста по минералогии кальцита и доломита.

Спектральных анализов образцов карбонатных горных пород Шумичкинской толщи пока еще не сделано.

8. Фациальные особенности данной карбонатной толщи изучены недостаточно; в частности, не было сделано попыток определить (хотя бы методом гомогенизации) природу газовой фазы.

Конечно, описываемые карбонатные породы Шумичкинской толщи принадлежат морской, частью лагунной фации. Однако мы в настоящее время не можем ответить точно, какова была глубина морского дна (в метрах), как она менялась в разных сечениях. Описываемая толща исследована из-за слабой обнаженности, из-за недостаточного количества материала еще слабо. В частности, не известна палеонтологическая сторона фации. Все же очень характерно, что толща

начинается с доломитов и выше по стратиграфической колонке переходит в кальцилиты. Это характерный, обычный переход в случае развивающейся ингрессии, когда лагунные условия сменяются условиями открытого моря (батиальной? фации).

До сих пор в описываемой толще мы не знаем таких характерных признаков, как следы волнений и морских течений, косая слоистость и трещины усыхания. Это удивительно, хотя часто встречается и не всегда легко объясняется. Терригенная примесь, за исключением базальных слоев, почти отсутствует. Характерно отсутствие красноцветов и господство серых, темно-серых и черных тонов окраски.

Фациальные изменения по стратиграфической колонке, как уже отмечено, происходят довольно определенно в направлении от лагунных к открытоморским. Вдоль по простиранию фациальные перемены, насколько известно, происходят в узких пределах. Это объясняется тем, что мы проследили их на сравнительно короткое расстояние.

Фации глубинности осадконакопления описываемой толщи определены лишь грубо. Во время перерыва глубина была равна нулю. Суша была низменной и равнинной.

В момент ингрессии приносились редкие песчинки. Глубина моря была от 0 до 200 м. Затем было углубление моря до глубины батиальной зоны, и создалась фация известковых илов, для которой в нашем районе оказалась характерной обстановка закисной среды (с сероводородным заражением или с накоплением небольшой, не истлевшей примеси обрывков органической ткани водорослей).

9. Стратиграфическое положение и возраст описываемой толщи. Из-за отсутствия остатков фауны и флоры возраст определяется лишь стратиграфическим положением ее внутри красноярской системы. Последнюю некоторые отождествляют ошибочно с Анастасьинской толщей, имеющей значительно в несколько раз меньший объем, чем красноярская система. Поэтому у некоторых могло бы получиться, что даже вся красноярская система имеет нижнекембрийский возраст. Нелепость этого теперь, кажется, всем ясна.

Описываемая толща несогласно с ясным перерывом залегает на Жержульском доломите, испытавшем глубокое выветривание еще до отложения базального слоя ее. С другой стороны она определенно перекрывается (вероятно, с некоторым перерывом в отложении и с размывом?) толщей граувакковых песчаников.

Важно подчеркнуть, что и этот второй контакт Шумичинской толщи, или ее всякий бок является, видимо, нормальной, притом несогласной стратиграфической границей, а не дизъюнктивом. Откуда у нас такой вывод? Почему тут

нельзя провести дизъюнктив, как нельзя провести его и к востоку от Жержульского доломита?

Дело в том, что описываемая здесь толща вместе с перекрывающими ее граувакковыми песчаниками прослеживается на левую сторону р. Маны, где она как будто скрыта под аллювием. Но перекрывающие ее граувакковые песчаники видны в коренном выходе при устье долины рч. Жержул на левом склоне долины Маны. От устья долины Жержула они прослеживаются к устью долины Таловки и уходят вдоль нее далеко вверх по течению. При этом простирание слоев граувакковых песчаников, предполагается, идет вдоль рч. Таловки на юго-запад. Это предположение согласуется с сплошным распространением этих песчаников по правому склону долины Таловки на 2 км вверх по течению от ее устья.

Но если это так, то слои Шумичкинской толщи были несогласно перекрыты слоями тех же граувакковых, обнаженных в правобережье рч. Таловки близ ее устья.

Можно, конечно, допустить, что данный вывод о несогласном контакте ошибочен и что это контакт — дизъюнктивный. Но дизъюнктивная природа его не подтверждается при прослеживании его на север, в сторону Козьей толщи, где этот предполагаемый дизъюнктив теряется.

По нашим прежним, недостаточно обоснованным данным, он уходит в сторону Козьей синклинали, упирается в нее и там перекрывается не Козьей толщей, а подстилающей ее свитой — коричневато-серыми онколитовыми слоистыми мелкокристаллическими мраморами, которые простираются, если не ошибаюсь, к западу от Козьей синклинали.

Новые дополнительные наблюдения не дали пока ничего существенного.

10. Тектоника описываемых слоев представляется нам пока в достаточной степени простой, закономерной. Действительно, на первый взгляд эта тектоника воспринимается как почти только гомоклиная структура. Слои в общем простираются почти на север и падают под углами, близкими к 90° , чаще на восток.

Однако есть и небольшие осложнения этой структуры. Так, в 200—300 м выше устья кл. Шумички наблюдается ясно выраженная дополнительная складка. Других осложнений залегания нами пока не установлено.

Что касается дизъюнктивов, хотя они есть, но, видимо, небольшие, внутрiformационные. Они пока не закартированы. На характеристике тектонической трещиноватости пока ради краткости почти не останавливаюсь.

В описываемой толще видны следующие системы тектонической трещиноватости (в вертикальных слоях, с простиранием по аз. 5°):

- 1) послойные трещины;

- 2) падающие по аз. 92° под углом $10-15^\circ$;
- 3) поперечные к простиранию, почти вертикальные;
- 4) продольные к простиранию трещины, падающие на запад под углом $60-70^\circ$;
- 5) диагональные к простиранию (по аз. 50°) почти вертикальные;
- 6) диагональные к простиранию слоев (по аз. 320°), примерно вертикальные.

По всем системам тектонических трещин образовались белые жилки кальцита. Позже по ним прошли скольжения вдоль жилок.

11. Диagenез и динамометаморфизм. В связи с описываемой толщей не известно следов интрузивного вулканизма. Нет и признаков эффузивов.

Диagenез в ней прошел в свое время в довольно обычных формах. Каких-либо вопросов он не вызывает. Динамометаморфизм в нижней части доломитовой толщи мог бы проявиться в более яркой и заметной форме: ведь эта серия горных пород большей частью падает почти вертикально. Первый вопрос, который возникает в данной тектонической обстановке, это вопрос о сланцеватости, в частности, о дифференциальной сланцеватости. Как известно, в плитняковых доломитах при вертикальном падении слоев (в случае более низкой ступени динамометаморфизма) рассланцовки обычно не возникает, и динамометаморфизм проявляется существенно в микродизъюнктивах по трещинам спайности и по контактам кристалликов доломита. По р. Мане близ рч. Шумички, видимо, именно такой случай и наблюдается.

Доломиты являются более хрупкими горными породами, чем известняки и мраморы. Можно было в них ожидать появления поперечных зияющих трещин отдельности, заполненных жилками кальцита. Однако подобных структур в ярком выражении не наблюдалось.

Поиски дифференциальной сланцеватости не дали положительного результата и в черно-серых мелкокристаллических мраморах. Следы интенсивной складчатости проявились здесь в образовании бесчисленного множества «двойников» скольжения, в штрихах скольжения, обычно ориентированных вдоль слонности, в целой серии закономерных тектонических трещин.

12. Тектоностратиграфические взаимоотношения Шумичкинской толщи с вышележащими граувакковыми песчаниками не являются абсолютно ясными, так как контакт между ними по правой стороне р. Маны обнажен недостаточно.

Вполне возможно, что этот контакт уходит на ю.-з., за р. Ману, где он идет вдоль рч. Галозки. Если это так, то он срезает целиком всю Жержульскую толщу, а может быть,

и Иртышскую пульсационную свиту. К сожалению, правый склон долины Таловки лишен коренных выходов, и мы поэтому не знаем, как залегают там слои граувакковой толщи, прослеживаемой на этот склон от района устья Шумички.

Другой вариант состоит в том, что от этого района граувакковые песчаники простираются в верхнюю часть пос. Жержула. Но там лежащий бок граувакковых песчаников в ясном залегании и отношении к слоям их фундамента нами не наблюдался.

В заключение заметим, что взаимоотношения Шумичкинской толщи в всячем боку необходимо в дальнейшем исследовать более точно.

13. Полезные ископаемые и подземные воды описываемой толщи имеют обычный для бассейна р. Маны характер. Они, ради краткости, здесь не рассматриваются.

14. Геологическая история образования описанной двучленной толщи выяснена не до конца, так как мы еще не проследили ее на всем ее протяжении. Наши исследования, видимо, еще недостаточно точны для однозначных решений.

Все же за последними моментами формирования Жержульского доломита последовали важные геологические события. Море исчезло, начался размыв. Он, возможно, создал пенеппенизированную поверхность.

Затем нахлынуло ингрессирующее море, и возникла лагуна, затем сменившаяся открытым, довольно глубоким морем. Продолжалась седиментация карбонатных сероцветных отложений. Затем описываемая толща закончила (или почти закончила) свое образование, и началась седиментация новых отложений, а именно, толщи граувакковых песков.

К характеристике этой толщи переходим далее.

Лебяжья серия

1. Стратотип. Эта типично-геосинклинальная серия образований установлена в виде двух (или трех) условно выделяемых по литологическим признакам свит верхнего протерозоя. Она внизу состоит из граувакковых песчаников, а выше из кальцилитов. Она лежит на Шумичкинской карбонатной толще и перекрывается Козьей и Малоунгутской пульсационными свитами (?). Мощность Лебяжьей серии по предварительной оценке превышает 0,7—1 км. Лебяжья серия охарактеризована окаменелостями пока весьма слабо (это некоторые известковые водоросли).

Стратотипическое сечение Лебяжьей серии расположено по правому склону долины р. Маны ниже устья рч. Драгунихи. Впервые Лебяжья толща намечена автором в 1936 году.

2. Описание обнажений дается (без детального, послынного описания) лишь для стратотипического разреза по р. Мане, притом очень кратко. Начинаем с наиболее древних слоев. Эти граувакковые, песчаниковые слои, отделенные перерывом в 11 м от фундамента, в ряде обнажений (Збр 25а) прослеживаются по правому берегу р. Маны на 200 м. Понимание этого разреза разными геологами давалось различное: одни считали строение его гомоклинальным, другие — антиклинальным. Во всех коренных выходах господствует почти меридиональное простирание слоев и падение их, близкое к вертикальному. Следует подчеркнуть, что кроме песчаников там обнажаются также песчано-алевролитовые и алевролитоглинистые прослои. Но, несмотря на это, анализ разреза представляет трудности из-за неясного выражения дифференциальной сланцеватости.

Залегание слоев меняется следующим образом.

В самом нижнем коренном выходе слои сероцветных средне- и мелкозернистых песчаников падают по аз. 95° под углом 87° . Длина обнажения вдоль р. Маны — 20 м.

Подобные песчаники с прослоями темных песчано-глинистых прослоев прослеживаются и далее вверх по Мане. Они сохраняют примерно такое же залегание (с очень крутым падением слоев на восток). Но в одном месте получается впечатление как от круто поставленной, очень острой антиклинали. Но мы в поле без шлифов решили, что антиклинали нет, что западное падение слоев есть результат их опрокинутого залегания, что они до опрокидывания падали на восток. Таким образом, мы имеем там гомоклиналь а не антиклиналь.

Восточнее лежат плитчатые слоистые, местами тонкослоистые, преимущественно темные или черные мелкокристаллические мраморы. Однако в западной части разреза встречаются красноватые, более светлые прослои, содержащие неясные, очень мелкие включения. Видимо, это микропалеонтологические проблематические остатки.

Характерной деталью тектоники является наличие среди вертикальных слоев дополнительных антиклиналей и синклиналей, которые доказывают ясное неопрокинутое падение слоев на восток: на востоке располагаются более молодые слои толщи. Об этом судим по наличию соответствующей дифференциальной сланцеватости (Радугин, 1928 г.).

Верхняя часть разреза сложена однообразными, большей частью темными или черными слоистыми плитчатыми мелкокристаллическими мраморами. Их субмеридиональные слои падают почти вертикально. На основании анализа микротектоники, в частности, мелких складочек, можно сказать, что висячий бок этой толщи мраморов находится на востоке, а не на западе.

3. Распространение Лебяжьей толщи во всех деталях еще не выяснено. Правда, уже закончена 1 : 50 000 геологическая карта в области ее развития. Однако Красноярское геологическое управление не сочло необходимым выделить и проследить Лебяжью толщу.

На север от разреза по р. Мане Лебяжья толща протягивается до Козьей и Верхнекорбикской синклиналей и несколько далее. На юг от р. Маны Лебяжья толща сначала смыкается на востоке, за рч. Драгунихой к Малоунгутской толще, а затем протягивается до доломитов Унгутской геологической формации. Граница толщи на юго-западе не вполне выяснена, так как там есть две полосы граувакковых песчаников. Кроме того, там получают развитие подслиты доломитов, отсутствующие на площади Лебяжьей толщи к северу от р. Маны.

4. Стратиграфический состав Лебяжьей толщи. В ней выделяется нижняя часть (или свита), состоящая из серых граувакковых песчаников и черно-серых песчано-глинистых сланцев. Стратиграфически выше залегает довольно однообразная серия тонкослоистых плитчатых, обычно черных и темно-серых, реже красноватых кальцилитов или мелкокристаллических мраморов; эта серия несколько условно делится на две части: нижнюю, где окраска несколько светлее, встречаются красноватые прослои и есть остатки микроводорослей (?), и верхнюю, где господствуют однообразные черные «немые» мелкокристаллические мраморы. Выделение данных двух частей требует дополнительно более детального исследования их состава.

5. Петрографическая характеристика. Сероцветные мелко- и среднезернистые полимиктовые песчаники имеют граувакковый характер. Обычно бросается в глаза примесь чешуек слюды. Имеется примесь зерен кварца.

В шлифе 31 р 20 хорошо видно обломочное строение. В минералогическом составе определены следующие зерна: кварц, белесый жильный кварц, полисинтетический плагиоклаз, эпидот, пироксен, амфибол и другие. Есть примесь чешуек слюды. Цемент — тонкозернистый, алевролитоглинистый. Некоторые разности песчаников характеризуются примесью магнетита.

В шлихе, полученном после дробления и промывки песчаника (обр. 67 р 311), минералогическое определение в шлиховой лаборатории ГРФ Томского политехнического института дало следующие компоненты (кроме вышечтенных породобразующих минералов): магнетит, ильменит, апатит, турмалин, пистацит (?).

Дробление, промывка и отбор песчинок мономинерального состава позволили получить (из образца 38р 25а) материал для спектрального анализа. Этот анализ в лаборатории

Томского политехнического института дал обычные элементы — примеси в песчинках эпидота, пироксена и амфибола. В одной песчинке эпидота оказалось очень много марганца. Видимо, она является марганцевым эпидотом.

Вместе с описанными полимиктовыми песчаниками в Лебязьей толще имеются песчано-глинистые прослойки более мелкозернистого строения и аналогичного минералогического состава.

В вышележащих карбонатных слоях стратотипического разреза по р. Мане доломитов нет. В нижней части их изредка можно встретить слегка красноватые прослойки мелкокристаллического плотного мрамора. Его красноватый оттенок обусловлен примесью тонкораспыленного гематита.

Другие прослойки можно отнести к разности водорослевого мелкокристаллического плитчатого плотного мрамора, причем палеонтологические остатки встречаются сравнительно редко, в малом количестве. Эти темные мраморы были исследованы с помощью растворения в разбавленной соляной кислоте. Нерастворимая обуглероженная примесь, оставшаяся на фильтре, была просмотрена. Мы искали споры, но они не были обнаружены.

Наконец, отметим главную разновидность из верхней свиты черных битуминозных мелкокристаллических антраконитовых плотных плитчатых мраморов, с белыми кальцитовыми жилками.

В шлифе 47 р 231 они представляют собою горную породу мозаичного строения, состоящую из мелких (0,05—0,9 мм) кристалликов антраконита, не содержащую никаких примесей, кроме примеси обрывков черной обуглероженной ткани водорослей, принадлежащих скорее всего к сине-зеленым строматолитам.

В описываемой толще мраморов изредка встречаются и тонкие прослойки мелкозернистого песчаника. В шлифе один из образцов его (47р 112) представляет обычную (для Лебязьей свиты) картину.

6. Палеонтологическая характеристика описываемой толщи весьма скудная. Сначала мы имели почти лишь примесь углеродистого вещества, заметную в шлифах, а также выделяемому с помощью растворения в соляной кислоте из темных карбонатных горных пород. На первых порах мы не могли найти ни одного эпифитона, ни одного строматолита. Затем эпифитоны были обнаружены на запад от нижнего течения Жержула. Однако было сомнение, принадлежат ли эти горные породы Лебязьей толще.

Далее применен метод поисков микроорганических остатков в шлифах. Сначала их было заказано около 10 шт. Затем их было получено более сотни. Но и они почти ничего существенного не дали. Обычно в шлифах или в нерастворимом ос-

татке после обработки соляной кислоты видны не определенные до вида и рода мельчайшие обрывки водорослевой обуглероженной ткани с характерным для нее рисунком.

7. Особенности минералогии и геохимии. Лебяжья свита имеет довольно обычный петрографический состав граувакковых песчаников и темных мраморов.

Минералогический состав первых выше отмечен, а у вторых основным представителем является кальцит, главным образом антраконит. Каких-либо редких, особых минералов в Лебяжьей свите не обнаружено. Нет и следов исландского шпата.

Спектральные анализы, выполненные по нашей просьбе по карбонатным горным породам Лебяжьей свиты по отдельным немногим образцам в лаборатории Томского политехнического института, не дали нам существенных результатов. Однако в некоторых прослоях обнаружен охристый карбонат жилок (обр. 47р 224) с повышенным содержанием железа и марганца. Повышенное содержание железа установлено также в прослоях Лебяжьей свиты, расположенных у правой ложбины, впадающей в долину Маны ниже Лебяжьего озера — протоки. Эти прослои сложены сравнительно светлым красноватым мелкокристаллическим динамометаморфическим мрамором или плотным плитчатым слоистым известняком. Эти исследования в будущем следует провести с использованием большего материала.

8. Стратиграфическое положение и возраст. Стратиграфическая позиция Лебяжьей толщи в красноярской системе довольно прочная. Не вызывает сомнения, что она лежит стратиграфически выше Шумичкинской толщи доломитов и мраморов; что касается перекрывающих образований, то на юге Лебяжья толща перекрывается доломитами, относимыми к Унгутской толще, подстилаемой Печорской и Малоунгутской толщами с эпифитонами. Нет сомнения в том, что последние моложе Лебяжьей толщи.

С самых ранних маршрутов возникло представление о синклинальном строении Козьей толщи, расположенной к западу от пос. Мал. Унгута. Да и в настоящее время не появилось сомнений в этом. Поэтому есть некоторая уверенность, что Козья толща лежит стратиграфически выше Лебяжьей, так как расположена севернее ее и так как она там слагает синклиналь с погружением оси этой складки на север. Правда, следует заметить, что обнаженность в районе Козьей синклинали довольно скудная и желательны расчистки до коренных горных пород и замеры залегания слоев.

Убедительных наблюдений, доказывающих налегание Малоунгутской толщи на Лебяжью, у нас на первых порах не было. Некоторые геологи проводили дизъюнктив между областями развития Лебяжьей и Малоунгутской толщами. Одна-

ко разрез по правому склону долины Драгунихи показывает достаточно ясное налегание эпифитоновых слоев последней, в том числе осадочной базальной брекчии на темные мелкокристаллические интенсивно дислоцированные мраморы Лебяжьей толщи и на светлые, частью розоватые доломиты, которые можно было бы выделить под названием слоев Драгунинской толщи.

Итак, хотя все еще есть некоторые небольшие сомнения в правильности стратиграфического положения Лебяжьей толщи, она все же занимает это положение довольно прочно.

Что же касается геологического возраста ее, то палеонтологические остатки почти не помогают в его определении. По стратиграфическому же положению этот возраст определяется в одном из верхних ярусов верхнего отдела красноярской системы.

Абсолютный возраст Лебяжьей свиты не определен: нам не удалось найти в ней даже следов глауконита или других, синхронных ей образований, содержащих калий.

9. Фациальные особенности Лебяжьей толщи. Она представляет собою классический пример морской толщи или закономерно построенной пульсационной свиты, возникшей в результате наступления моря. При этом углубление моря, видимо, опережало седиментацию. Поэтому и фации сменяют друг друга в стратиграфической колонке толщи закономерно: от более мелководных фаций к более глубоководным.

По своему фациальному профилю Лебяжья толща принадлежит к типичным сильно дислоцированным геосинклинальным формациям (флишoidного типа). Это — часть закономерно («циклически») построенной стратиграфической колонки.

В нижней своей части она принадлежит к неритовой фации, к фации мелководных песчаных и песчано-глинистых образований. Седиментация происходила, видимо, на глубине не более 200 м, в среде с некоторым избытком органогенного материала, т. е. в закисной среде. Море, видимо, было лишено ярко выраженных или сильных течений. Приносился лишь мелкий и среднезернистый песок да ил.

В наслоениях нижней свиты Лебяжьей толщи мы не могли заметить следов волнения.

Седиментация происходила в процессе продолжающегося опускания, о чем свидетельствует мощность нижней, песчаниковой свиты, превышающая 200 м.

Фация сероцветных полимиктовых песчаников при опережающем развитии наступления моря сменилась фацией серо-черных известняковых илов, отлагавшихся, как правило, в закисной среде. Исключением были те моменты седимента-

ции, когда отложились глинистые известняки красноватых тонов.

Сероцветные карбонатные илы Лебяжьего моря формировались, видимо, на большой глубине, на континентальном склоне, в спокойной обстановке, без воздействия волнений и течений, следов которых пока в Лебяжьей толще не обнаружено.

На дно Лебяжьего моря в это время в ничтожном количестве приносился алеврито-глинистый материал, образовавший тонкие прослойки в лебяжинских темных плитчатых мраморах.

К более поздней, видимо, почти последней фазе седиментации фациальные условия снова заметно изменились, и стали в более глубоком и слабее «проветриваемом» море оседать битуминозные или сероводородные, антраконитовые илы, давшие потом черные среднекристаллические мраморы.

Наконец, как показывает сечение левого склона долины р. Маны ниже устья Драгунихи, еще позже обстановка на дне Лебяжьего моря стала вновь более беспокойной: появилась примесь песчано-глинистого материала к известковым накоплениям, отложились даже местами песчаники, а кое-где как будто возникли даже галечники (либо подводные оползни?). Глубина бассейна стала явно меньшей. Аналогичные факты можно видеть и на правом склоне долины Маны ниже белых мраморов у Козьей толщи, но они там недостаточно изучены.

Фациальные особенности по простираанию подвержены мелким или бесконечно мелким послыйным изменениям. Они при слабой обнаженности толщи пока почти не поддаются учету. Несмотря на эти изменения в целом Лебяжья толща, так сказать, «сохраняет свое лицо», т. е. фациальный облик хорошо выдерживается по простираанию.

10. Тектоника. Структура Лебяжьей толщи несмотря на то, что это строение еще не изучено послойно, все же в общих чертах наметилась довольно определенно. Конечно, возможны еще ошибки, недоделки, но все же основное выяснено правильно.

Главный мотив тектоники Лебяжьей толщи можно было предвидеть еще в 1932 г. после исследований Ю. А. Кузнецова (1932 г.): этим исследователем в с.-з. части Восточного Саяна, близ г. Красноярска подмечена особенность тектонических дислокаций древнейших толщ района — они шли под интенсивным нажимом с запада. Этот мотив тектоники мы почувствовали в 1936 г., когда осенью проплывали мимо красивейших скал у Лебяжьей протоки (ниже дер. Лебяжьей).

Исследование этих скал, непроходимых посуху у их подножья, по берегу протоки, показывает следующие особенности их строения.

Слои темноцветных карбонатных горных пород стоят почти вертикально, с субмеридиональным простираем слоев. Это наблюдается в скалах на протяжении сотен метров. Следовательно, мы там наблюдаем в достаточно убедительной форме следы напряженной складчатости.

Вместе с тем внимательное наблюдение показывает вектор преобладающих пликативных дислокаций, а именно: направление движений с запада на восток. Правда, хотя общее залегание — гомоклинальное, с почти вертикальным падением слоев, однако детали складчатой структуры говорят именно о таком направлении движения.

Это можно видеть в 110 м к востоку от моста через Лебяжью протоку, где вертикально падающие слои переходят западнее в довольно пологое крыло дополнительной антиклинали (с амплитудой около 2,1 м), а это крыло, в свою очередь, через несколько метров к западу, где расположена ось дополнительной синклинали (падающая под углом 20° — 30° на север), снова идет вверх почти вертикально. Простираем вертикальных слоев на этом участке почти меридиональное (5 — 10°).

Таким образом, мы там имеем полную дополнительную складку, в сумме состоящую из двух небольших складок (как синклиальной, так и антиклиальной). Осевые поверхности этих обеих складок падают на запад (под углом около 60 — 70°). По отношению к общему, главенствующему вертикальному падению слоев это западное падение осевых поверхностей очень характерно. Оно столь же показательно, как и западное падение дифференциальной сланцеватости вертикально падающих слоев. И то, и другое соотношение (как сланцеватости, так и осевых поверхностей) с вертикально падающими слоями доказывает, что по отношению к вертикально стоящим слоям Лебяжьих скал более молодые слои находятся от каждого слоя на востоке, а не на западе.

Само наличие дополнительных складок с вертикальным крылом, хотя и не доказывает опрокидывания, но говорит о преобладающем направлении движения с запада. Оно говорит о возникновении асимметричных складок, почти равноценных по своему значению опрокинутым (такие складки, кстати сказать, занимают в серии складок пограничное положение между опрокинутыми и обычными косыми складками — их можно было бы назвать пограничными складками).

В Лебяжьих скалах можно найти вариации описанной дополнительной складки. В частности, угол падения среднего крыла полной складки может быть круче и положе, вплоть до горизонтального залегания. В последнем случае там получается характерная стулообразная складка. Однако эта разновидность в данном примере свойственна геосинклинально-складчатой зоне, а не платформенной или сибиретипной

структуре. Подобные складки в геосинклинально-складчатых поясах нередки. Мы видели их, в частности, к западу от Усинского грабена, на гребне, примыкающем с востока к рч. Сакволас, т. е. в обстановке перехода от горста к грабену.

В описанных только что небольших дополнительных складках (с горизонтальным или пологим промежуточным крылом) ясно видно, где находятся более молодые слои (по отношению к контакту слоев) и где более древние. Если этот вопрос трудно решить по отношению к вертикальным слоям, то описанные дополнительные складки разрешают его однозначно и бесспорно (если, конечно, однозначно решение дают и трещины дифференциальной сланцеватости, которые не легко найти в вертикальном томоклинальном крыле). Однако в участках дополнительных складок обнаружить их не так трудно.

Вот каковы соотношения их со строением Лебяжьих скал. Там, где в дополнительных складках падение слоев становится пологим (или слои лежат горизонтально), — дифференциальная сланцеватость сечет под острым углом слои, причем она падает круче слоев (или в обратную сторону). Именно так и должна вести себя дифференциальная сланцеватость, возникающая одновременно со складчатостью, под влиянием напряжений, создающих складки.

Итак, тектоника Лебяжьих скал весьма характерна. Это — тектоника вертикального крыла, возникшего в в. крыле антиклинали (или, что то же, в западном крыле синклинали) при преобладающем движении масс складчатого пояса с запада на восток. В свете этого вывода, думается нам, вернее и увереннее можно решить вопрос о тектонике граувакковой свиты Лебяжьей толщи. Но на этом вопросе мы пока не останавливаемся, предоставляя свободу мысли и действия геологам, которые заинтересуются залеганием данной граувакковой свиты по р. Мане близ устья рч. Шумички.

Заканчивая с тектоникой Лебяжьей толщи, следует сказать, что за вертикальным (тем более опрокинутым) крылом асимметричной антиклинали нередко следует синклиналь, отделенная взбросом (или надвигом) от антиклинали. Подобную синклиналь мы наметили в виде Козьей синклинали; что же касается взброса, то его присутствие весьма вероятно, если учесть тектонику левого берега Маны ниже рч. Драгунихи.

В пользу наличия этого дизъюнктива говорит еще такой факт. Вдоль правого склона долины Драгунихи, в нижнем ее течении прослеживаются карбонатные эпифитоновые слои с.-з. простираения, падающие на с.-в. и подстилаемые базальной брекчией (или конгломератом). Обилие эпифитонов и непосредственное соприкосновение данных выходов с полем Малоунгутской толщи говорит о том, что эти выходы тоже

принадлежат ей. Таким образом, намечается налегание Малоунгутской толщи на Лебяжью. Это налегание должно бы еще ярче и полнее проявиться к западу от Козьей синклинали, но там это едва ли наблюдается. Почему? Ответ мы находим пока такой: там проходит срезающий с запада Козью синклиналь взброс почти меридионального или с.-с.-з. простирания. Разумеется, могут быть и другие решения поставленной тут задачи, но они пока не ясны.

11. Тектоническая трещиноватость и минерализация Лебяжьей толщи. Выше уже показано, что трещиноватость эта сыграла определенную положительную роль в решении немаловажного вопроса о залегании этой толщи. Надо сказать, что это не изолированные наблюдения. Так, мной еще в 1936 г. осмотрен левый берег р. Маны от рч. Драгунихи до Жержула. Осмотрены были там и скалы, замерено залегание слоев и трещин. В общем и там получается аналогичный вывод о том, что висячий бок Лебяжьей свиты находится на востоке, у Драгунихи, а лежащий бок — ближе к Жержулу. Особенно убедительны в этом отношении наблюдения вдоль долины Жержула (как моего помощника геолога доцента И. И. Коптева, так и мон). Они рисуют ясную картину залегающей там с гомоклинальным падением в восточных азимутах карбонатной и граувакковой толщи.

Вместе с тем эти наблюдения показали и другую возможную существенную роль тектонических трещин и минеральных жилок по ним: по правой стороне долины Жержула, в 6—8 км от устья мной найдены кристаллики исландского шпата. К сожалению, они слишком мелкие, явно не имеющие практического значения. Все же можно рассматривать данную находку, как не безразличную для нас при постановке в будущем поисков этого редкого, драгоценного минерала.

Вот именно в порядке постановки вопроса мы здесь и отмечаем неразрывную пространственную связь бесчисленных тектонических трещин и столь же многочисленных кальцитовых жилок по ним. В настоящее время требуется поработать над созданием критериев поисков исландского шпата в такой стране, столь богатой карбонатными горными породами и кальцитовыми жилками, как с.-з. часть Восточного Саяна. Нам думается (на первых порах), что исландский шпат мог сохраниться со своими чудесными свойствами в особо благоприятных условиях. В частности, он мог сохраниться в наиболее молодых, третично-мезозойских образованиях древних регионов.

12. Динамометаморфизм. Следов вулканизма, синхронного образованию Лебяжьей толщи, мы пока не знаем; можно, конечно, считать такими следами только что отмеченные бесчисленные карбонатные жилки, но это еще следует

доказать: они могли возникнуть независимо от глубинного интрузивного вулканизма.

Описываемая толща прошла обычный путь диагенеза песков (с превращением их в песчаники) и карбонатных илов (с переходом их в известняки). Затем во время интенсивной складчатости (во время ее лебяжьей фазы) прошел динамометаморфизм граувакковых полимиктовых песчаников, черно-серых известняков и других горных пород. В основном этот процесс заключался в развитии сланцеватости в глинистых и алевроито-глинистых прослойках, в зарождении и развитии закономерной густой сети тектонических трещин, в образовании бесчисленных «двойников» скопления и проч.

Следует заметить, что интенсивность данного динамометаморфизма была невелика, несмотря на крутое, почти вертикальное падение Лебяжьей толщи: она не достигла степени метаморфизма филлитов и морщинистых сланцев. Правда, на поверхностях сланцеватости гладких глинистых сланцев можно найти переход к филлитовидности: поверхности сланцеватости не везде матовые, можно найти и слабый блеск.

13. Тектоностратиграфические взаимоотношения. Это трудный, все еще недостаточно исследованный вопрос. Достаточно сказать, что хотя составлена детальная геологическая карта, но на ней, к сожалению, наши данные, полученные за последние 30 лет, не везде и не во всем получили отражение. В частности, на ней не выделена Лебяжья толща.

Тектоностратиграфическое взаимоотношение в лежащем боку Лебяжьей свиты не представляет особо трудной проблемы. И все же мы решили оставить этот вопрос для других исследователей.

Что касается тектоностратиграфических отношений в висячем боку Лебяжьей толщи, то во многих местах они не видны (например, вдоль долины р. Маны ниже Мал. Унгута). К северу от широты пос. Мал. Унгута продолжение Лебяжьей свиты, видимо, несогласно перекрыто Козьей толщей. Но там обнаженность очень слабая, и на точные данные пока рассчитывать не приходится.

Поэтому особенно интересно рассмотреть обнажения по правой стороне долины Драгунихи, немного выше ее устья. Там видно следующее.

Близ устья этой долины, справа по течению обнажены в складках серые эпифитоновые карбонатные слои, простирающиеся на с.-з. или з.-с.-з. и падающие не очень круто (под углом около 45—50° на с.-в. Если идти вверх по долине Драгунихи, то можно примерно через 1 км встретить правый ключик. При устье долины ключика, справа по течению в крупной глыбе обнажена конгломерато-брекчия с обломками доломита и других карбонатных горных пород. Эта горная по-

рода, надо полагать, представляет собою выход базального слоя Малоунгутской геологической формации.

Действительно, если подняться еще немного вверх по долине Драгунихи, то в правом склоне ее мы можем видеть светлые, плотные, неслоистые, массивные, мелкокристаллические доломиты. В них видны ясно выраженные следы древнего закарстования, как можно думать, прошедшего до отложения Малоунгутской геологической формации.

Левый склон долины Драгунихи сложен интенсивно дислоцированными темными мраморами Лебяжьей толщи (местами с прослоями песчано-глинистого материала).

Итак, появляется довольно определенный вывод о налегании Малоунгутской геологической формации сразу на две (только что отмеченные доломиты Драгунихи и Лебяжьей толщу). Конечно, последняя подходит к доломитам Драгунихи своими верхами. Поэтому естественно предположить, что доломиты эти налегают на Лебяжью толщу, т. е. являются какой-то неизвестной до недавнего времени пульсационной свитой (если не новой геологической формацией).

Данные выводы, видимо, еще не окончательны. Но изменить их, кажется, трудно: они очень близки к истине.

14. Полезные ископаемые Лебяжьей толщи немало использовались для получения небольших количеств негашеной извести и побелки, для леспромхозныхстроек, для постройки дорог. Итак, ныне это, главным образом, бутовый и другой строительный камень. Это источник для получения извести. В будущем возможно получение флюса и удобрения.

15. Подземные воды. В области развития Лебяжьей толщи они имеют обычный характер. Это верховодка заболоченных участков грив, склонов и дна долин. Это обычные для района грунтовые, карстовые и карстово-трещинные воды. Они нами с помощью химических анализов не исследовались.

16. Геологическая история образования лебяжьих слоев вкратце такова.

Перед ее отложением были не вполне ясные медленные или резкие тектонические движения. Возможно они где-то на не очень большом расстоянии от нашего района создали горы. Однако абразия их здесь кончилась, и море сюда нахлынуло, как на пене плен. Горы в отдалении, видимо, продолжали существовать и могли дать при своем разрушении довольно значительное количество песка, достаточное для отложения нижней граувакковой свиты Лебяжьей толщи.

Седиментация происходила при некотором погружении мелководного (неритовой фации) моря в условиях закисной морской среды.

Затем произошло дальнейшее погружение дна моря, кото-

рое не было компенсировано седиментацией. Продолжала господствовать закисная среда. Накапливались известковые черно-серые илы. Лишь изредка вместо них отлагались в небольшом количестве красноватые известково-глинистые осадки.

В следующую фазу развитие седиментации карбонатных илов происходило в условиях сероводородного заражения. В это время возникли антраконитовые, несколько битуминозные черные мраморы. Наконец, в последнюю стадию в несколько изменившейся обстановке происходил дальнейший эволюционный процесс накопления карбонатных сероцветных илов. Но теперь нередко это были не чистые карбонатные илы, а с примесью чешуек слюды, песчано-глинистого материала и даже образовались песчаники. Местами как будто накапливались гравелиты и галечники (?).

В конце концов, образование Лебяжьей толщи закончилось. Созрели условия для нового существенного изменения геологических процессов. Погружение дна моря сменилось его поднятием. Начался размыв. А после некоторого перерыва в отложении и размыва снова ингрессировало море.

Однако эта ингрессия сначала создала лагуну, в которой началось накопление доломитов, видимо, неизвестной нам ранее послелебяжьей толщи.

Таловская толща

1. Стратотип. Геологическая позиция этой серии геосинклинально-складчатых образований пока не вполне ясна. Географическое распространение ее — по левобережью Жержула, к ю.в. от рч. Таловки, вдоль которой, надо думать, протянулась базальная свита серии, состоящая из граувакковых песчаников.

Эта базальная свита трансгрессивно залегает на Шумичинской толще и Жержульском доломите. Она перекрывается серо-черными плитчатыми мраморами, переслаивающимися с несколькими маломощными свитами или подсвитами светлых массивных доломитов. Общая мощность серии около 3 км. В прослоях черных мраморов Ю. И. Парфеновым обнаружены определенные нами эпифитоны. Таловская толща, надо полагать, перекрывается Лебяжьей свитой; однако этот факт твердо не установлен и заслуживает проверки. Отношение к ней не изучено.

Таловская толща установлена нами условно в 1965 г. Ее стратотип расположен по Жержулу, в нижнем течении и по его левым притокам (по рч. Таловке и другим, выше по течению).

2. Обнажения горных пород на площади, занятой Таловской толщей, можно было бы описать хотя бы очень кратко и отобрать наиболее важные наблюдения по

рч. Жистьку и Таловке. Но и этот необходимый минимум мы сокращаем (ради экономии места и учитывая некоторую неясность в вопросе о самостоятельности Таловской толщи).

Эта самостоятельность намечается по следующим геологическим наблюдениям.

Жержульский доломит с правого берега р. Маны у устья Жержула по простиранию прослеживается к югу на левый берег, но за долиной рч. Таловки исчезает. Вместо него вдоль правого склона долины Таловки нами прослежено распространение сероцветных слюдистых кварцевых песчаников. Там они видны (к сожалению, не в коренных выходах) на протяжении нескольких километров на юго-запад. Объяснение столь широкому распространению этих граувакковых полимиктовых песчаников мы находим в коренных выходах левого склона долины Жержула сразу выше устья долины Таловки, в пределах пос. Жержула. На этом склоне слои данных песчаников простираются именно на ю.-з., т. е. вдоль долины Таловки, а в другую сторону — на с.-с.-в., т. е. они идут как раз к тому участку правого склона долины Маны, где обнажается нижняя песчаниковая сероцветная свита описанной выше Лебяжьей толщи.

Но если бы эта корреляция была верной, то в этом случае Лебяжья толща должна была бы уйти далеко на юго-запад. Этот вариант едва ли соответствует действительности. Не исключен другой вариант: Лебяжья толща (вместе с базальной свитой граувакковых песчаников) уходит не на ю.-з. вдоль Таловки, а на юг вдоль долины Жержула. Если второй вариант верен, то на левобережье долины Жержула мы видим обширное поле, лежащее под Лебяжьей толщей, и в то же время осадочные горные породы, слагающие это поле, притом большой мощности (около 3 км) лежат стратиграфически выше Жержульского доломита (как это только что сказано про строение приустьевой части долины Таловки). Эти осадочные горные породы мы и выделили с известной долей условности в новую Таловскую толщу красноярской системы верхнего протерозоя.

Следует сразу сказать, что это выделение находит подтверждение в составе и стратиграфии горных пород левобережья нижней части долины Жержула. В самом деле, там мы встречаемся с своеобразным переслаиванием довольно мощных подцвет светло-сероватого доломита, перемежающихся с подцветами или толщами черного мрамора. Есть в составе Таловской толщи и полимиктовые песчаники.

Однако только что отмеченные доломиты, притом образующие не одну единственную подцвету, а две, если не больше, совершенно отсутствуют в составе мощной Лебяжьей толщи. Этот факт мы подчеркиваем, обращая внимание на близость стратотипического сечения Лебяжьей толщи к ле-

вобережному продолжению этой толщи. Ведь там, на левобережье Маны, по простиранию слоев Лебяжьих свит тоже нет доломитов.

Отметим еще одну существенную особенность толщи, намечаемой здесь под названием Таловской. В ней Ю. И. Парфеновым обнаружены эпифитоны, определенные нами. До сих пор в стратотипе Лебяжьей толщи эпифитонов не было найдено. Таким образом, наличие эпифитонов в Таловской толще может послужить далеко не лишним основанием для разграничения этих двух близких стратиграфически мощных, но, видимо, не тождественных толщ.

Итак, приведенные только что геологические наблюдения позволяют, хотя бы предварительно, а не окончательно выделить новую, Таловскую толщу докембрия, охарактеризованную эпифитонами. В дальнейшем, если самостоятельность ее в стратиграфической колонке верхнего протерозоя подтвердится, мы приведем более полный фактический материал, характеризующий ее стратиграфию и тектонику.

3. Геологические границы Таловской толщи, как видим, еще только намечаются (в значительной мере предположительно). Лежащий бок толщи идет вдоль Таловки на ю.-з., и там Таловская толща может залегать даже на докрасноярских толщах верхнего протерозоя. Это остается пока невыясненным.

Висячий бок Таловской толщи нами не подвергался геологической съемке. Он идет вдоль долины Жержула на юг, где залегает стратиграфически выше доломитовых подсвит Таловской толщи. Надо предполагать, что в этом направлении идет и базальная свита граувакковых песчаников Лебяжьей свиты. На левой стороне долины Маны она нами наблюдалась у пересечения этого склона долины Маны с правым склоном долины Жержула. Там для постройки местных дорог брался бутовый камень и щебень. Таким образом, были созданы искусственные обнажения граувакковых полимиктовых песчаников, слои которых почти вертикальны, но имеют висячий бок на востоке или юго-востоке.

Нами долина Жержула пройдена вверх по течению более, чем на 10 км. Были там маршруты и нашего сотрудника доцента И. И. Коптева. По этим наблюдениям, вдоль Жержула прослеживаются доломитовые подсвиты небольшой мощности далеко на юг. Они переслаиваются с темными плитчатыми мраморами. Таким образом, главные петрографические признаки толщи выдерживаются по простиранию Таловской толщи на значительное расстояние на юг, где она, видимо, с перерывом перекрывается Унгутским доломитом.

Этот факт (несогласное налегание Унгутской геологической формации на ее фундамент) может привлечь внимание

всякого объективного исследователя, желающего составить себе верное представление о геологии красноярской и манской системы. Его следует более точно изучить с прослеживанием контактов и с точным установлением залегания слоев. Конечно, если мы видим, что Унгутская и Малоунгутская толща (вместе с Лебяжьими свитами) лежит на чем-то более древнем и видим в этом фундаменте доломиты, то едва ли придет в голову желание назвать эти доломиты унгутскими.

Тем более мы не можем допускать такое предположение относительно Жержульского доломита, с перерывом перекрытого как Шумичкинской, так и Лебяжьей толщей, а не только Малоунгутской и Унгутской толщей.

4. Географическое распространение Таловской толщи, таким образом, устанавливается в левобережье Маны, в основном по левую сторону Жержула. Выше сказано о намечающихся границах Таловской толщи. Вместе с прослеживанием этих границ окончательно решится вопрос о географическом распространении ее. В других районах СССР мы пока не можем указать, где именно она развита.

5. Стратиграфический состав Таловской толщи лишь намечается, так как точного разреза ее мы еще не имеем.

Снизу в стратиграфическом порядке можно предварительно выделить следующие свиты:

а) базальная свита граувакковых песчаников и песчано-глинистых сланцев;

б) свита черных, плитчатых, плотных, слоистых мраморов большой мощности (около 2 км);

в) свита серовато-белых, массивных, неслоистых, мелкокристаллических доломитов без окаменелостей;

г) вторая свита черных, плитчатых, плотных, слоистых, практически немых, мелкокристаллических мраморов небольшой мощности;

д) вторая свита светлых, неслоистых, как правило, довольно массивных, трещиноватых и жилковатых мелкокристаллических доломитов;

е) третья свита мраморов, подобная второй, но с прослоем красноватого песчано-глинистого сланца.

Данная последовательность требует уточнений. Видимо, в свите б) имеются найденные Ю. И. Парфеновым эпифитоны.

6. Петрографическая характеристика Таловской толщи. Она дается ниже в сокращенном виде. Причиной является однотипность горных пород, слагающих эту серию слоев, если ее сравнивать с Лебяжьей толщей и другими по-

добными ей геосинклинальными образованиями верхнего протерозоя Восточного Саяна.

Как пример этой однотипности, можно привести прежде всего эпифитоновые черные или темно-серые таловские мраморы, доставленные нам Ю. И. Парфеновым. Два образца их до сих пор хранятся в Томске, на кафедре общей геологии политехнического института им. С. М. Кирова (под № 64р 1а).

Эти горные породы входят в состав мощной гомоклиналиной, видимо непрерывно накопившейся в геосинклинали толщи. Они представляют собою плотные, неслоистые, массивные мелко- или тонкокристаллические мраморы (или известняки), пересеченные, как это обычно бывает, мелкими жилками белого кальцита. Под лупой в данной горной породе неясно различаются эпифитоны. В шлифах они наблюдаются совершенно отчетливо. В палеонтологической части наших работ данная форма эпифитонов была описана сначала как вид эпифитона, а затем как эпифитон Парфенова (новый варьетет) (название дано в честь безвременно погибшего геолога Красноярского геологического управления Ю. И. Парфенова, нашедшего и доставившего образец с эпифитонами из бассейна Жержула).

В шлифах из данных эпифитоновых слоев отмечен диаметр зерен кальцита, слагающего темный мрамор. Этот диаметр варьирует в пределах от 0,05 до 0,2 мм. Гораздо большей величины (до 2-3 мм) достигает диагональ кристалликов кальцита в жилках белого кальцита.

Структура данной карбонатной горной породы — мозаичная или мостовая, свидетельствующая о диагенетической (или метаморфической) перекристаллизации ее. В более крупных кристалликах кальцита видны «двойники» тектонического скольжения, а некоторые спайные поверхности кристалликов кальцита оказались во время складчатости изогнутыми. Черный цвет горной породы обусловлен тонкой распыленной примесью органического материала, подвергшегося обуглероживанию. Чтобы установить степень этого процесса, мы извлекли растворением в соляной кислоте эту примесь. После фильтрации, промывки и просушивания она была помещена в тигель, была подвергнута прокаливанию (при температуре около 1000°) и полностью сгорела. Таким образом, степень обуглероживания не дошла до стадии шунгита. Исследование под микроскопом углеродистой пыли не дало нам ничего необычного. Как всегда в подобных случаях, мы видели тонкие обрывки просвечивающей ткани сине-зеленых водорослей (с характерными густками органического вещества в виде темных, непрозрачных точек).

Строение эпифитонов в описываемых шлифах — обычное для этой группы нитчатых водорослей.

Поиски в образцах горных пород описываемой толщи скопленных битумов, в том числе таких, которые загорались бы от спички, не дали результатов.

Среди других образцов отметим еще тонкослоистые плитчатые разности. Некоторые из них при ударе обнаруживали довольно сильный гнилостный запах, или запах, близкий к сероводородному.

Целая серия образцов иллюстрирует переход данных черных мраморов, которые можно отнести к антраконитовым разностям, в нечистые карбонатные горные породы с заметной примесью песчано-глинистого, обычно тонко- и мелкозернистого, чаще алевролитового материала. Нетрудно заметить среди этих частиц зернышки или иловатые частицы кварца, чешуйки светлой слюды, реже других минералов (например, плагиоклаза). Как всегда подобные образцы горных пород окрашены в черно-серые тона значительной примесью распыленных углеродистых частиц. Попытки найти споры в этом материале закончились безуспешно.

Подобные переходные образования ведут к серым полимиктовым мелко- и среднезернистым (редко крупнозернистым) песчаникам (граувакковым). Сходные горные породы широко развиты в докембрии района и всего мира. Они близки песчаникам спарагмитовых и торридонских толщ Западной Европы. Вариации их минералогического состава бесконечно разнообразны, если замечать бесконечно малые отклонения этого состава. Нужны точные количественные оценки подобных изменений, чтобы использовать их для стратиграфических выводов.

Нашу работу мы не могли построить таким образом, чтобы путем кропотливой, длительной работы решать подобные задачи (с помощью сотен шлифов). Используя десятки шлифов из граувакковых песчаников Таловской толщи, мы можем дать лишь краткую предварительную характеристику их состава.

Почти без исключений они имеют угловатую форму песчинок, прошедших сравнительно небольшую транспортировку.

Строение этих песчаников обычно массивное, без заметных следов слоистости, следы которой обычно намечаются лишь по ориентировке листочков слюды. Но встречаются и ясно-слоистые песчаники. Поперечные шлифы из них хорошо иллюстрируют наслоение (по смене слоев различной крупности зерна, по вариациям окраски, по ориентировке удлиненных зерен и листочков слюды).

Минералогический состав несколько варьирует, если учитывать число песчинок того или иного минералогического состава, но в общем он довольно однообразен.

Это бросается в глаза даже при осмотре образцов под лупой. Всегда можно заметить песчинки кварца — чаще, серо-

ватого, редко белесого (жильного) кварца. Почти в каждом образце поблескивают чешуйки слюды.

В шлифах ясно видна аренитовая или яснокластическая структура песчаников. Цемент зерен обычно пелитоалевролитовый, кое-где известковый. Песчинки обычно соприкасаются друг с другом.

Опишем состав песчинок. Зерна минералов и горных пород бывают такого состава: серый и черный (прозрачный) кварц, белесый (жильный) сравнительно редкий кварц, серая микрокристаллическая яшма или халцедонолит микромозаичного строения, измятые листочки светлой слюды, заметно измененные серицитизацией плагиоклады различной основности, частично зонарные, полисинтетические, уралит, хлоритизированная обыкновенная роговая обманка (с углом $CNg\ 26^\circ$), своеобразный желто-буроватый хлорит, слабо действующий на поляризованный свет, без плеохроизма (видимо, титанистый), пироксен, микролитовый афанит, мелкокристаллический фельзит без темноцветных и рудных минералов и др.

Доломиты Таловской толщи — весьма однотипные, светло-сероватые, обычно плотные или несколько пористые, массивные, неслоистые, мелкокристаллические горные породы. Они очень однообразны, сильно трещиноваты, пронизанные карбонатными жилками. Окаменелостей в них не обнаружено.

7. Особенности минералогии и геохимии. Минералогический состав песчаников Таловской толщи отмечен. Это тот состав, который обычно удовлетворяет петрографа — состав породообразующих минералов. Этот состав в других свитах или подсвитах можно охарактеризовать подчас одним словом: кальцит или же доломит, так как это номинеральные горные породы. Практически ценных минералов в Таловской толще пока не обнаружено. В частности, не найдено ни одного кристалла исландского шпата нормальной величины.

Геохимические особенности Таловской толщи определяются петрографическим составом ее свит, особенно — доломитов и мраморов.

8. Палеонтологические остатки.

В черных мраморах второй свиты Таловской толщи предварительно определены нами эпифитоны, описанные в другой монографии.

Кроме того, в песчаниках базальной свиты удалось обнаружить неопределимые до вида представители микрофоссилий.

Монографическое исследование окаменелостей продолжается.

9. Стратиграфическое положение и возраст. Как выше сказано, стратиграфическое положение оп-

ределяет положение Таловской толщи в красноярской системе, как самостоятельной толщи.

Может быть, вернее отбросить этот вывод и искать иное решение вопроса о ее геологической позиции? Не лучше ли считать ее фацией? Мы не отбрасываем совершенно этих предположений, но наше предварительное решение получается другим. Мы придаем самостоятельность стратиграфическому положению Таловской толщи, памятуя о возможной ошибке.

Главные факты, определяющие особое положение Таловской толщи в колонке красноярской системы, заключаются, во-первых, в залегании выше ее базальных граувакковых песчаников Лебяжьей толщи, а во-вторых, в залегании ниже ее Жержульского доломита, который доходит лишь до долины Таловки и перекрывается на правом ее склоне базальными граувакковыми песчаниками Таловской толщи. Весьма существенно, что разрез Таловской толщи показывает своеобразие ее литологии и сочетания свит; интересно также, что в ней имеются эпифитоны и другие водоросли.

Для полного выяснения стратиграфического положения Таловской толщи требуется детальная 1:10 000 геологическая съемка ее стратотипа и составление послойного стратиграфического разреза (по крайней мере для начала в скальных выходах ее).

Геологический возраст Таловской толщи — верхнепротерозойский. Точнее это — возраст верхней части красноярской системы. Это верно при всех вариантах решения вопроса о том, будет ли она фацией или самостоятельной толщей. В дальнейшем возраст Таловской толщи будет уточнен с помощью установления палеонтологической зоны, охарактеризованной эпифитонами.

10. Фации Таловской толщи в общем созвучны аналогичным фациям соседних по возрасту геосинклинальных толщ верхнего протерозоя района.

В вертикальном, стратиграфическом разрезе наблюдается характерный набор фаций, начинающихся внизу с мелководной неритовой фации сероцветных, граувакковых полимиктовых песчаников. Кверху эта фация переходит в фацию черно-серых мелкокристаллических мраморов. Это — фация органогенных илов, накапливающихся в батинальном (либо в абиссальном) отделе моря. Так обычно считают.

Выше стратиграфически появляется фация доломитов или лагунная фация, которая снова сменяется фацией органогенных илов. Это чередование затем вновь повторяется.

Как видно из данной краткой характеристики, в эпоху образования Таловской толщи неоднократно происходили как будто значительные колебания глубины бассейна. Этот вывод важен для восстановления истории тектонических движений.

Верен ли он? Конечно, желательным было бы проконтролировать его каким-либо иным независимым методом.

Таким методом является палеонтологический. Как выше уже было отмечено, в черных мраморах Таловской толщи есть эпифитоны. Но эпифитоны не могут расти на глубине большей, чем 100—200 м, т. е. в почти полной темноте. Поэтому предположение с том, что известковый ил Таловской толщи накапливался в глубоководных условиях, оказывается ошибочным для эпифитоновых слоев этой толщи. Естественно, мы вполне допускаем, что и другие вмещающие их слои едва ли сильно отличаются по глубине образования от глубины обитания эпифитонов.

Итак, фация серых и черных мелкокристаллических плитчатых, обычно слоистых антраконитовых мраморов это — фация открытого мелководного моря, где отлагались известковые флишoidalные илы. Не совсем ясно, почему прекращается приток песчаного полимиктового материала. Такой причиной могло быть изменение направления течения или погружение соседней области питания песчаным материалом.

Итак, во время накопления Таловской толщи господствовали условия мелководного моря, но вместе с тем это были то условия лагуны, куда приносился доломитовый ил, то обстановка открытого моря, отлагавшего известковые илы, то условия мелководного песчаного дна.

Характерно, что почти весь период накопления осадков Таловской толщи господствовала восстановительная (закисная) и нейтральная среда. Однако в виде исключения, в отдельные моменты шло накопление красноватых песчано-глинистых отложений. Следом этого процесса являются красные песчаниковые сланцы и красноватые мелкозернистые песчаники, обнаженные у подножья левого склона долины Жержула между северной и южной частями пос. Жержула.

Таловская толща отлагалась в довольно спокойных условиях. Нами не отмечено действия волнения и быстрых течений: косой слоистости, конгломератов, следов ряби и асимметричных следов течения. Неизвестно и признаков литеральной зоны (трещин усыхания, отпечатков капель дождя и т. п.).

Условия образования Таловской толщи в общем были довольно устойчивыми — это отложения моря небольшой глубины. В то же время мощность — весьма крупная для единой, согласно напластованной толщи. Подобные очень мощные толщи, во время накопления которых не происходило заметной или резко выраженной крупной фазы тектогенеза (складчатости), привлекают внимание геологов. Поэтому посмотрим сначала, есть ли основание считать эту мощность крупной, а эволюционный процесс, давший ее, длительным.

11. Мощность Таловской толщи мог определить с по-

мощью своих наблюдений вдоль рч. Жержул И. И. Коптев. В нижней части бассейна этой реки, к западу от нее построил свой геологический разрез Ю. И. Парфенов. На этом разрезе видна вся Таловская толща, не выделенная им под этим названием, или большая ее часть. Там видна ее мощность более 2 км, возможно, до 3 км.

Мы тоже даем попытку выяснить мощность Таловской толщи в виде следующей приближенной схемы (снизу стратиграфически):

а) базальная свита серых полимиктовых песчаников — не менее 200 м;

б) свита черных, частью слоистых и эпифитоновых мелкокристаллических мраморов — около 2 км;

в) свита светлых неслоистых массивных доломитов — около 200 м;

г) вторая свита черных слоистых мраморов — около 0,25 км;

д) вторая свита сероватых жилковатых и трещиноватых мелкокристаллических неслоистых плотных доломитов — не менее 200 м;

е) третья свита темных слоистых плитчатых мелкокристаллических мраморов с красноватыми песчано-глинистыми прослоями (неполная мощность — не менее 200 м.)

Данные выше цифры скорее минимальные. Они нуждаются в уточнении.

В настоящее время нами готовится послойный разрез всех частей Таловской толщи, которые видны в коренных выходах. Каковы бы ни были ошибки в определении мощности Таловской серии, мы должны признать ее за мощную толщу, которую возможно разделить на согласно пластующиеся части (свиты) по границам, где происходит существенное изменение фаций (литологии).

12. Пульсационные свиты Таловской толщи мы намечаем пока предварительно. Как видим, ее части довольно мощны. Они образовались при непрерывной седиментации, что характерно для свит единой геологической формации. В то же время мы видим, что непрерывное осадконакопление, происходившее в условиях отсутствия складчатости, все же шло в меняющейся обстановке. Причиной изменений скорее всего были тектонические движения, их влияние на границу бассейна и его соленость. Они, в частности, могли создавать и создавали лагунные условия, когда накапливались доломитовые илы.

Итак, можно наметить деление Таловской толщи на три пульсационные свиты, причем каждая из них во вторую эпоху своего развития отлагалась в открытом мелкоморье как толща черно-серых органогенных известковых илов, местами содержащих прослои эпифитоновых биостромов. Однако в

первую фазу развития пульсационные свиты имели то песчаный граувакковый состав, то состав светлых лагунных доломитов.

Итак, эволюционное развитие седиментации не всегда и не везде происходит однородно, с полной равномерностью осадконакопления. Поэтому, мне думается, оправдано выделение с общегеологической точки зрения не просто свит, а именно пульсационных свит, когда на их возникновение влияют заметные перемены в тектонических условиях седиментации, хотя складчатость или фаза резко выраженного тектогенеза еще не назрела.

Кстати сказать, потребности в общегеологическом разделении толщ не удовлетворяет выделение таких чисто стратиграфических единиц, как серии (например, Балахонской и Кольчугинской серий, лежащих согласно по отношению друг к другу). К тому же у французов серии — синоним отделов биостратиграфической колонки. До сих пор никто не предлагает выделять серию как документ полного развития геосинклинально-складчатой зоны. Не является она также документом полного геологического развития в течение всей фазы тектогенеза (как ее эволюционной, так и скачковой подфазы, когда были сформированы плутоны). Поэтому рано или поздно на геологических картах СССР в легендах (по крайней мере тектонических карт) могут и должны появиться такие тектоно-стратиграфические единицы, как пульсационная свита и геологическая формация.

13. Вулканизм во время образования Таловской толщи не проявился в виде вулканических извержений. Нет и явных следов интрузивных процессов, которые завершили бы эволюционное развитие в таловскую фазу тектогенеза.

Конечно, такими следами можно было бы считать образование карбонатных и других жилок в Таловской толще. Но время их образования пока точно не известно. Зон и пятен роговиковых горных пород и других проявлений ясного контактового метаморфизма от нескрытых плутонов не установлено.

14. Тектоническое строение Таловской толщи — довольно простое: его можно выразить одним словом — гомаклиналь.

Однако рассмотрим внимательнее это строение. Тектоническая позиция Таловской толщи определяется ее положением в верхнепротерозойской (красноярского периода) геосинклинально-складчатой зоне эвгеосинклинального (или миогеосинклинального) характера в с.-з. части Восточного Саяна. Эта позиция уточняется тем, что Таловская толща образовалась в среднюю (или завершающую) эпоху формирования красноярской системы.

Эволюционное развитие Таловской толщи было весьма

длительным. Казалось бы, после этого должна была бы последовать резко выраженная фаза складчатости (таловская фаза). Однако ясного проявления этой предполагаемой фазы пока не обнаружено.

Тектоническое строение Таловской толщи лучше всего изучить вдоль рч. Жержула и по его левым притокам. Хотя выше сказано о простоте этого строения, но в нем есть и свои трудные узелки. Один из них расположен в устьевой части долины Жержула.

Там, слева по течению, сразу выше устья долины Таловки в ряде коренных выходов обнажается целой полосой свита серых полимиктовых мелко- и среднезернистых песчаников (с прослойками песчано-глинистых сланцев). Эту свиту можно отнести к числу граувакковых толщ.

Характерно простираение ее слоев: оно идет вдоль правого склона долины Таловки с ю.-з. на с.-в. Падение же слоев направлено на ю.-в. Угол падения крутой. Залегание слоев, видимо, нормальное, не опрокинутое, о чем судим по дифференциальной сланцеватости, падающей круче, чем слоистость (или в другую сторону, по сравнению с падением слоев).

Если экстраполировать данную свиту на ю.-з. по простираению слоев, то она в этом направлении может уйти далеко вдоль Таловки, где она может занять положение базальной свиты описываемой Таловской толщи. Это предположение, видимо, соответствует действительности, так как в маршруте по вершине правого склона долины Таловки неизменно наблюдался весьма однообразный серый полимиктовый песчаник, наблюдаемый там везде в элювиально-делювиальных обломках. Однако коренных выходов там мы не встретили, и данный факт еще окончательно не установлен. Очевидно, необходимо дальнейшее прослеживание данной полосы на ю.-з.; нужны также расчистки для вскрытия коренных выходов ее горных пород.

Нами проведены маршрутные наблюдения вдоль Жержула, примерно на протяжении 10 км от устья этой речки.

Характерно полное отсутствие конгломератов, гравелитов, осадочных брекчий и дресвяников. Выше уже отмечено, что Таловская толща состоит главным образом из чередования светлых доломитов и черно-серых плитчатых мраморов. Но встречаются также серые песчаники и черные сланцы.

Что касается тектоники данных горных пород, то главным мотивом ее является гомоклинальное залегание слоев. Они довольно однообразно простираются в субмеридиональном направлении и падают в восточных азимутах под разными довольно большими углами. Опрокидывания слоев нет. Нормальное залегание их доказывается уже упомянутой выше дифференциальной сланцеватостью, которая падает круче слоев (или в обратную сторону), по сравнению с ними.

Такой мотив тектоники установлен совпадающими наблюдениями как автора, так и И. И. Коптева.

К северу от южной части пос. Жержула видна любопытная деталь тектоники в контакте двух свит Таловской толщи. К востоку от контакта лежат темно-серые и черные, плитчатые, слоистые, хорошо обнаженные мелкокристаллические мраморы, а к западу от него в обломках и кое-где в коренных обнажениях выступают сланцы и серые полимиктовые песчаники подстилающей свиты. Принадлежат ли обе эти свиты Таловской толще, или они являются нижними свитами Лебяжьей толщи, не будем пока предрешать.

Слои обеих свит падают на восток под большим углом. Но в их контакте довольно ясно выступает дополнительная складка, в которой участвуют обе свиты. Эта деталь тектоники является ценной для геолога. Когда он ее видит, он уже не думает, что контакт данных свит является дизъюнктивным: естественно, что этот контакт не является дизъюнктивным и в том случае, когда мы будем относить эти свиты к двум нижним свитам Лебяжьей толщи. Но в этом случае не приходится гадать о тектонике серых песчаников и песчано-глинистых сланцев нижней свиты Лебяжьей толщи и допускать в этой свите антиклинальную складку (на основании лишь падения соседних слоев в противоположные стороны, что бывает ведь и в одном крутом крыле складки).

Заметим, что только что описанная дополнительная складка является, видимо, сравнительно редким явлением: возможно, она — исключение на общем фоне гомоклинального строения.

Выше по течению по левой стороне Жержула состав Таловской толщи варьирует: доломиты переслаиваются с черными плитчатыми мраморами. Но тектоническое строение сохраняется постоянно одним и тем же — падение слоев устойчиво направлено в восточных направлениях.

Этот главный мотив тектоники сохраняется далеко на юг (примерно до 9—10 км), где наблюдается, видимо, очень ясное угловое несогласие между Таловской толщей и Унгутской геологической формацией. Это несогласие намечалось в свое время (в 1957 г.) еще по наблюдениям И. И. Коптева. Мы постарались выяснить точные тектоно-стратиграфические взаимоотношения между Унгутской доломитовой толщей и подстилающей ее Таловской толщей.

Эти дополнительные наблюдения подтвердили то, что намечалось по данным И. И. Коптева. Главное в том, что довольно сложная структура последней срезается более спокойно лежащим секущим контактом Унгутской геологической формации.

На характеристике тектонической трещиноватости Таловской толщи мы здесь не останавливаемся. Она закономерна

связана с гомоклинальным залеганием ее. Как уже подчеркнуто, среди тектонических трещин особенно важна дифференциальная трещиноватость. По соотношению последней с залеганием слоистости надежно установлено неопрокинутое, нормальное залегание падающих на восток слоев Таловской толщи.

15. **Метаморфизм Таловской толщи**, естественно, проявился как динамометаморфизм, свойственный геосинклинальным складчатым поясам. Оценить его можно лучше и яснее всего по прослоям песчано-глинистых сланцев в нижней свите толщи. Мы уже упоминали о том, что в этих прослоях местами классически выражена дифференциальная сланцеватость, создаваемая мощным проявлением складчатости. Как луч света преломляется в разных средах, так и дифференциальная сланцеватость изменяет свою ориентировку при переходе от одного слоя к другому (более прочному или более податливому). Таким образом, в зависимости от среды, от изменения физико-механических свойств (или сопротивления слоев) дифференциальная сланцеватость закономерно послойно меняет свою ориентировку.

По сланцеватости развивается вторичная тонкая слюда, придающая шелковистый отблеск этой трещиноватости. Иначе проявляется динамометаморфизм в карбонатных горных породах толщи. Он там тоже рассеян как и трещиноватость, но в еще большей степени (до густоты трещин или микродизъюнктивов в кальцитовых зернах, причем эти микродизъюнктивы обычно называются «двойниками» скольжения). Проявляется он и в изгибах плоскостей спайности, в микро-раздвигах (при образовании кальцитовых жилков), в изгибах волочения, которые возникают в волокнах карбонатных жилков, в тектонических брекчиях, в штрихах скольжения, в региональной закономерной системе тектонических трещин.

На характеристике общераспространенных полезных ископаемых и подземных вод Таловской толщи не останавливаемся (нет необходимости).

16. **Геологическая история.** Давно ли считалось, что находка эпифитонов доказывает кембрийский возраст? А теперь нам приходится излагать историю образования Таловской толщи, в которой залегают эпифитоны, но относить ее совершенно бесспорно к верхнепротерозойским временам.

История эта — история геосинклинальных образований красноярского периода, а именно, таловского века верхней эпохи этого периода.

Как и в другие эпохи, она началась с неясно выраженной трансгрессии (?) или ингрессии моря и с накопления серых граувакковых полимиктовых песков.

Затем следовало длительное накопление второй свиты — свиты черных известковых илов. В это время возникали ме-

стами эпифитоновые биостромы, свидетельствующие о глубине моря не более 200 м. Характерно господство закисной среды. На этом закончилось образование первой нижней пульсационной свиты Таловской толщи.

Новая пульсационная свита формировалась несколько иначе. Осадконакопление началось не с терригенных отложений, а с образования доломитовых илов, которые затем исчезли и снова началось отложение черных известковых илов, отлагавшихся в восстановительной среде, зараженной сероводородом. Это время, однако, протекало при отсутствии остатков эпифитоновых построек.

После образования 2-й пульсационной свиты возникла и третья ей подобная пульсационная свита, состоящая из доломитов (внизу) и черных слоистых плитчатых мелкокристаллических мраморов (вверху). Последующий ход событий перед образованием Лебяжьей толщи остается несколько неясным. Однако Лебяжья толща лежит почти прямо на Жержульском доломите. Лежащая выше него Шумичкинская толща слишком маломощна, чтобы быть полным фациальным заместителем Таловской толщи. Таким образом, едва ли мы можем обойтись без вывода о значительной или полной денудации Таловской толщи (до образования Лебяжьей толщи).

Доломиты Драгунихинской толщи

Эти лагунные миогеосинклинальные или эвгеосинклинальные доломиты мы выделяем как самостоятельную геологическую единицу пока условно, предварительно. Ее стратотип — на рч. Драгунихе (левом притоке р. Маны).

Она залегает стратиграфически выше Лебяжьей толщи. Лежит она на ней скорее всего несогласно. Мощность ее небольшая. В свою очередь, она перекрывается несогласно, через базальный конгломерат или базальную брекчию, Малоунгутской геологической формацией. До образования последней успела образоваться карстовая кора выветривания.

Палеонтологических остатков в доломитах Драгунихинской толщи пока не обнаружено. По стратиграфическому положению возраст ее — верхнепротерозойский; это — красноярский период верхнего протерозоя.

Малоунгутская геологическая формация

1. Стратотип. Название свое эта толща получила в 1936 г. по рч. Малый Унгут, которая впадает справа в р. Ману. Стратотип Малоунгутской толщи расположен в долине Мал. Унгута и Маны (выше и ниже этой речки).

Она представляет собою геосинклинальную мелководную толщу (кое-где с обильными эпифитонами), состоящую из песчано-глинистых и карбонатных горных пород.

Малоунгутская толща мощностью около 1 км лежит с перерывом на доломитах Драгунихинской свиты и перекрывается с перерывом и заметным угловым несогласием Козьей терригенной толщей, а также Печерской эпифитоновой карбонатной свитой, относящейся к манской системе верхнего протерозоя.

Возраст Малоунгутской толщи — верхнепротерозойский (вопреки мнению Т. В. Янкаускаса, Д. И. Мусатова и др.), а не нижнекембрийский, так как окаменелости в ней — позднепротерозойские. Почему? Потому, во-первых, что выше малоунгутских слоев залегают мощные геосинклинально-складчатые геологические формации и свиты, образующие в докембрии по крайней мере две геологические системы (манскую и чудскую, по предложению К. В. Радугина); во-вторых, потому, что низы нижнего кембрия залегают выше чудской системы и выше Краснокаменской доломитовой геологической формации (с катаграфиями); они представлены серией из 5—6 мощных пульсационных свит и геологических формаций с богатой фауной археоциат и трилобитов (окулициат внизу и аптоциат вверху, с триболитами булайаспис, фордаспис и др.). Кстати отметим, что в с.-з. части Восточного Саяна есть интереснейшая фауна, открытая И. И. Коптевым (гельционелла вид такой-то, пелагиелла вид такой-то и др.) и К. В. Радугиным (ранние протоархеоциаты) в Орешной свите. Но Т. В. Янкаускас пренебрег этими фактами.

2. Описание обнажений. Обн. 36р 25. Эта эффектная скала (Страшенная) высится (ранее непроходимым у воды) обрывом. Когда плывешь по р. Мане вниз по течению от Бол. Унгута к Мал. Унгуту, то немного выше кл. Печорского выступает этот внушительный утес — творение природы Сибири. Сразу видно антиклинальное строение его. В основании скалы, там, где ранее невозможно было пройти сухой ногой и где теперь лежит автомобильная дорога, можно видеть любопытную осадочную брекчию. Сразу скажем, что в ней нет ни одного обломка доломита, но есть неподалеку выходы доломитов Унгутской геологической формации. Однако их слои лежат бесспорно стратиграфически выше.

Разрез слоев данной скалы описан ниже послойно. Но предварительно заметим, что кроме отмеченной брекчии, среди них можно видеть прослойки карбонатной горной породы с эпифитонами, песчаники и песчано-глинистые слои. Очень важно видеть основные черты тектоники данного участка Малоунгутской геологической формации. Суть в том, что в описываемой скале хорошо виден замок спокойно лежа-

щей ясно наблюдаемой антиклинали. Если бы мы определили мощность слоев, лежащих на восточном крыле антиклинали выше верхнего слоя скалы, то могли бы получить цифру, близкую к 100 м. Однако мощность слоев, лежащих на западном крыле той же антиклинали (выше того же верхнего слоя), много больше: до долины Мал. Унгута можно, используя довольно большое число скалистых выходов, подсчитать в этой мощности около 300 м. Этот сравнительный анализ весьма показателен. Правда, одного этого факта еще недостаточно для окончательных выводов. Но есть и другие факты, очень существенные, которые ниже мы отмечаем.

Очень интересны и имеют методическое принципиальное значение ясные следы оползневой или тектонического послынного скольжения, с хорошо заметным направлением этого движения, с опрокидыванием послынных складочек.

Наше исследование этих деформаций описано в отдельной заметке, где дается решение вопроса о природе послынного скольжения у Мал. Унгута.

Подробный стратиграфический разрез горных пород описываемой скалы дается в приложении, где показана общая мощность около 100 м.

Обн. 47р 171—190. В этих коренных выходах обнажены слои Малоунгутской толщи, лежащие стратиграфически выше верхнего слоя описанной только что скалы, общей мощностью 100 м (с учетом мощности слоев задернованных промежуток). Их петрографический состав довольно однообразен. Характерно обилие алевритовой (и глинисто-алевритовой) примеси, а также карбоната кальция, который нередко слагает прослой серого или темно-серого известняка (или мелкокристаллического мрамора). В этих прослоях встречаются обломки эпифитоновых слоевищ.

Этому не приходится удивляться, так как при устье долины Мал. Унгута, слева по течению и вместе с тем на правом склоне долины Маны, на высоте 20—30 м над рекой, в слоях описываемой толщи, видна крупная глыба — погребенный обломок скалы. Эта глыба имеет длину около 5 м и высоту около 2 м. Она состоит из серого массивного неслоистого мелкокристаллического эпифитонного мрамора (известняка). Виды эпифитонов отличаются от видов более молодых слоев Печорской толщи. Глыба несет следы древнего закарстования, прошедшего до ее погребения. Мы пытались найти в ней следы реликтовых жилок белого кальцита (с помощью шлифовок в контакте глыбы, где она сечется подобными жилками). Получены (не вполне убедительные) признаки образования их до погребения глыбы.

Значение данной глыбы — существенное. Она, видимо, свидетельствует о денудации каких-то более древних эпифитоновых слоев.

В обломках эпифитоновых карбонатных пород мы искали следы реликтовых тектонических трещин и кальцитовых жилков. Однако эти поиски на первых порах не дали пока положительных результатов.

Обн. 47 р 191. Ниже долины Мал. Унгута расположен на высокой скульптурной террасе, на ее галечниках, песках и суглинках поселок Малый Унгут. В данной скале ниже, на протяжении первых сотен метров вскрыта Маной «гармошка» — зона смятия субмеридионального простириания. В ее тектонике трудно разобраться. Состав слагающих ее горных пород весьма близок к тому, что видно выше по р. Мане: это сероцветные песчано-глинистые слюдястые известковистые сланцы и мелкокристаллические темные мраморы, кое-где включающие обломки эпифитонов. Трудно уловить главную тенденцию зоны смятия: перемещаемся ли мы в западном конце ее вверх или вниз по стратиграфической колонке (кажется, немного вверх).

Некоторые считают данную зону смятия созданной дизъюнктивом. Это, конечно, возможно, но не доказано. Не исключено, что она возникла в замковой зоне складки. Впрочем без детального ее прослеживания этого вопроса не решить.

Обн. 47р. 192. Ниже обн. 191 через несколько сотен метров на правом склоне долины видны скалы, где выходит, надо думать, верхняя часть описываемой Малоунгутской толщи. Особенностью состава этой части является то, что появляются светло-сероватые, почти белые мраморы (и мраморизованные доломиты?) характерного сетчатого рисунка. Он получился потому, что по закономерной, правильной системе тектонических трещин сконцентрировалось углеродистое вещество — остаток естественной перегонки битуминозной примеси к карбонатным горным породам верхней свиты.

Мы обращаем внимание на это метаморфическое состояние, потому что среди данных мраморов мы находили у вершины правого склона долины р. Маны осадочные жилы, заполненные песчано-глинистым пожелтевшим веществом, похожим на песчано-глинистые образования Козьей свиты и не испытавшим метаморфизма. Так как наличие мраморизации и перемещения органической примеси и отсутствие метаморфизма наблюдается в одном и том же месте, приходится допускать перерыв в отложении. Он проявился после образования сетчатых мраморов верхней свиты Малоунгутской толщи до отложения песков Козьей геологической формации.

Обн. 66р 11. В этом обнажении правого склона долины рч. Драгунихи, около 1 км выше устья этой долины, на правом склоне долины притока Драгунихи можно видеть базальные конгломератобрекчии Малоунгутской толщи. Тут важно изучить реликтовые тектоноструктуры обломков этой брекчии.

3. Географическое распространение Малоунгутской толщи в Восточном Саяне пока известно в бассейне р. Маны. Она распространена по берегам р. Маны выше рч. Козьей и ниже скалы «Баранчик», в бассейне Мал. Унгу-та, в низовье Драгунихи, на водоразделах и склонах долины Маны к северу от устья Драгунихи.

4. Геологические границы Малоунгутской толщи изучены еще недостаточно детально. Не везде окончательно определена природа этих границ.

Граница с Печорской толщей была признана несогласным контактом-налеганием с угловым несогласием на Малоунгутскую (Радугин, 1936, дневник). Такой же границей является и налегание на нее Козьей толщи. Напротив, небольшой отрезок лежащего бока Малоунгутской толщи (с базальной конгломерато-брекчией по рч. Драгунихе) является небольшой сохранившейся частью основания этой толщи. Эта граница здесь, видимо, обрезана дизъюнктивом, уходящим на дно долины Маны и недоступным наблюдению. Неясно южное и северное ограничение Малоунгутской толщи.

5. Стратиграфический состав Малоунгутской толщи. Она слагается двумя свитами: нижней, в основании которой залегает маломощный базальный горизонт (базальная конгломерато-брекчия), состоящий из эпифитоновых кальцилитовых, нередко алевритистых слоев, реже песчаников и песчано-глинистых сланцев; верхней, сложенной серыми и светло-серыми слоистыми мраморами и вышележащими массивными плотными мелкокристаллическими сетчатыми мраморами и доломитами (или метасоматическими доломитами).

Для нижней свиты характерны слои с обломками и реже глыбами серого эпифитонного массивного кальцилита и осадочные (оползневые) карбонатные брекчии.

Толща условно и формально подразделена на подсвиты стометровой мощности.

6. Петрографический состав Малоунгутской толщи довольно однообразен и характерен. По этому составу и по палеонтологическим особенностям (по видам эпифитонов) мы ее вполне можем выделить среди соседних образований. Но если не обращать внимания на эпифитоны, то и в этом случае мы могли бы сказать вслед за М. А. Усовым (1936 г.), имея в виду Малоунгутскую толщу: каждая геологическая формация имеет свое лицо.

Действительно, в нижележащей Лебяжьей толще эпифитонов нет, а литология иная: вместо алеврито-глинистых известковых слоев господствуют почти чистые кальцилиты, а базальной свитой является граувакковая. В перекрывающих Малоунгутскую толщу горных породах господствуют Унгут-

ские доломиты и чистейшие карбонатные породы, на 100% эпифитоновые.

Иные свойства мы видим в Малоунгутской толще. Приведем характеристику некоторых горных пород этой геологической формации.

Под нею лежат мощные толщи почти исключительно карбонатного состава. Стоит ли удивляться, что базальные слои Малоунгутской толщи, образовавшиеся за счет размыва доломитов и известняков, состоят из обломков именно этих карбонатных горных пород.

Опишем эти обломки.

Среди них главную массу составляют почти черные, мелкокристаллические, плотные, неслоистые, немые, довольно чистые, без терригенной примеси мраморы (известняки). Ясного запаха битума и сероводорода не замечено. Окаменелостей, заметных под лупой, нет.

Встречаются обломки светлого мелкокристаллического пористого неслоистого доломита. В некоторых обломках отмечены следы реликтовых тектонических трещин.

Немного стратиграфически выше базальной брекчии в устье долины Драгунихи, справа по течению обнажены характерные биостромовые эпифитоновые слои. Виды эпифитонов нами изучены и определены. Они слагают серые массивные мелкокристаллические мраморы или известняки с ясной слоистостью, падающей на с.-в. под углом около 40-50°. Эти горные породы рассечены мелкими жилками белого кальцита.

Интересной особенностью нижней части разреза Малоунгутской толщи, которую можно наблюдать по левому берегу Маны около 1 км выше устья Драгунихи, являются красные прослои в монотонной сероцветной толще плитчатых кальцилитов, местами имеющих примесь песчано-глинистого материала.

Эти красноватые плитчатые слоистые известковистые песчаники представляют собою плотные мелкозернистые горные породы с алевроито-глинистым цементом. В их составе заметна примесь чешуек слюды и зернышек кварца.

Структура песчаников — аренитовая. Минералогический состав таков: кварц, белесый жильный кварц, белый полисинтетический сдвойникованный плагиоклаз № 30; халцедон (или микрокварцит), пироксен, амфибол, турмалин.

Цементом является алевроито-глинистая скрепляющая масса, видимо, того же минералогического состава.

Характерным и существенным петрографическим документом описываемой толщи являются белесые сетчатые доломиты и мелкокристаллические, плотные, неслоистые, массивные мраморы. Структура — мозаичная. Как видно в шлифе, диаметр кальцитовых зернышек мраморов варьирует в

пределах от 0,02 до 0,2 мм. Примеси пелитовых частиц, которые могли бы испытать ороговикование, не обнаружено. Темные жилки, секущие горную породу, сложены углеродистым тонкозернистым веществом и кальцитом. Нам, к сожалению, не удалось проследить характерные сетчатые мраморы (и доломиты) в область, где их метаморфизм затухал бы совершенно. Но перекристаллизация их выступает столь ярко, что мы вынуждены считать ее продуктом метаморфизма. Однако, секущих изверженных горных пород, хотя бы даек, найти в них не удалось.

7. Особенности палеонтологии Малоунгутской толщи мы формулируем пока предварительно.

В ее биостромах близ основания, на правой стороне долины Драгунихи, при ее устье нами определены следующие виды эпифитонов: Э. Коптева, Э. Гудымовича, Э. сферрикус и др.

В крупной глыбе эпифитонового кальцилита, что обнажена в устье долины Мал. Унгута, имеются аналогичные формы того же рода.

Кроме эпифитонов нами определены еще следующие роды: разумовский, ренальцисы и гирванеллы (?).

Особенности минералогии и геохимии Малоунгутской толщи мы здесь не рассматриваем ради краткости, в надежде дать их описание позже в отдельной заметке.

8. Стратиграфическое положение и возраст Малоунгутской толщи. Это положение определено по отношению к Печорской толще: ее слои выше, а описываемая толща бесспорно (по наблюденному контакту) ниже (стратиграфически). Это установлено нами в 1936 г. Оно подтверждено С. С. Гудымовичем в последние годы. Против не возражает В. И. Попов с Л. В. Яконюк.

Едва ли может у кого-либо возникнуть сомнение в том, что Козья свита лежит с перерывом на Малоунгутской толще.

Наконец, сама эта толща несогласно (видимо, с угловатым несогласием) перекрывает (через конгломерато-брекчию) Лебяжью толщу. Таким образом, ее стратиграфическое положение определяется выше последней (и драгунихинских доломитов) и ниже Печорской толщи.

Такое стратиграфическое положение определяет возраст Малоунгутской геологической формации как верхнепротерозойской, точнее как возраст верхней эпохи красноярского периода. После красноярского периода протекли манский, чудский и, возможно, еще один период верхнего протерозоя.

Возраст Малоунгутской толщи датируется эпифитонами. В настоящее время создается представление о зоне, выделенной в ней по эпифитонам (возможная зона Эп. Номоконова?).

9. Фаши в Малоунгутской толще, как это обычно бывает, относятся к неритовому отделу. Только базальные слои мы относим к литоральной зоне моря.

Мнение о мелководности моря «Малый Унгут» едва ли можно опровергнуть, так как в нем почти постоянно жили эпифитоны и так как в нем отлагались грубые обломки. Морская вода имела нормальную соленость.

На дне моря господствовала преимущественно восстановительная (реже нейтральная) среда. Как исключение, образовались красноцветные слои нижней части Малоунгутской толщи, только что упомянутые и обнаженные по р. Мане выше Драгунихи.

На дне моря, видимо, нередко действовали слабые течения, сортировавшие песчано-глинистый материал. К сожалению, батрология напластования толщи изучена недостаточно. Следов ряби, отпечатков капель дождя, полигональных трещин усыхания не найдено. Выше уже отмечены следы подводных оползней, что может говорить о сейсмической активности близ Мал. Унгута.

10. Мощность Малоунгутской серии образований, имеющей природу геологической формации, мы определяем приблизительно в 1 км. Погрешность, допускаемая нами в этой цифре, видимо близка к $\pm 50-100$ м.*). Крупная мощность данной толщи вполне соответствует геосинклинальной фаши.

11. Пульсационные подсвиты Малоунгутской толщи.

В ней мы насчитываем одну свиту с двумя подсвитами, выраженными в изменении литологии — нижнюю (с базальной конгломерато-брекчией) и верхнюю, состоящую из сетчатых доломитов и кальцилитов.

12. Вулканизм эффузивной фаши, синхронный Малоунгутской толще, не известен. Можно, конечно, допустить, что он проявился в верхней части ее, уничтоженной денудацией. Но это предположение пока ничем не обосновано, а в двух перекрывающих толщах, в базальных слоях следов размыва вулканической постройки нами не обнаружено.

Секущие жильные тела диабазового состава в Малоунгутской толще известны (по левым притокам Малого Унгута). Но они, видимо, значительно моложе этой толщи. Интересны следы контактового (?) метаморфизма, заметные в сетчатых светлых мелкокристаллических мраморах верхней свиты Малоунгутской толщи. В контактовом генезисе метаморфизма мы не можем сомневаться. Вместе с тем более молодые классические горные породы Козьей геологической формации —

* Как получены эти цифры, см. в наших дневниках кафедры.

налицо. Поэтому метаморфизм этот считаем более древним, чем Козья толща. Отсюда получен и намечен нами вывод о нескрытом плутоне (малоунгутской фазы тектогенеза).

13. С е к у щ и е т е л а в Малоунгутской толще только что упомянуты. Это зеленовато-серые плотные массивные мелкокристаллические диабазы. Предполагается, что они принадлежат более молодой геологической формации. Эндоконтактовые зоны их и ксенолиты не исследованы.

14. Э л е м е н т ы т е к т о н и к и Малоунгутской толщи. Эта тектоника довольно сложная, в некоторых деталях невыясненная. Особенно большие вопросы вызывает положение секущих и ограничивающих дизъюнктивов.

Малоунгутская толща входит в геосинклинально-складчатую зону верхнего протерозоя (красноярскую) субмеридионального простирания. В ней можно различить Печорскую антиклиналь (у устья кл. Печорского, выше пос. Мал. Унгута), западное крыло ее, сильно усложненное под пос. Мал. Унгут, в Малоунгутской зоне смятия. Это крыло примыкает к Козьей синклинали.

Другие детали тектоники, особенно тектоническая трещиноватость, описываются в другой работе автора.

15. Д и н а м о м е т а м о р ф и з м Малоунгутской толщи достигает значительной интенсивности, особенно в Малоунгутской зоне смятия. Он почти всюду проявился в послышной и остросекущей сланцеватости, а также в форме очень широко развитых микродизъюнктивов по спайности кальцита и т. п.

В западной части Малоунгутская геологическая формация испытала заметный локальный (контактовый) метаморфизм. Он выразился в перекристаллизации верхней свиты толщи, ее осветлении, в появлении сетчатой структуры. Органическое вещество при этом сконцентрировалось вдоль кальцитовых жил.

Это органическое вещество, выделенное растворением, при прокаливании полностью сгорело. Это показывает не очень высокую степень его метаморфизма.

16. Геологическая история Малоунгутской геосинклинальной толщи, естественно, распадается на две стадии: в первую стадию после небольшой трансгрессии возникло Малоунгутское море (или его мелководный эпифитоновый залив), а затем при развитии наступления моря его осадки стали чисто карбонатными (берег ушел далеко). Длительное эволюционное развитие привело к созреванию Малоунгутской геологической формации. Вслед за тем последовала Малоунгутская фаза (возможно, слабо выраженной) складчатости. Море ушло. Началась денудация. Затем снова прошло наступление моря, и начался новый этап седиментации — стала накапливаться Козья толща.

Козья геологическая формация

1. Стратотип. Эта геосинклинальная толща получила свое название от кл. Козьего, впадающего в Ману справа первым ниже Мал. Унгута. Она сложена граувакковыми полимиктовыми песчаниками, а также песчано-глинистыми сланцами, залегающими с перерывом на Малоунгутской толще. Чем перекрывается Козья толща, кроме четвертичных отложений, точно не установлено (не исключено, что накрывающей толщей является Унгутская доломитовая свита вместе с Печорскими эпифитоновыми кальцилитами).

Мощность Козьей толщи измеряется немногими сотнями метров. Палеонтологических остатков в ней не обнаружено.

Возраст ее считается верхнепротерозойским: мы относим ее к верхам красноярской системы. Не исключен еще вариант, когда с нее будут начинать манскую систему.

2. Описание обнажений Козьей толщи давать нет особого смысла: коренных выходов нет, да и делювиальные обломки местами трудно или невозможно найти. Все же контур площади Козьей толщи намечен без грубых ошибок. Эта площадь протягивается с юга на север на 2,1 км и с запада на восток на 700 м. На юге в результате погружения оси Козьей синклинали на север происходит постепенное сужение площади Козьей толщи, замыкание крыльев синклинали. Поэтому данная синклиналь на юг не прослеживается.

3. Географическое положение Козьей толщи можно определить так. Она лежит на широте пос. Мал. Унгута ниже устья рч. Мал. Унгут, на правом склоне долины Маны и в бассейне первого правого притока Маны, что ниже Малого Унгута.

4. Геологические границы Козьей толщи определены с помощью картирования их по элювиальным и делювиальным обломкам, по обломкам в русле упомянутого только что притока Маны, по выворотам корней деревьев.

5. Стратиграфический состав Козьей толщи. Она представлена лишь одной свитой. В этой свите только базальные слои можно выделить сравнительно легко полевыми наблюдениями. Предварительно стратиграфическая колонка Козьей толщи подразделена на части 100-метровой мощности.

6. Палеонтологические остатки, стратиграфическое положение и возраст Козьей толщи.

Фауны и флоры в ней не обнаружено. Речь идет об обычных палеонтологических остатках, видимых под лупой. Что же касается микрофоссилий, то выделение и исследование их еще впереди. При отмучивании получены пока лишь единич-

ные остатки, которые можно было бы отнести к ним, к микрофоссилиям.

Таким образом, возраст определяется пока не палеонтологией Козьей толщи, а ее стратиграфическим положением.

Стратиграфическая позиция Козьей толщи по полевым данным устанавливается выше Малоунгутской толщи, а именно, выше ее верхней свиты сетчатых мраморов, испытавших первую стадию метаморфизма (осветление и образование черных жилочек органогенного, переотложенного по сети трещин материала). Установлено, что эти изменения не захватили позже отложившиеся осадки Козьей толщи, как это видно по осадочным жилкам, сложенным песчано-глинистым материалом (в сетчатых мраморах).

Горные породы Козьей толщи перекрыты четвертичными отложениями элювиально-делювиального покрова. Анализируя геологическую карту, мы предполагаем, что доломиты Унгутской толщи и эпифитоновые карбонатные горные породы Печорской свиты моложе Козьей толщи. Этот вывод нуждается в дополнительном исследовании.

Итак, стратиграфическое положение Козьей толщи установлено как будто недостаточно прочно. Но мы обращаем внимание на то, что она дислоцирована вместе с подстилающими образованиями в конкорданную (?) складку.

7. Петрографический состав Козьей толщи определяется терригенным характером ее отложений. Среди них главенствуют серые мелко- и крупнозернистые полимиктовые слюдистые песчаники грауваккового характера, переслаивающиеся с тонкозернистыми песчаниками и алевролитоглинистыми прослойками. Имеются и темные глинистые «слойки» или тончайшие послойные пленки. Слои карбонатных горных пород не встречены, но в нижней части толщи залегают гравелиты. Следов синхронного вулканизма не обнаружено.

Самой типичной горной породой Козьей толщи являются наиболее развитые в ней серые мелко- и среднезернистые (реже крупнозернистые) песчаники.

Это грауваккового облика обычно слюдистые плотные горные породы, чаще всего пожелтевшие и побуревшие от выветривания. Выветривание эффективно действует, видимо, потому, что песчаники содержат примесь кальцита, легко растворимого и обуславливающего пористость описываемых песчаников. В шлифах установлен следующий минералогический состав граувакковых песчаников: прозрачный сероватый кварц, белесый жильный кварц, зерна яшмы, мусковит, редкий биотит, почти белый плагиоклаз, пироксен, амфибол, магнетит, титаномагнетит, хлорит и др.

Данные песчаники были истолчены и промыты на лотке. В шлихе дополнительно были определены следующие минералы (кроме кварца, мусковита, плагиоклаза): роговая об-

манка, пироксен, сфен, титаномагнетит, желто-бурый и зеленый хлорит, лейкоксен и др.

8. Особенности вещественного состава Козьей толщи. О них говорить трудно, так как состав кластических толщ унаследуются от минералого-геохимического состава тех горных пород и геологических формаций, которые разрушались и переотлагались при формировании Козьей толщи. Разумеется цемент кластических толщ стоит особняком в их составе. Он может в значительной мере отражать влияние среды или обстановки осадконакопления.

Мы пытались выяснить особенности состава карбонатного цемента песчаников Козьей толщи. Спектральный анализ этого цемента (и образцов 47 р 401), выполненный в лаборатории Томского политехнического института, установил наличие ряда химических элементов, являющихся обычными примесями к карбонатам.

Некоторые особенности химизма лучше улавливаются спектральным анализом глинистых горных пород: при их накоплении в глинистом и коллоидном веществе концентрируются некоторые обычные, редкие и рассеянные химические элементы. Спектральный анализ глинистых пленок и прослоек в Козьей толще обнаружил наличие примеси следующих химических элементов (согласно тем же определениям): титана, марганца, фосфора.

9. Фациальная принадлежность Козьей толщи. Это сравнительно мелководная (неритового отдела моря) кластическая геосинклинальная серия горных пород, образовавшаяся в море с нормальной соленостью в нейтральной или закисной обстановке (в условиях трансгрессии моря). Следов волнений и течений не установлено.

10. Тектоника Козьей свиты почти не исследована. Единственным документом ее является предварительная геологическая карта, составленная методом картирования по обломкам.

Как видно с помощью этой карты, Козья свита слагает среди более древних, подстилающих ее горных пород синклиналь с.-с.-в. субмеридионального простираения с погружением оси этой складки на север. Представление о синклинальном строении Козьей толщи гармонирует с залеганием близ ее основания грубозернистых песчаников и гравелитов.

11. Тектоно-стратиграфическое взаимоотношение серии горных пород Козьей толщи к строению подстилающих горных пород не вполне выяснено. Мы исходим при решении данного вопроса из представления о синклинальном строении Козьей толщи. Существенные дизъюнктивные контакты по ее границам, видимо, отсутствуют. Если так, отношение ее к структуре фундамента можно определить как несогласное. Дело в том, что характерная и довольно мощ-

ная свита сетчатых осветленных, несколько метаморфизованных карбонатных горных пород Малоунгутской геологической формации отсутствует под западным крылом Козьей синклинали; но оно сохранилось на восточном крыле той же синклинали.

Выше Козьей толщи резко несогласно залегает покров четвертичных образований. Есть следы несогласно развившейся третично-мезозойской коры выветривания. Отношение к Малоунгутской толще говорит о стратиграфической близости к ней горных пород Козьей свиты. Поэтому приходится говорить о том, что эта свита перекрывается вышележащей манской системой (несогласно).

12. История образования Козьей толщи, которую возможно определить как геологическую формацию, представленную не двумя, а лишь одной свитой,— является несложной.

Перед ее образованием прошла фаза тектогенеза, затронувшая Малоунгутскую геологическую формацию (малоунгутская фаза). Затем была на неравномерную глубину денудация, а затем наступление моря. Начали отлагаться песчано-глинистые осадки граувакковой (флишоидной) толщи, близ основания которой местами накопились и слои гравия. Образование Козьей толщи происходило в геосинклинальных условиях, подготовивших довольно интенсивную складчатость субмеридионального простираения (козья фаза тектогенеза). Этой фазой завершился первый этап жизни Козьей геологической формации, более поздние стадии развития которой мы здесь не рассматриваем.

Анастасьинская толща красноярской системы

1. Стратотип. Анастасьинская толща (или геологическая формация) названа была автором по дер. Анастасьиной, лежащей в с.-з. части Вост. Саяна на рч. Колбе. Намечена она была в 1937 г. (или немного позже). В 1946—1947 гг. она изучалась В. М. Чиркиным (при некотором участии автора и А. А. Предтеченского). В ее исследовании принимали участие И. И. Коптев, В. И. Попов и др.

Эта существенно карбонатная толща входит в геосинклинально-складчатую постройку красноярской системы, однако ее корреляция с какой-либо частью этой системы затруднена из-за того, что Анастасьинская толща находится вдали от стратотипа красноярской системы. Главная трудность заключается в том, что эпифитоны, обнаруженные в Анастасьинской толще автором ранее всех, еще монографически не описаны в изданной работе; кроме того, непосредственно картированием связь Анастасьинской толщи с какой-либо толщей красноярской системы не прослежена.

По наблюдениям автора и И. И. Коптева, Анастасьинская толща лежит выше похожей на нее толщи черных мраморов (с розовыми кварцитами и конгломератами в основании) правобережья рч. Кувай (выше дер. Спириной) и ниже кварцевых песчаников, что лежат к востоку от Спириной и к ю.-в. от дер. Черемшанки. Эти кварцевые песчаники И. И. Коптев синхронизирует с кварцитами Койской свиты М. М. Чаиркина.

В Анастасьинской толще имеются эпифитоны. По мнению автора, она — бесспорно верхнепротерозойская. Это мнение разделяется всеми, кто проводит лежащий бок кембрия под Койской или над Койской свитой. В виде исключения геолог А. А. Предтеченский считал Анастасьинскую свиту нижнекембрийской толщей на том основании, что в ней имеются эпифитоны. Однако это мнение несколько отстало от современного положения в науке: теперь эпифитоны известны даже ниже слоев с невландиями, т. е. в безусловном докембрии.

При сопоставлении Анастасьинской толщи с другими можно предполагать ее одновозрастности с иртышскими эпифитоновыми слоями. Более вероятно синхронизировать ее с Таловской или Лебяжьей свитами.

Так как эти вопросы корреляции не решены, мы не даем пока здесь описания Анастасьинской толщи.

Е. О ТОЛЩАХ, ПЕРЕКРЫВАЮЩИХ КРАСНОЯРСКУЮ СИСТЕМУ

В настоящее время хорошо установлено, что красноярская система в целом, как и самая верхняя часть ее — Малоунгутская толща, перекрывается Печорской и всей Унгутской толщей манской системы верхнего протерозоя. Но слои манской системы, (а именно, доломиты Унгутской геологической формации, а также перекрывающие их эпифитоновые слои Еловской и Тополинской серии образований) в свою очередь перекрываются средним отделом чудской системы (нижний отдел этой системы по линии контакта почти не обнажен). Отметим, что мощность чудской системы, видимо, не менее 10 км, а мощность манской системы едва ли менее 6—7 км (возможно она достигает большей цифры). Не исключена возможность выделения верхнего отдела чудской системы в самостоятельную систему, так как складки этого отдела идут резко дискордантно по отношению к простиранию складок и к падению слоев среднего отдела чудской системы.

Если будет принят этот вариант выделения систем, то выше красноярской системы будут залегать не две, а три системы.

Безусловно, достаточно даже одной докембрийской системы, перекрывающей красноярскую, чтобы не относить ее образования к так называемому зокембрию и тем более к нижнему кембрию. Этот вывод относится, несомненно, и к Анастасьинской геологической формации, и ко всей манской системе с ее Унгутской толщей. Как известно, некоторые геологи г. Красноярска (А. А. Предтеченский, Д. И. Мусатов) относили унгутские доломиты и всю Анастасьинскую толщу к нижнему кембрию. Но они не знали о существовании чудской системы, перекрывающей обе эти толщи; не знали и о том, что чудская система слагается 25 свитами и толщами общей мощностью едва ли менее 10 км; не знали и о том, что стратиграфически выше чудской системы (и выше Краснокаменской толщи) лежат несогласно четыре-пять доторгашинских пульсационных свит с эпифитонами и археоциатами (в том числе с окуличичиатами, характерными для кенядинско-суннагинских слоев).

Конечно, эти геологи могли бы знать и весьма оригинальные окаменелости, обнаруженные в чудской системе; доказательств нижнекембрийского возраста их еще никто не представил. Напротив, имеющиеся данные говорят совсем другое.

Что представляет собой чудская и манская системы, следовало бы сказать подробнее. Однако мы надеемся, что их описание скоро будет опубликовано, притом раньше, чем описание красноярской системы. В этом случае читатель может получить представление о них в монографиях и для него не надо вкратце излагать здесь их содержание. Поэтому ограничимся тут сказанным.

V. О ВОЗРАСТЕ КРАСНОЯРСКОЙ СИСТЕМЫ

Об этом возрасте мы высказываем пока лишь предварительные соображения, хотя бы потому, что в нашем распоряжении нет или почти нет цифр абсолютного возраста.

Кроме того, границы системы могут быть представлены в других вариантах. Вопросы о возрасте бывают нередко наиболее спорными; они иногда обсуждаются на конгрессах десятилетиями (даже в гораздо более благоприятных условиях палеозойской эры с ее богатейшей палеонтологией).

При установлении докембрийских систем мы, очевидно, встретимся, как правило, с гораздо большими трудностями. Можно было бы даже смотреть на это дело, как на безнадежное (Б а к л у н д, 1938).

Мы думаем иначе, мы верим, что трудности рано или поздно будут преодолены, и мы получим возможность делить верхний протерозой на системы и, даже отделы, а также проводить корреляцию этих отделов и систем.

Начнем с самого трудного и тяжелого вопроса, который навязан нам, думается, без достаточного основания.

Является ли красноярская и манская системы докембрием?

Как известно, по некоторым неполным, упрощенным схемам они исчерпывались двумя толщами — унгутскими доломитами и Анастасьинской свитой (частью эпифитоновых) известковых слоев и серых полимиктовых песчаников.

Но как Унгутская, так и Анастасьинская толща относились геологами, знакомыми со стратиграфией кембрия и протерозоя Иркутского амфитеатра, к верхнему протерозою (Р а д у г и н, 1966; С о л о в ь е в, 1967; Л ю б и м о в, 1966). Почему? Да потому, что в Иркутском амфитеатре под слоями с видами рода Булайаспис (в частности, с тасеевским видом) лежит Усольская свита (на уровне слоев с елганеллус), а еще ниже Мотская свита с погонофорами (или с сабеллидитами) и характерными видами пелеципод (гельционеллами и пелагиеллами). Как известно, Мотскую свиту целиком или частью некоторые относили к докембрию.

Но и в с.-з. части Вост. Саяна есть монографически описанные виды того же рода булайаспис (есть и тасеевский вид рода) (Коптев, 1957; Репина, 1960). Они характеризуют нижнюю часть Колбинской толщи В. М. Чайкина. А под этой толщей есть орешные слои известняков с теми же гелльционеллами и пелагиеллами (по определению И. И. Коптева, 1957).

Что же касается Унгутской и Анастасьинской толщ, то они лежат много ниже: над ними залегает вся чудская система мощностью около 10 км, состоящая из 10-12 геологических формаций и пульсационных свит.

В настоящее время безнадежно понижать границу нижнего кембрия, если иметь в виду с.-з. часть Восточного Саяна. Дело в том, что там в двух районах (Торгашинском и Муртуковском) ниже Колбинской геологической формации (свиты, по В. М. Чайкину) залегают 5 пульсационных свит общей мощностью 1,5-2 км (до 3 км?) с археоциатами (вверху с аптоциатами, внизу с окуличичиатами). В верхах этого разреза есть трилобиты (фордаспис, эодисциды и др.). Этот мощный археоциатоносный кембрий бесспорно исчерпывает низы нижнего кембрия.

Как же залегают низы нижнего кембрия по отношению к так называемым свитам Анастасьинской и Унгутской? Эти низы нижнего кембрия лежат не только выше их (т. е. выше красноярской и манской систем), но и выше чудской системы, в частности, выше самой верхней Жерновской свиты (выше ее окварцованных доломитов).

Как нами установлено, эта последняя смята в синклинали с.-в. простираения, тогда как несогласно налегающие Колбинская и Спириная, а также Торгашинская геологическая формация идут в с.-з. направлении, и их слои падают на с.-в. в общем под сравнительно небольшим углом. Так же (несогласно и выше) лежат другие свиты кембрия, в том числе слои с окуличичиатами.

Жерновские окварцованные доломиты залегают в верхах чудской системы на горе Кызырк к с.-з. от Верх-Базаихи (на склоне Красноярского кряжа). Эти окварцованные доломиты залегают там выше Кызырской толщи эпифитоновых слоев (с разумовскими и характерными протоархеоциатами с ясной внешней стенкой). Они относятся к чудской системе, а сами перекрыты доломитами Спириной толщ и Колбинской геологической формацией.

В Муртуковском районе 5 археоциатоносных свит (в том числе слои с окуличичиатами) дислоцированы в складки с.-в. простираения и лежат несогласно выше Ахорской толщ с протоархеоциатами. Слои последней по рч. Б. Унгут смяты в складки с.-с.-з. простираения, хотя в Муртуковском районе находятся рядом с его археоциатоносными свитами.

Итак, имеются веские основания считать даже мощную сложную чудскую систему докембрийской, особенно если учесть, что археоциаты в ней редки, что ее протоархеоциаты не известны в нижнем кембрии, как и другие палеонтологические остатки (своеобразные погонофоры или характерные водоросли из группы, близкой к палеомикроцистисам).

Но чудская система лежит выше Унгутской и Анастасьинской толщ (другими словами — выше манской и красноярской систем). Итак, едва ли кто-либо в настоящее время может говорить, что красноярская система (в частности, ее Анастасьинская толща) это нижний кембрий, а не верхний протерозой. Говорить так теперь, значит в корне подорвать свой авторитет исследователя.

Несомненно, есть еще геологи, которые даже теперь по неведению говорят именно так. Однако едва ли есть смысл полемизировать с ними. Скорее надо искать источники их ошибки и ярко выставить эти источники ошибок на показ.

Одним из таких источников является замена знания верой в мифический бесскелетный докембрий. Лучшие исследователи СССР поступали иначе. Они настойчиво ищут «скелетные» остатки в позднепротерозойских горных породах. Большой знаток трилобитов Е. В. Лермонтова писала еще в 1934 г. (в главе о трилобитах в «Основах палеонтологии» Циттеля), что трилобиты должны быть найдены довольно далеко ниже границы кембрия и протерозоя, что эволюционное развитие трилобитов в докембрии создало к началу кембрия (к моменту появления оленеллюсов) пропасть между этими формами (с крупными глазами и большим числом туловищных сегментов) и «безглазыми», очень мелкими эодисцидами.

Как известно, еще в тридцатых годах нашего века автор предвидел (Радугин, 1936) открытие археоциат в докембрии, а до 1950 г. обнаружил археоциата в Саралинском рудном поле, сложенном верхним (и средним?) протерозоем (Радугин, 1950). В 1935—1936 гг. им были найдены археоциаты по правому притоку Пызаса на площади, которую некоторые геологи относили к докембрию. В 1938 г. П. С. Краснопеева нашла, по ее словам, археоциатоподобную окаменелость в тонко-слоистых черных мраморах Кабырзинской толщи среднего протерозоя. Эта фация — не биогермы; она развилась рядом с ними или меж ними. Поэтому данная находка возбуждает сомнение, тем более что она не сохранилась и ее описание не опубликовано.

В 1939 г. перед началом Великой Отечественной войны автором был найден археоциат на левобережной гриве рч. Базаихи к ю.-з. от дер. Верх-Базаихи в с.-з. части Вост. Саяна. Позже в 1962 г. летом Т. В. Янкаускас обнаружил эвархеоциат в Ахорской геологической формации на правом водоразделе Левого Муртука. Одновременно, в то же лето, но на во-

доразделе верховья Правого Муртука (Берестянки) аналогичные эвархеоциаты Ахорской толщи были доставлены нашими сотрудниками студентами-геологами II курса. Они и не подозревали об этих редко встречающихся археоциатах, которые были обнаружены несколько позже мной — их руководителем при просмотре их коллекции. К сожалению, находка этих археоциат послужила Т. В. Янкаускасу для выводов о кембрийском возрасте Ахорской геологической формации, хотя сам же он установил угловое несогласие между Верхнеахорской толщей и нижележащими слоями Ахорской геологической формации с эвархеоциатами. Казалось бы, он мог учесть целый ряд фактов, чтобы не сделать ошибки:

1) огромную мощность (до 3,5 км) и сложность Колбинской карбонатной геологической формации, почти согласно подстилаемой Койской свитой В. М. Чаиркина;

2) несколько меньшую, но тоже очень крупную мощность 5 археоциатоносных свит Муртуковского района, лежащих ниже Колбинской геологической формации*), разделенных друг от друга перерывами, причем в нижней из них есть окуличичиаты;

3) находку (сделанную И. И. Коптевым) пелагиел и гельционелл к востоку от с. Орешного, т. е. тех форм, которые теперь считаются томмотскими из слоёв «а» (или относятся к устькундатскому горизонту кембрия — к первому горизонту нижнего кембрия);

4) залегание Ахорской толщи под Тополинской толщей без дизъюнктивов в теснейшей литологической связи с последней, а также и под более молодой Еловской толщей;

5) залегание манской системы (вместе с Ахорской и Тополинской толщами, т. е. вместе с красными кв. песчаниками г. Ахорьей, которые так похожи на койские) ниже мощной, сложной чудской системы (в частности, ниже Бажейской и Корбикской толщи, образующей синклиналь среди горных пород манской системы);

6) наличие под Глухариной геологической формацией почти синхронных доломитов с онкостромами, характерными для низов Енисейской толщи Сибири, причём таких окаменелостей нет даже в унгутских доломитах, охарактеризованных весьма характерной флорой строматолитов;

7) наличие под Торгашинской геологической формацией (под слоями с видом фордасписа) четырех пульсационных свит, разделенных несогласием (в том числе Моховой или Токмакской свиты с археоциатами) и с резким азимутальным несогласием лежащих на Краснокаменской доломитовой геологической формации с катаграфиями верхнего протерозоя,

* А также и ниже Спиринской толщи.

причем эта формация весьма похожа на окварцованные доломиты горы Кызрык верхов чудской системы;

8) наличие эвархеоциат, эпифитонов, разумовский и гиолитов в Верхнесаралинской свите Кузнецкого Алатау ниже слоев с невландиями и аналогичное залегание эпифитонов в Пызасской геологической формации, подстилающей Унушкольскую толщу с невландиями.

Отметим, что нами открыты гиолиты и эхинодерматы в Райской толще чудской системы и в Ахорской геологической формации Манской системы, что давно известны губки среднего протерозоя, найденные геологом А. С. Митропольским (1933) к с.-з. от Шипилинска в Кузнецком Алатау. Одним словом, идею о бескелетности докембрия давно уже следовало считать похороненной.

Одним из главных источников ошибок является незнание истории салаирид. Все еще есть геологи, которые поэтому объединяют байкалиды, время возникновения которых едва ли моложе миллиарда лет, и салаириды, которые были заложены в начале кембрия (около 550-530 млн. лет тому назад). Поэтому, не зная точно времени заложения салаирид, многие на платформах причленяют к кембрию гораздо более древние образования, тем более, что они под кембрием лежат параллельно его слоям. Отсюда же происходит нелепый, совершенно не приемлемый термин «эокембрий» скандинавских геологов. Отсюда проистекает неоправданная тенденция причленивать к палеозою еще две (?) геологические системы в виде известного венда. Венд — хорошая стратиграфическая единица. Но ему место не в палеозое, а в допалеозое. Надо же считаться и с установившейся традицией, и с такими событиями, как практически почти полное вымирание типа археоциат в конце протерозоя.

Затрагивая вопрос об этом событии в биосфере (о вымирании типа животных, впервые за 500 млн. лет существования земной фауны), мы подчеркиваем его первостепенную важность. Если разделять геохроны, то самая обоснованная нижняя граница самого молодого геохрона (зона) проходит именно в конце санаштыкольского века. Кстати отметим, что в районе стратотипа кембрия (в Англии) почти не известно археоциат.

Итак, если здесь поднимается вопрос о ревизии нижней границы, то основываемся мы при этом на истории салаирид. Если заложение кембрийской геосинклинально-складчатой зоны совпадает с отложением самых первых слоев кембрия, то нижнюю границу кембрия изменять не надо. А если заложение Салаирской геосинклинали произошло после практически почти полной гибели археоциат (в конце санаштыкольского века) и после формирования позднедокембрийского доколбинского пенеплена? В этом случае надо подумать. Не луч-

ше ли начинать историю салаирид после санаштыкольского времени и до начала колбинского осадконакопления, т. е. в соответствии с геологической историей геосинклинально-складчатых зон и с крупнейшим событием в истории биосферы (с гибелью типа археоциат)?

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Заканчивая первое монографическое описание красноярской системы, мы прежде всего даем в удобообозримой форме схему слагающих ее толщ (таблица 1).

Конечно, полученные нами итоги еще не вызывают полного удовлетворения: детальность полученных нами некоторых геологических карточек еще не соответствует 1:10 000 масштабу (а местами и 1:25 000); преобладающая часть колонки системы еще не изучена послойно; не вскрыты контакты толщ; не устранены некоторые спорные вопросы геологии красноярской системы, а главное, уровень изучения окаменелостей еще далеко недостаточный. Нет и цифр абсолютного возраста. Палеонтологию системы нужно изучать и впредь. А пока если мы и предлагаем деление системы на 3 отдела, то лишь в первом приближении, основываясь почти только на общегеологических критериях. Палеонтологическое обоснование границ отделов дается нами лишь весьма приближенно. Конечно, каждый поймет, что роль палеонтологического метода весьма ограничена, и мы можем чувствовать некоторое удовлетворение даже от первых малых успехов на этом фронте. К тому же читатель может учесть, что палеонтологическую часть нашей работы мы оставляем на вторую очередь, а здесь на первом плане — вопросы формационной стратиграфии, основанные на геологической карте и на тектонике района.

Каковы основные итоги нашего предварительного исследования красноярской системы?

1. Ее геологическое содержание — внушительно. Красноярская система действительно важный геологический документ значительного отрезка земной истории. Об этом свидетельствует крупная суммарная мощность этой системы, видимо, превышающая 8 км (может быть, достигающая 10 км). События земной истории, записанные на языке камня, — довольно крупные, значительные: в красноярской системе мы имеем около 12 пульсационных свит или геологических формаций; в них задокументировано 12 фаз тектогенеза; имеются следы фаз интрузивного вулканизма.

Одним словом, красноярская толща действительно по своему объему соответствует целой геологической системе. Возникает даже вопрос, не слишком ли велик ее объем и не лучше ли ее немного уменьшить?

2. Палеонтологическая характеристика красноярской системы, видимо, достаточна не только для выделения (по эпифитонам) верхнего отдела системы, но для установления в нем 3 ярусов. В нижнем отделе намечаются две части системы, выделяемые по онколитам.

Среднюю часть, кажется, мы сможем охарактеризовать по формам, близким к группе невландий.

Палеонтологическая характеристика красноярской системы составит главное содержание одной из следующих наших монографий.

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

к геологической карте (фиг. 1, стр. 6):

- 1 — четвертичные отложения (и девон);
- 2 — Колбинская толща нижнего кембрия;
- 3 — спириинские доломиты.
- 4 — 22 — Чудская система:
 - 4 — жерновские доломиты;
 - 5 — Кызрыкская толща известняков;
 - 6 — саинские слои;
 - 7 — Кипринская карбонатная толща;
 - 8 — воскресенские гравелиты;
 - 9 — Сарабульская доломитовая толща (с базальными пестроцветами);
 - 10 — черемшанские (плитчатые) известняки;
 - 11 — мишкинские доломиты;
 - 12 — Духовичская толща известняков;
 - 13 — бажейские мраморы;
 - 14 — корбикские доломиты;
 - 15 — Верхнерайская карбонатная свита;
 - 16 — среднерайские доломиты;
 - 17 — Нижнерайская свита (с базальным конгломератом);
 - 18 — Сухенькая толща, граувакк;
 - 19 — Гагаринская карбонатная толща;
 - 20 — Глухаринная гравелитовая формация;
 - 21 — Белая толща;
 - 22 — Заветная карбонатная толща;
- 23 — граувакковая толща протерозоя;
- 24 — элементы залегания слоёв;
- 25 — окаменелости.

ЛИТЕРАТУРА

1. А. Д. Архангельский. Избранные труды, т. I-II, Изд-во АН СССР, М., 1954.
2. Н. А. Архангельская, В. Н. Григорьев и К. К. Зеленов. Фации некембрийских отложений южной и западной окраины Сибирской платформы. Тр. ГИН АН СССР, вып. 33, Изд-во АН СССР, М., 1960.
3. Г. Д. Бабаян, Г. В. Бархатов, А. К. Бобров, В. И. Бондаренко, В. Г. Васильев, И. А. Кобеляцкий, А. Н. Николаевский, Ю. П. Тихомиров, К. Р. Чепиков, Н. В. Черский, В. Г. Чичмарев. Геологическое строение и нефтегазоносность Якутской АССР. Гостоптехиздат, Л., 1960.
4. И. К. Баженов. Западный Саян. Очерки по геологии Сибири. Изд. АН СССР, М., 1934.
5. О. О. Баклунд. О принципах подразделения докембрия. ТР XVII сессии Междунар. геол. конф. I, II, Изд АН СССР, М., 1939, стр. 9.
6. Л. С. Белокрыс и Г. В. Войткевич. Следы древней жизни на Земле. Советская Геология, № 4, М., 1960, стр. 3-22.
7. Л. С. Берг. Жизнь и почвообразование на докембрийских материках. Избр. тр., т. 2, «Недра», М., 1958, стр. 160-169.
8. Белоусов. Типы и происхождение складчатости. Сов. геол. № 1, М., 1958.
9. Е. Е. Бобин и Е. В. Лермонтова. О древнепалеозойских движениях в восточ. части Сибирской платформы. Советская геология, сб. № 1, М., 1940.
10. А. К. Бобров. Геология Предбайкальского краевого прогиба. Строение и перспективы нефтегазоносности. «Наука», М., 1964.
11. А. К. Бобров. Геологическое строение Якутской АССР и перспективы нефтегазоносности. Тр. ВНИГРИ, вып. 163, сб. 5, Л., 1960.
12. А. К. Бобров. Стратиграфия кембрия долины р. Лены между речками Ичерэй и Пеледуем. Тр. Якутск. фил. Сиб. отд. АН СССР, сер. геол., сб. 14, Геология и полезные ископаемые Якутской АССР, Якутск, 1962.
13. А. К. Бобров. Стратиграфия кембрия Предбайкальского прогиба. Докл. на Якутск. стратигр. совещании в 1961 г., Якутск, 1965.
14. А. А. Борисяк. Геологический очерк Сибири. Изд. АН СССР, Л., 1923.
15. Л. И. Боровиков, Т. Н. Спижарский и Н. Е. Чернышева. Стратиграфия и палеогеография кембрия территории СССР. В кн.: «Стратиграфия поздн. докембрия и кембрия». Изд. АН СССР, М., 1960.

16. А. Я. Булытников. Саралинский золоторудный район. Геологическое строение и Андреевский рудный участок. Изв. Сиб. отд. геол. ком., VII-3, Томск, 1928.

17. Н. П. Васильковский и А. А. Предтеченский. О строении Сибирской платформы. Геология и геофизика, № 6, Новосибирск, 1964.

18. Д. А. Великославинский, А. Н. Казаков, и Э. К. Герлинг. К вопросу о возрасте геологических образований Северо-Байкальского нагорья. Тр. лаборатории геологии докембрия АН СССР, вып. 12. Вопросы геохронологии и геологии. Изд. АН СССР, Л., 1961.

19. М. К. Винкман. Стратиграфия протероз., синийских и кембрийских отложений горного Алтая. Материалы по регион. геол., в 5. Изд. АН СССР, М., 1959.

20. М. К. Винкман. Структура и стратиграфия древних толщ Катунского горст-антиклинального выступа на Северном Алтае. Тр. Горно-геол. ин-та, вып. 2, М., 1948.

21. М. К. Винкман и А. Б. Гинцингер. К вопросу о корреляции кембрийских образований западной части Алтае-Саянской складчатой области. Тр. Сиб. научн.-исслед. института геол., геогр. и мин. сырья, вып. 24, Новосибирск, 1962.

22. М. И. Волобуев. К вопросу о геологическом строении юга Ангаро-Канской части Енисейского кряжа. Материалы по геол. Красноярского края, вып. I, Госгестехиздат, М., 1960.

23. М. И. Волобуев и др. Интерпретация значений абсолютного возраста породобразующих и аксессуарных минералов Енисейского кряжа и Восточного Саяна. В сб.: «Новые данные по геологии юга Красноярского края». Изд. КГУ, Красноярск, 1964.

24. А. Г. Вологдин. Урманская и Саратовская петля р. Маны. Тр. ГГРУ, вып. 55, Л., Изд-во ОНТИ, 1931.

25. А. Г. Вологдин. Археоциаты Сибири, вып. 1—2, Геолиаздат, М.-Л., 1931-1932.

26. А. Г. Вологдин. Разгадка происхождения строматолитов. «Природа», М., 1955, № 9.

27. А. Г. Вологдин. Нижнекембрийские форминиферы Тувы. Докл. АН СССР, т. 120, М., 1958, № 2, стр. 405-408.

28. А. Г. Вологдин. К стратиграфии позднего докембрия и нижнего кембрия Восточной Сибири. В сб.: «Проблемы тектоники». Госгостехиздат, Л., 1961.

29. А. Г. Вологдин. Археоциаты и водоросли кембрия Байкальского нагорья. Тр. Палеонтологического института, т. ХСШ, М., 1932.

30. А. Г. Вологдин. Древнейшие водоросли СССР, изд. АН СССР, М., 1962.

31. А. Г. Вологдин и К. Б. Кордэ. Об одной мало изученной, но важной группе ископаемых организмов. Докл. АН СССР, т. 49, № 9, М., 1945, стр. 598—701.

32. А. Г. Вологдин. Стратиграфическое значение археоциат. Докл. АН СССР, т. III, № 1, М., 1956.

33. А. Г. Вологдин. К стратиграфии позднего докембрия и нижнего кембрия. Проблемы тектоники. Госгеолтехиздат, М., 1961.

34. А. Г. Вологдин. Археоциаты, в кн.: «Основы палеонтологии. Археоциаты, губки, кишечнополостные». М., 1934.

35. В. Н. Воробьев, В. В. Коптев, И. Н. Сулимов и др. Геология и перспективы нефтегазоносности юго-запада Сибирской платформы. Изд. «Недра», М., 1966.

36. А. И. Горячев. Фации нижнекембрийских отложений юга Сибирской платформы. Сб. Геология и нефтегазоносность Вост. Сибири. Госгостехиздат, Л., 1959.

37. В. Н. Григорьев и Л. Н. Репина. Стратиграфия кембрийских отложений западной окраины Сибирской платформы. Изв. АН СССР, сер. геокл., № 7 М., 1956.

38. В. Н. Григорьев и М. А. Семихатов. Основные типы осадочных формаций нижнего кембрия юго-западной окраины Сибирской платформы и её обрамления. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1 М., 1961.

39. Ф. Г. Гурари. К стратиграфии кембрия юго-востока Сибирской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, М., 1945.

40. Ю. К. Дзевановский. Объяснительная записка к листу 0-51 (Алдан) гос. геол. карты СССР м-ба 1: 1000000. Госгеолтехиздат, М., 1958.

41. Л. Ш. Давиташвили. История эволюционной палеонтологии от Дарвина до наших дней. Изд. АН СССР, М., 1948.

42. Ш. Депенер. Превращения животного мира. 1941.

43. С. А. Дуров. 1960. О возможной причине отсутствия известковой функции организмов в докембрии. Тр. Новочеркасского политехн. ин-та, т. 98, Новочеркасск, 1921. стр. 81.

44. В. Е. Дибров и др. Геологическое строение и алмазность юго-западной части Сибирской платформы. Изд-во АН СССР, М., 1960.

45. Н. В. Дренов. Тектоническое строение западной части Сибирской платформы. Сб. Тектоника Сибири, т. II, Изд. СО АН СССР, Новосибирск, 1963.

46. М. А. Жарков. Стратиграфия нижнекембрийских отложений юго-западной части Сибирской платформы. Материалы по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири, вып. 6 (27), Иркутск, 1960.

47. М. А. Жарков. История тектонического развития юго-западной части Сибирской платформы и Рыбинской впадины. Сб. Тектоника Сибири, т. II, Изд. СО АН СССР, Новосибирск, 1963.

48. М. А. Жарков и С. М. Замараев. История тектонического развития юга Сибирской платформы. В кн.: «Вопросы сравнительной тектоники древних платформ», «Наука», М., 1964.

49. З. А. Журавлёва. Возраст подкарпачевской свиты нижнего кембрия бассейна среднего течения р. Лены. Докл. АН СССР, 16, № 1, М., 1957.

50. З. А. Журавлёва. К стратиграфии кембрия среднего и нижнего течения р. Олекмы. Докл. АН СССР, 128, № 4, М., 1959.

51. З. А. Журавлёва. К стратиграфии древних отложений бассейна среднего течения р. Чары. Докл. АН СССР, 129, № 6, М., 1959.

52. З. А. Журавлёва. Онколиты и катаграфии рифейских и нижнекембрийских отложений Сибири. Тезисы докладов на совещ. по стратиграфии позднего докембрия Сибири и Дальнего востока. Новосибирск, 1962.

53. З. А. Журавлёва, В. А. Комар и Н. М. Чумаков. Стратиграфические соотношения Патомского комплекса с отложениями западного и северного склонов Алданского щита. Докл. АН СССР, 128, № 5, М., 1959.

54. З. А. Журавлёва. Онколиты и катаграфии рифея и нижнего кембрия Сибири и их стратиграфическое значение. Тр. ГИН АН СССР, вып. 114, М., 1964.

55. И. Т. Журавлёва. Археоциаты Сибирской платформы. Изд. АН СССР, М., 1960.

56. И. Т. Журавлёва. Археоциаты Сибирской платформы и их значение для стратиграфии кембрия Сибири. В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. I, Изд. АН СССР, М., 1954.

57. З. А. Журавлёва, В. А. Комар, И. М. Чумаков. Стратиграфические отношения патомского комплекса с осадочными отложениями зап. и сев. склонов Алданского щита. ДАН СССР, т. 128, 5, М., 1959.

58. З. А. Журавлёва, В. А. Комар, Н. М. Чумаков. Строение и возраст отложений, относимых к Толбинской свите (ЮВ Якутия). ДАН СССР, т. 140, 3, М., 1961.

59. З. А. Журавлёва и В. А. Комар. К стратиграфии рифея (синия) Анабарского массива. ДАН СССР, т. 144, 1, М., 1962.

60. И. Т. Журавлёва, Л. Н. Репина и В. В. Хоментовский. Новые данные по стратиграфии Сп. Маринской тайги. ДАН СССР, т. 123, 6, М., 1958.

61. И. Т. Журавлёва, Л. Н. Репина и В. В. Хоментовский. Схемы расчленения нижнекембр. отл. Саяно-Алт. области с применением биостратигр. метода. Геология и геоф., № 1, Новосибирск, 1962.

62. И. Т. Журавлёва и А. Ю. Розанов. Возраст и условия образования археоциатовых известняков басс. р. Енисей (рч. Бирюса и Базаиха). Геол. и геофиз. № 3, Новосибирск, 1962.

63. Н. С. Зайцев. О тектонике южной части Сибирской платформы. Вопросы геол. Азии, т. 1, Изд. АН СССР, М., 1954.

64. Н. С. Зайцев. Тектоника нефтеносных областей, т. II, Сибирская платформа. Гостоптехиздат, Л., 1958.

65. Н. С. Зайцев. Кембрий Тувы. Геология и геофизика, № 7, Новосибирск, 1960.

66. Н. С. Зайцев, Н. В. Покровская. Стратиграфия и тектоника нижнего палеозоя среднего течения р. Лены. В кн.: «Очерки по геологии Сибири». Вып. 15. Изд. АН СССР, М., 1950.

67. Н. С. Зайцев, Н. В. Покровская. К строению Кузнецкого Алатау. Сов. Геология, № 6, М., 1958.

68. С. М. Замараев. Основные элементы структуры ю.-в. части Сибирской платформы в докембрии в нижнем палеозое. Геология и геофизика, № II, Новосибирск, 1961.

69. С. М. Замараев. О свитах алданского яруса нижнего кембрия южной части Сибирской платформы. Геология и геофизика, № 2, Новосибирск, 1961.

70. С. М. Замараев, К. А. Савинский и М. М. Мандельбаум. Тектоника южной части Сибирской платформы и направление нефтепоисковых работ. Сов. геол., № 5, М., 1963.

71. Д. К. Зеgebарт. К стратиграфии и тектонике древнего палеозоя и мезозоя право-и левого бережья р. Лены от устья рч. Бирюк до устья рч. Синей и её притоков рч. Намана и Бюрюк. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 14, вып. 3, М., 1936.

72. К. К. Зеленов. Литология нижнего кембрия северного склона Алданского массива. Тр. геол. института АН СССР, вып. 8, М., 1957.

73. К. К. Зеленов, И. Т. Журавлёва и К. Б. Кордэ. К строению Алданского яруса кембрия Сибирской платформы. Докл. АН СССР, 102, № 2, М., 1955.

74. А. Ф. Ильин. Синийские и кембрийские образования в зоне сочленения склона Алданского щита и Прибалтийского Краевого прогиба. Тр. ВНИГРИ, вып. 130, Л., 1959.

75. М. В. Иванов, С. И. Кузнецов и Н. Н. Ляликова. Введение в геологическую микробиологию. Изд. АН СССР М., 1962.

76. Н. Л. Ижидский. Геологические работы в Красноярском и Канском округах Енисейской губернии за 1893 год. Горн. журн., вып. 2, № 4, Петербург, 1895.

77. В. П. Казаринов. Осадочные серии и тектонические фазы палеозоя Сибири. Тр. СНИИГГИМС, вып. 16, Гостоптехиздат, Л., 1962.

78. И. П. Карасев. Литолого-стратиграфическая и геохимическая характеристика пород южной части Сибирской платформы. Сб. геол. и нефтегазоносность Вост. Сиб. Гостоптехиздат, Л., 1959.

79. И. П. Карасев, О. Н. Карасев. Тектоническое строение Иркутского амфитеатра. В кн.: «Геологическое строение и нефтегазоносность Иркутского амфитеатра». Гостоптехиздат, Л., 1960.

80. В. С. Карпышев. Кембрийские отложения среднего течения р. Бирюсы. Сб. Геол. и нефтегазоносность Вост. Сиб. Гостоптехиздат, Л., 1959.

81. Б. М. Келлер. Рифейская группа. В сб.: «Геология докембрия». Изд. «Недра», М., 1964.

81а. Б. М. Келлер и Б. С. Соколов. Вендский комплекс—первые подразделения палеозойской группы. Тезисы докл. Совещ. по стратигр. позднего докембрия Сибири. Изд. СО АН СССР, Новосибирск, 1962.

82. Б. М. Келлер Г. П. Казаков, И. Н. Крылов, С. В. Нухнов и М. А. Семихатов. Новые данные по стратиграфии рифейск. группы докембрия. Изв. АН СССР, сер. геол. № 12, М., 1960.
83. В. А. Комар. Строматолиты верхнедокембр. отложений севера Сиб. платформы и их стратиграфич. значение. Тез. докл. совещ. по разраб. стратигр. схем АН СССР, Изд. АН СССР, М., 1961.
84. А. С. Кириллов. К вопросу о структуре приенисейской окраины Сибирской платформы. Сб. «Тектоника Сибири», т. II. Изд. СО АН СССР, Новосибирск, 1963.
85. Г. И. Кириченко. Стратиграфия докембрия западной и южной окраины Сибирской платформы (северные предгорья Восточного Саяна, Енисейский край, Туруханское поднятие). Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифицир. стратигр. схем Сибири. Изд. АН СССР, М., 1956.
86. Г. И. Кириченко. Тектоника Енисейского края. Сб. «Тектоника Сибири», т. II, Изд. СО АН СССР, Новосибирск, 1969.
87. И. И. Коптев. 1962. Стратиграфия и палеонтология нижнего кембрия с.-з. части Вост. Саяна. Автореферат диссертации. Томск, 1962.
88. И. И. Коптев. К стратиграфии нижнего кембрия Красноярского края. Изд. ТПИ, т. 120, Томск, 1961.
89. И. И. Коптев. Новые данные о возрасте Торгашинского известняка (район г. Красноярск). Изв. ВУЗов «Геология и разведка», № 4, М., 1961.
90. И. И. Коптев. К вопросу о возрасте «базальтского» фаунистического комплекса кембрия. Тр. СНИИГГИМС, вып. 24, Новосибирск, 1962.
91. И. И. Коптев. О соотношении Колбинской и Торгашинской свит кембрия Красноярского края. Тр. СНИИГГИМС, вып. 24, Новосибирск, 1962.
92. К. Б. Кордэ. Водоросли кембрия ю.-в. Сиб. платформы. Тр. Палеонтологич. института АН СССР. т. 89, М., 1961.
93. М. Н. Коробов. Нижний кембрий Хараулаха. Изв. АН СССР, сер. геол. № 4, М., 1963.
94. И. К. Королюк. Сравнительная характеристика формаций рифея и кембрия Прибайкалья. Изд. АН СССР, 1962.
95. Ю. А. Косыгин. Типы основных структурных элементов земной коры в позднем докембрии. Геология и геофизика, № 1, Новосибирск, 1961.
96. Ю. А. Косыгин. Развитие Сибирской платформы в докембрии. Геология и геофизика, № 7, Новосибирск, 1962.
97. Ю. А. Косыгин, и И. В. Лучицкий. О принципах выделения древних платформ и положении краевых поднятий в структуре Сибирской платформы. Геология и геофизика, № 1, Новосибирск, 1960.
98. Ю. А. Косыгин и И. В. Лучицкий. Структуры ограничения Сибирской платформы. Сб. Тектоника Сибири, т. II, СО АН СССР, Новосибирск, 1963.
99. Б. Н. Красильников. О докембрийских краевых прогибах Сибири. Геология и геофизика, № 5, Новосибирск, 1963.
100. П. С. Краснопеева. Об альгонкской флоре в Саралинском районе Зап. Сибири. Мат. по геол. Зап.-Сиб. края, № 5, Томск, 1933.
101. П. С. Краснопеева. Архециты. Тр. СНИИГГИМС, вып. 19, Новосибирск, 1960.
102. М. Ксенжевич и Я. Самсонович. Очерк. геологии Польши. Изд. ин. лит. М., 1956.
103. Ю. А. Кузнецов. Геология района г. Красноярск. Изв. ЗСГРТ, XII, вып. 2, Томск, 1932.
104. М. М. Лавров. Сибирская платформа и проблема синия. Совещ. по геол. строению и минер. рес. Сиб. платф., вып. I, Иркутск, 1937.
105. З. А. Лебедева. Основные черты геологического строения Тувы. Тр. МОИП, вып. 2, № 26, М., 1940.

106. А. И. Левенко, И. В. Лучицкий и М. С. Нагибина. Стратиграфия и тектоника древнего палеозоя Ангаро-Илимского водораздела. Очерки по геологии Сибири, вып., 14, ГИН АН СССР, М., 1950.
107. К. Р. Лендзион, Р. А. Михняк, А. Ю. Розанов. Литостратиграфическая корреляция позднего докембрия и кембрия Свентокшишских гор и Северо-Запада Русской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 8, М., 1965.
108. Е. В. Лермонтова. (совместно с В. Н. Вебером). 1934. Класс трилобиты в кн.: «Основы палеонтологии» К. Циттеля, ч. I, М., 1934.
109. Е. В. Лермонтова. Нижнекембрийские трилобиты и брахиоподы Вост. Сибири. Госгеоллиздат, М., 1951.
110. В. Б. Лячк и. Байкало-Енисейский разлом и сопряженные с ним структуры Вост. Саяна. Автореф. диссертации, ВСЕГЕИ, Л., 1963.
111. В. П. Маслов. Систематическое положение и отличие строма-толлитов и онколитов от ископаемых известковых водорослей. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 25, в 4, М., 1950.
112. В. В. Миссаржевский, А. Ю. Розанов. 1963. К вопросу о нижней границе кембрия. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, М., 1965.
113. М. В. Муратов. Этапы и стадии развития геосинклиналиальных складчатых областей. Докл. сов. геологов на XXII международ. геол. конгр. Сб. Деформация пород и тектоника. Изд. АН СССР, М., 1964.
114. Д. И. Мусатов. Стратиграфия кембрийских отложений вост. склона Кузнецкого Алатау. Геол. и геоф., № 2, Новосибирск, 1961.
115. Д. И. Мусатов и др. Стретенский опорный разрез нижнего кембрия в Восточном Саяне. Мат. по геол. и полезн. ископ. Красноярского края, вып. 2, Красноярск, 1961.
116. Д. И. Мусатов. Основные этапы тектонического развития восточной части Алтая-Саянской складчатой области и Енисейского кряжа. Тезисы докл. совещ. по проблемам тектоники. Изд. АН СССР, М., 1962.
117. Д. И. Мусатов. Некоторые вопросы соотношения Сибирской платформы с ее обрамлением. Сб. «Тектоника Сибири», т. II, Изд. СО АН СССР, Новосибирск, 1963.
118. Д. И. Мусатов. О некоторых особенностях развития геосинклиналей Южной Сибири. В сб.: «Новые данные по геол. юга Красноярского края». Красноярск. Изд. КГУ, 1964.
119. Д. И. Мусатов, В. Н. Немировская. Опыт сопоставления стратиграфии кембрийских отложений западных отрогов Восточного Саяна. Материалы по геол. и полезн. ископ. Красноярского края, вып. I, Красноярск, 1961.
120. В. П. Нехорошев. Геология Алтая. Госгеолтехиздат, М., 1953.
121. А. И. Нецкая и В. А. Иванова. Первая находка остракод в нижнем кембрии Вост. Сиб. ДАН СССР, т. 3, 5, М., 1966.
122. В. А. Обручев. О торгашинском известняке. Геологический вестник, № I, М., 1912.
123. В. А. Обручев. История геологического исследования Сибири. Т. I—V. Изд. АН СССР, М., 1935-1940.
124. В. А. Обручев. О некоторых спорных вопросах тектонической терминологии и тектоники СССР. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, М., 1939.
125. В. А. Обручев. Геология Сибири. Изд. АН СССР, М., 1935-1938.
126. В. А. Обручев. Краткий очерк тектоники Сибири. Оrogenические циклы. Структурные элементы и системы складок. Бюлл. МОИП, отд. геол., 2, № 3, М., 1932.
127. В. А. Обручев. Геологический очерк Прибайкалья и Ленского района. Очерки по геологии Сибири. Изд. АН СССР, М., 1932.
128. В. А. Обручев. Геологический обзор Сибири. Госгеслиздат, М., 1927.
129. С. В. Обручев. Докембрий Енисейского кряжа. Стратиграфия СССР, т. I, Изд. АН СССР, М., 1939.

130. С. В. Обручев. Основные черты тектоники и стратиграфии Вост. Саяна. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5-6, М., 1942.

131. М. М. Одинцов. Иркутский амфитеатр, геологическая структура и история развития его внутреннего поля. Тр. Ирк. гос. университета, сер. геол., вып. 1-2, Иркутск, 1953.

132. М. М. Одинцов. К истории развития нижнепалеозойского бассейна Иркутского амфитеатра. В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. I, Изд. АН СССР, М., 1954.

133. М. М. Одинцов. 1937. Геологический очерк Тайшет-Братского района Восточной Сибири. Изд. ГГУ, Л., вып. XVI.

134. М. М. Одинцов и П. П. Скабичевский. Структура юго-запада Сибирской платформы и юга Енисейского кряжа. Пробл. сов. геол., № 7, М., 1937.

135. Основы палеонтологии. Губки, археоциаты, кишечнополостные, черви. Изд. АН СССР, М., 1962.

136. Е. В. Павловский. Зоны периоократонных опусканий — платформенные структуры первого порядка. Изв. АН СССР, сер. геол. № 12, М., 1959.

137. Е. В. Павловский. Тектоника Саяно-Байкальского нагорья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, М., 1956.

138. Е. В. Павловский и Н. В. Фролова. Органические остатки в метаморфических комплексах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, М., 1954.

139. А. В. Пейве. Принципы унаследованности в тектонике. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, М., 1956.

140. Я. К. Писарчик. О соотношении Верхоленской свиты Иркутского амфитеатра с подстилающей толщей. Материалы по геологии и полезным ископаемым Сибирской платформы. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 44, Л., 1960.

141. Я. К. Писарчик. Литология и фации нижнекембрийских отложений Иркутского амфитеатра в связи с нефтегазоносностью и калиеносностью. Гостоптехиздат, Л., 1963.

142. Н. В. Покровская. Трилобитовая фауна и стратиграфия кембрия Тувы. Тр. ГИН АН СССР, вып. 27, М., 1959.

143. Н. В. Покровская. Стратиграфия кембрия юга Сиб. платформы. В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. I, Изд. АН СССР, М., 1954.

144. Н. В. Покровская. О ярусном расчленении кембрия. В кн.: «Кембрийская сист., ее палеограф. и пробл. нижней границы», т. 3, «Наука», М., 1961.

145. Н. В. Покровская и И. Т. Журавлёва. О выделении нижнего кембрия в самостоятельную геологич. систему. В кн.: «Стратиграфия позднего докембрия и кембрия». Изд. АН СССР, М., 1960.

146. А. Г. Поспелов, Н. А. Аксарина, А. С. Бояринов, Ю. С. Надлер и Е. С. Федянина. К стратиграфии кембрия горной Шории. Матер. по геол. и пол. ископ. Красноярского края, в. I, Красноярск, 1961.

147. Н. И. Полевая. Шкала абсолютной геохронологии и геологии. Тр. лаборатории геол. докембрия АН СССР, № 12, Л., 1961.

148. А. А. Предтеченский. Древние поднятия Южной Сибири. Геология и геофизика, № 5, Новосибирск, 1960.

149. А. А. Предтеченский. Древнее поднятие южной Сибири. Материалы по региональной геологии. Тр. СНИИГГИМС, вып. 13, Новосибирск, 1960.

150. А. А. Предтеченский. Об Алданском и Ленском ярусах нижнего кембрия. Тр. СНИИГГИМС, вып. 24, Новосибирск, 1962.

151. А. А. Предтеченский. Объяснительная записка к листу № 46. Государственная геологич. карта масштаба 1:1 000 000, Гостопиздат, 1957.

152. А. А. Предтеченский, А. П. Шеглов. Биостратиграфическая схема нижнего кембрия Алтае-Саянской складчатой области. Тр. СНИИГГИМС, вып. 24, Новосибирск, 1962.

173. Ю. М. Пушаровский. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. Тр. ГИН АН СССР, вып. 28, М., 1959.

154. В. Г. Работнов. К вопросу о стратиграфии позднекембрийских образований бассейнов рч. Джелинды и Богаюкты. Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутск. АССР. Тр. Якут. геол. упр., вып. X, Якутск, 1962.

155. К. В. Радугин. Элементы стратиграфии и тектоники Горной Шории. Мат. по геол. Зап.-Сиб. края, в 37, Томск, 1936.

156. К. В. Радугин. Несогласие между кембрием и докембрием в 3 части Восточного Саяна. Изв. ВУЗов, сер. геол. № 8, М., 1959.

157. К. В. Радугин. О ранних формах археоциат. Новые данные по палеонт. и стратиграфии Зап. Сибири. Матер. по геол. Зап. Сибири, вып. 63, Томск, 1962.

158. К. В. Радугин. О новой группе древнейших животных. Геология и геофизика, № 6, Новосибирск, 1963.

159. К. В. Радугин. Общая характеристика докембрия и метаморфических толщ Зап. Сибири. Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр., вып. I, Томск., 1957.

160. К. В. Радугин. Докембрий Горной Шории. Тр. XVII сессии Междунар. геол. конгр., т. II, М., 1939, стр. 196.

161. Л. Н. Репина. Комплексы трилобитов нижнего и среднего кембрия западной части Восточного Саяна. Региональная стратиграфия СССР. Том 4, XIX таблиц., Изд. АН СССР, М., 1960, стр. 171-232.

162. Е. А. Рейтлингер. Кембрийские фораминиферы Якутии. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 23, в. 2, М., 1948, стр. 77-81.

163. Е. А. Рейтлингер. Атлас микроскопических органических остатков и проблематики древних толщ Сибири. Тр. ГИН АН СССР, в. 25, М., 1959.

164. Е. А. Рейтлингер. Микроскопические органические остатки и проблематика древних толщ юга Сиб. платформы. В кн.: «Стратигр. позд. докембр. и кембр.». Изд. АН СССР, М., 1960.

165. Л. Н. Репина и В. В. Хоментовский. К стратиграфии нижн. кембрия. Изв. ВУЗов, геол. и разв., № 10, М., 1959.

166. Л. Н. Репина и В. В. Хоментовский. О подразделении нижнего кембрия. Изв. АН СССР, сер. геол., № 8, М., 1961.

167. Л. Н. Репина. Трилсбиты базальнского горизонта. Докл. АН СССР, т. 121, в. 6, М., 1958.

168. Л. Н. Репина. О находке оленеллид в ленском ярусе Батеневского кряжа. Докл. АН СССР, т. 136, № 4, М., 1961.

169. Л. Н. Репина, М. А. Семихатов, В. В. Хоментовский. К стратиграфии кембрийских отложений западной части Восточного Саяна. ДАН СССР, т. 110, № 6, М., 1956.

170. Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. М., Госгеолтехиздат, 1959.

171. А. Ю. Розанов. Новые данные об археоциатах Горной Шории. Докл. АН СССР, М., 1960.

172. А. Ю. Розанов, В. В. Миссаржевский. Биостратиграфия и фауна нижних горизонтов кембрия. Изд. «Наука», М., 1966.

173. К. А. Савинский и др. Тектоника и перспективы нефтегазоносности Чуно-Бирюсинского поднятия. Сб. геофиз. исслед. юга Сиб. платф. вып. 2, Гостоптехиздат, Л., 1962.

174. К. А. Савинский. Глубинная структура южной части Сибирской платформы. «Недра», М., 1964.

175. В. Е. Савицкий. Материалы и стратиграфия кембрия северной и западной периферии Анабарской антеклизы. Тр. НИИГА, 136, Л., 1962.

176. В. Е. Савицкий. О соотношении кембрия и верхнего докембрия Анабарского щита. В кн.: «Тезисы докладов на Совещании по стратиграфии позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока». Новосибирск, 1962.
177. В. Е. Савицкий и др. Стратиграфия синия и кембрия Северо-Востока Сибирской платформы. Тр. НИИГА, 101, Л., 1959.
178. Л. И. Салоп. История геологического развития докембрийской геосинклинальной системы Байкалид. Стратиграфия и корреляция докембрия. Международный геол. конгр. XXI сессия, Доклады сов. геологов. Изд. АН СССР, М., 1960.
179. Л. И. Салоп. Поздний докембрий (верхний протерозой) Байкальской горной области и его стратиграфические границы. Тезисы докладов на совещании по стратиграфии позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1962.
180. В. А. Самозванцев, З. М. Самозванцева. Стратиграфия нижнего кембрия юго-восточной окраины Алданского щита в свете новых данных. Тр. Всесоюз. аэрогеол. треста, вып. 7, М., 1961.
181. М. А. Семихатов. Нижний кембрий Канско-Ангарской впадины. БМОИП, отд. геол., т. 34, вып. 2, М., 1959.
182. М. А. Семихатов. Структурно-фациальные зоны рифея и нижнего кембрия Енисейского кряжа и северо-западной части Вост. Саяна. Сб. «Тектоника Сибири», т. II, Изд. СО АН СССР, Новосибирск, 1963.
183. А. Г. Сивов. Нижний кембрий Зап. Саяна. Изв. ТПИ, т. 77, вып. 2, Томск, 1950.
184. С. П. Ситников, Н. А. Грибова. Геотектоническое районирование Сибирской платформы. Тр. ВНИГРИ, спец. серия, вып. 13, Л., 1954.
185. Б. С. Соколов. О возрасте древнейшего осадочного покрова Русской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, М., 1952.
186. Б. С. Соколов. Проблема нижней границы палеозоя и древнейшие отложения досинийских платформ Евразии. Тр. Всес. нефт. Н. И. ГРИ, № 3, в. 126, Л., 1958.
187. Б. С. Соколов. Некоторые общие вопросы стратиграфии отложений позднего докембрия и раннего палеозоя СССР (синий, кембрий, ордовик, силур). Геология и геофизика, № 4, Новосибирск, 1960.
188. Б. С. Соколов. Основные вопросы додевонской стратиграфии Сибирской платформы. Геология и геофизика, № 10, Новосибирск, 1961.
189. Б. С. Соколов. Сино-рифейский комплекс Сибири и Дальнего Востока и некоторые общие проблемы позднего докембрия. Тезисы докладов на совещании по стратиграфии позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1962.
190. Т. Н. Спизарский. Геологическая карта Сибирской платформы. Гостоптехиздат, Л., 1959.
191. Т. Н. Спизарский. 1960. Возникновение и история развития Сибирской платформы. Тезисы докл. совещ. по геол. строению, минер. ресурсам Сиб. платф., вып. 3.
192. Т. Н. Спизарский. 1961. Байкальская складчатая система, её геологическое строение. Природные условия Красноярского края.
193. Т. Н. Спизарский. О границе кембрия и докембрия. Сов. геология, № 8, М., 1963.
194. Стратиграфия СССР. Верхний докембрий Госгеолтехиздат, М., 1963.
195. Т. Н. Спизарский. 1962. О границе кембрия и докембрия. Совещание по стратиграфии отложений позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Тезисы докладов. Новосибирск, 1962.
196. Н. М. Страхов. Основы исторической геологии. Ч. I, М.—Л., 1948.
197. Н. М. Страхов. Основы теории литогенеза. Изд. АН СССР, М., 1960.

198. Н. П. Суворова. О ленском ярусе нижнего кембрия Сибири. В кн.: «Вопр. геол. Азии», т. 2, Изд. АН СССР, М., 1954.

199. Н. П. Суворова. Трилобиты кембрия востока Сибирской платформы. Вып. I, Протолениды; вып. 2, Оленеллиды — грануляриды. Тр. ПИН АН СССР, 13 и 34, М., 1956, 1960.

200. И. Н. Сулимов. Новые данные по тектонике Иркутского Присяня. Новости нефт. техн., сер. геол., 4, М., 1960.

201. И. Н. Сулимов. Тектоника Канско-Тасеевского района. Нефтегазовая геология и геофизика, № 1, М., 1963.

202. И. Н. Сулимов. Об аналогах Усольской свиты и структурно-фациальных зонах нижнего кембрия в Присянье. ДАН СССР, т. 156, вып. 4, М., 1964.

203. И. Н. Сулимов. Кембрийский бассейн рч. Усолки в Красноярском крае. Геология и геофизика, № 4, Новосибирск, 1964.

204. И. Н. Сулимов. О позднем докембрии Олхинского Присяня. Геология и геофизика, № 8, Новосибирск, 1964.

205. И. Н. Сулимов. Геология ю.-з. окраинной части Сибирской платформы в связи с возможной нефтегазоносностью нижнего кембрия. Геология и геофизика, № 6, Новосибирск, 1965.

206. В. А. Сысоев. Гиолиты кембрия северного склона Алданского щита. Изд. АН СССР, М., 1962.

207. В. А. Сысоев. Гиолиты родов ширкотека и ортотека из нижнего кембрия Сибирской платформы. Палеонтол., № 2, Л., 1959.

208. В. А. Сысоев. Гиолиты кембрия Сибирской платформы. Изд. АН СССР, М., 1962.

209. В. А. Сысоев. Гиолиты рода тореллела из нижнего кембрия Анабарской синеклизы. Палеонтологич. ж., № 3, Л., 1963.

210. Ш. Теодорович. Основные типы осадочных формаций платформ, краевых и межгорных прогибов. Узбекск. геол. журнал, № 3, Ташкент, 1959.

211. М. М. Тетяев. К геологии Прибайкалья (Предварительный отчет о работах 1915 г.). Материалы по общей и прикладной геологии, вып. 2, Петроград, 1916.

212. М. М. Тетяев. О некоторых основных вопросах геологии Сибири. Бюлл. МОИП, отд. геол., 2, № 3, М., 1923.

213. Б. В. Тимофеев. Споры докембрия. Международн. геол. конгресс, XXI сессия. Доклады сов. геологов. Стратиграфия и корреляция докембрия. Изд. АН СССР, М., 1960.

214. Труды межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири, изд. АН СССР, М., 1956, 1958.

215. М. А. Усов. Фазы и циклы тектогенеза Зап. Сиб. края. Томск, 1936.

216. В. Д. Фомичев и Э. Алексеева. Геологический очерк Салаира. Тр. ВСЕГЕИ, т. 63, Л., 1961.

217. Э. Э. Фотиади. Основные черты тектонического строения Сибири и Дальнего Востока в свете данных региональных геологических и геофизических исследований. Геология и геофизика, № 10, Новосибирск, 1961.

218. Э. Э. Фотиади, Ф. С. Моисеенко. Основные черты тектонической структуры Сибири и Дальнего Востока в свете геологических и геофизических исследований. Геология и геофизика, № 12, Новосибирск, 1964.

219. А. В. Хабаров. Подкласс радиолярия. Радиолярии, или лучевики. История изучения. В кн.: «Основы палеонтологии, Простейшие». «Недра», М., 1959, стр. 369, 373.

220. В. Е. Ханн. Глубинные разломы: основные признаки, принципы классификации и значение в развитии зонной коры. Изв. Вузов, Геология и разведка, № 3, М., 1963.

221. В. Е. Хаин. Главнейшие этапы и общие закономерности развития земной коры. Докл. Сов. геологов на XXII Междунар. геол. конгр. Сб. «Деформации пород и тектоника». Изд. АН СССР, М., 1964.
222. Н. П. Херасков. Геологические формации (опыт обрешения). Б. МОИП, № 27, вып. 5, М., 1952.
223. А. Н. Ходалевиц. Историческая геология с эд. палеонтологин. «Недра», М., 1961.
224. К. К. Хозанович. К вопросу о соотношении кембрия и докембрия в предгорной части Восточного Саяна. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7, М., 1957.
225. У. Хольтедалъ. Геология Норвегии. Т. I, ИЛ, М., 1957.
226. А. Холмс. Исправленная шкала геологического времени. Тр. Единбургского геол. об-ва, т. 17, 1959, стр. 3.
227. А. Холмс. Пересмотренная геохронологическая шкала. В кн.: «Геохимия литогенеза». Пер. с англ. ИЛ, М., 1963.
228. А. С. Хоментовский. Геология и полезные ископаемые окрестностей г. Канска. Б. МОИП, отд. геол., т. XII, (I), М., 1934.
229. А. С. Хоментовский. Структура и тектоника юго-западной части Сибирской платформы. Б. МОИП, отд. геол., т. 20, вып. 5-6, М., 1945.
230. В. В. Хоментовский. Структурно-фациальные зоны нижнего кембрия и рифея юго-западного обрамления Сибирской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, М., 1959.
231. В. В. Хоментовский. Основные вопросы корреляции нижнекембрийских отложений, Саяно-Алтайской складчатой области. Геология и геофизика, № 4, Новосибирск, 1964.
232. В. В. Хоментовский, Л. Н. Репина. Нижний кембрий стратиграфического разреза Сибири. Изд. «Наука», М., 1965.
233. В. В. Хоментовский, Л. Н. Репина, М. А. Семихатов. Стратиграфия докембрийских и нижнепалеозойских толщ западной части Восточного Саяна. В кн.: «Региональная стратиграфия СССР», т. 4, Изд. АН СССР, М., 1960.
234. В. В. Хоментовский, И. Т. Журавлева, Л. Н. Репина и А. Ю. Розанов. Нижний кембрий Горн. Алтая. Изв. АН СССР, с. геол., № 3, М., 1962.
235. М. А. Цахновский. Сопоставление стратиграфических разрезов древнепалеозойских толщ обрамления Сибирской платформы. Сб. «Геол. и нефтегазоносность Вост. Сиб.», Гостехиздат, Л., 1959.
236. М. А. Цахновский. Верхнекембрийские и нижнекембрийские образования Иркутского амфитеатра. Автореферат кандидатской диссертации, Иркутск, 1964.
237. К. Циттель. Основы палеонтологии. Ч. I, «Недра», М., 1934.
238. Н. Е. Чернышева. Стратиграфия кембрия юго-восточной окраины Сибирской платформы. Материалы ВСЕГЕИ, нов. серия, 1955, вып. 7.
239. Н. Е. Чернышева. К вопросу о расчленении кембрия Сибирской платформы. Сов. геология, сб. 55, М., 1957.
240. А. Н. Чураков. О новейших данных, касающихся возраста известняков, развитых у с. Торгашина близ Красноярска. Протокол заседания СПб об-ва естествоиспытателей, № 3, Санкт-Петербург, 1903.
241. А. Н. Чураков. Материалы для тектоники Кузнецкого Алатау. Тр. геолкома, вып. 146, Томск, 1916.
242. Н. С. Шатский. Основные черты тектоники Сибирской платформы. Бюлл. МОИП, отд. геол., 10, № 3-4, М., 1932.
243. Н. С. Шатский. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, М., 1947.
244. Н. С. Шатский. О древнейших образованиях осадочного чехла Русской платформы и об ее структуре в древнем палеозое. Изв. АН СССР, сер. геол., № I, М., 1955.

245. Н. С. Шатский. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в масштабе 1:50 000 000. Объяснит. записка, Госгеолтехиздат, М., 1957.
246. Н. С. Шатский. Об отношении кембрия к протерозою по байкальской складчатости. Избр. тр., т. I, Изд. АН СССР, М., 1963.
247. Н. С. Шатский. О границе между палеозоем и протерозоем и о рифейских отложениях Русской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, М., 1952, стр. 36-49.
248. А. А. Шевырев. Проблема происхождения раннекембрийской фауны. Палеонтологический журнал, № 4, Л., 1962.
249. Ю. М. Шейнман. Платформы, складчатые пояса и развитие структуры земли. Тр. ВНИИ-1, геология, вып. 49, Магадан, 1953.
250. А. П. Щеглов и А. Г. Поспелов. Биостратиграфическая характеристика и сопоставление разрезов Саяно-Алтайской области. Тр. СНИИГГИМС. Биостр. палеозоя Саяно-Алт. горн. обл., вып. 19, т. I, Новосибирск, 1960.
251. М. М. Язымир. О природе Ст. биогермов побережья средн. течения р. Алдана. Тр. Саратовского госуниверситета, отд. геолог., т. 74, 1960.
252. М. Э. Янишевский. Древнейший трилобит из нижнекембрийской синей глины. Вопросы палеонтологии, т. I, Л., 1950.
253. В. М. Ярошевич. О структурно-фациальных зонах кембрия вост. скл. Кузнецк. Алатау. ДАН СССР, т. 121, № 2, М., 1958.
254. В. М. Ярошевич. К стратиграфии кембрия района рч. Саралы (Кузнецкий Алатау). Геология и геофизика, № 5, Новосибирск, 1960.
255. В. М. Ярошевич. Стратиграфия синийских и кембрийских толщ Батеневского кряжа, хребта Азыртала и бассейна рч. Белый Июс (Восточный склон Кузнецкого Алатау). Тр. Инст. геол. и геофиз., вып. 17, СО АН СССР, Новосибирск, 1962.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Часть II. Чудская система верхнего протерозоя

А. Нижняя часть (нижний отдел) чудской системы	15
Заветная базальная геологическая формация (Нижнебазальнская)	15
Подглухаринная граувакковая толща	23
Беленькая (белая) толща	27
Гагаринская (среднекорбикская) толща	28
Глухаринная геологическая формация	28
Титовская или Усть-Глухаринная граувакковая геологическая формация	38
Б. Вторая часть (второй отдел) чудской системы	46
Райская (Караульная) геологическая формация	46
Корбикская геологическая формация	57
Бажейская геологическая формация	62
Эпифитоно-онколитовые слои Корбика из средней части чудской системы	71
Духовичская геологическая формация	76
В. Верхняя часть (верхний отдел) чудской системы или нижняя часть более молодой системы	86
Сарабульская геологическая формация	88
Воскресенская гравелитовая толща	95
Кипринская пульсационная свита	106
Кызрыкская толща	116
Жерновская толща	121
Г. Некоторые вопросы стратиграфии чудской системы	129
Д. Возраст чудской системы	132
<i>Часть III. Красноярская система верхнего протерозоя</i>	
(краткий геологический очерк)	
I. Обзор предыдущих исследований	145
II. О стратиграфических границах и геологической позиции красноярской системы	153
III. О расчленении красноярской системы на стделы	157
IV. Геологические формации и свиты красноярской системы	159
А. Об основании красноярской системы	159

Б. Нижняя часть красноярской системы	160
Кайлетская толща	160
Геологическая формация Серебрянских скал	171
Нижнегребешковская толща	183
В. Середина красноярской системы	188
Гребешковская геологическая формация	188
Г. Переходные толщи	205
Громотухинская свита	205
Каскадная толща	208
Д. Верхний отдел красноярской системы	213
Иртышская толща	213
Жержульская пульсационная свита (или геологическая формация)	219
Жержульский доломит	219
Шумичкинская пульсационная свита, серые доломиты и мраморы	235
Лебяжья серия	241
Таловская толща	253
Доломиты Драгунихинской толщи	267
Малоунгутская геологическая формация	267
Анастасьинская толща Красноярской системы	279
Е. О толщах, перекрывающих красноярскую систему	280
У. О возрасте красноярской системы	282
Заключение	287
Литература	289

КОНСТАНТИН ВЛАДИМИРОВИЧ РАДУГИН
ПРОБЛЕМА ПОЗДНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ

Томск. Изд. ТГУ, 1973 г., 304 с.

Редактор издательства В. С. Сумарокова.
Технический редактор Р. М. Подгорбунская
Корректор Г. Г. Колесникова.
Е. С. Юзефович

КЗ 04072. Сдано в набор 6/VI. 1972 г. Подписано к печат
12/III 1973. Формат 60×90¹/₁₆. Объем печ. л. 19, уч.-изд. 21,2, усл. п. л. 19
Заказ 1950. Тираж 500 экз. Цена 2 руб 27 коп.

Издательство ТГУ, Томск, 10, пр. Ленина, 36.
Типография управления по делам издательств, полиграфии и книжно
торговли, г. Кызыл, Шетинкина и Кравченко, 1.

2 p 27 к.

802